

## DEA - 1997 -

## Sommaire des résumés

	pages
<b>BARTOLI F.</b> - Évolution morphotectonique et segmentation des failles actives du rift Baïkal. ....	113-116
<b>BIGOT-CORMIER F.</b> - Thermochronologie par traces de fission et modélisation numérique d'une marge transformante : La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana (RCIG). ....	117-119
<b>BURLET E.</b> - Les tufs volcaniques zéolités des Rhodopes (Bulgarie) : caractérisation, propriétés physico-chimiques, origine. ....	120-121
<b>COLLOMBET M.</b> - Les zones de transfert du rift au Nord et au Sud de l'Islande : distribution spatiotemporelle comparée de la sismicité. ....	122-123
<b>DESMURS L.</b> - Étude pétrologique et géochronologique de la croûte continentale de la marge de Galice. ...	124-125
<b>GARCIA M.</b> - Le volcanisme calco-alcalin oligo-miocène des Andes Centrales (Nord du Chili) : implications sur l'orogénèse andine. ....	126-128
<b>GIL RODRIGUEZ W.F.</b> - Importance du raccourcissement et influence des paléostructures dans le développement de la zone subandine du Pérou central. ....	129-130
<b>GRAINDORGE D.</b> - Structure profonde du Golfe de Corinthe (Grèce). Approche par sismique grand-angle. ....	131-132
<b>GUIRADO F.</b> - Plis et structures de croissance en bordure d'un bassin d'avant-pays : étude par le biais de la modélisation analogique. ....	133-136
<b>MOINE S.</b> - Modélisation géométrique et cinématique d'une surface de faille. Exemple du miroir de la Balme de Sillingy (Hte Savoie). ....	137-138
<b>MOIRIAT D.</b> - Interaction diapir-lithosphère et application aux coronae de vénus. ....	139-141
<b>PELLETIER A.</b> - Ouverture arrière arc : la transition entre le bassin de Lau et le fossé du Havre (Sud-Ouest Pacific). ....	142-145
<b>SCHROETTER J.-M.</b> - L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quadernaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice : analyse morpho-sédimento-structurale. ....	146-149
<b>TORO ALAVA J.</b> - Stratigraphie séquentielle de l'intervalle Albien-supérieur-Turonien inférieur du bassin orienté d'Équateur. ....	150-152
<b>ZAKARIAN N.</b> - Les enclaves ultrabasiques et les mégacristaux des basaltes alcalins de Saric (NW du Mexique). Implications sur la nature du manteau sous le Basin & Range. ....	153-154

*Les documents sont consultables sur place et peuvent faire l'objet de photocopies à titre onéreux.*



## Évolution morphotectonique et segmentation des failles actives du rift Baïkal

Frédéric BARTOLI

Le rift Baïkal a suscité de nombreux débats concernant l'évolution et la nature des processus relatifs à sa genèse. Afin de mieux connaître son histoire et de la replacer dans un contexte à la fois local et régional, nous avons étudié à la fois la déformation finie et la déformation instantanée en analysant dans un premier temps les relations entre le réseau hydrographique et les reliefs, en utilisant des données sismologiques et topographiques, puis en intégrant l'apport de nouvelles images SPOT, ce qui nous a permis d'étudier de manière plus approfondie la partie sud du rift.

### 1. Origine et évolution morphotectonique de la région du rift Baïkal

Ce système extensif actif est localisé à 2500 km au Nord de la zone de collision Inde-Asie dans une région qui présente un fort contraste de la topographie à l'échelle régionale (fig. 1), associant la grande plaine sibérienne à de vastes reliefs (Stanovoy, Sayan et Léna-Angara) et à des reliefs de courte longueur d'onde (Primorsky, Iablonovy).

Les études antérieures montrent que la partie centrale du rift Baïkal est située en bordure d'une zone de suture réactivée lors du rifting. Ce rifting s'est déroulé en 2 périodes : la première, dite de « rifting lent » (Oligocène, Éocène ?, - Pliocène inférieur) et la seconde, dite de « rifting rapide » (Pliocène moyen [3,5 Ma] - Actuel), marquée par le soulèvement des reliefs bordiers des bassins (e.g. chaîne Primorsky).

Dans un premier temps, il était nécessaire de tenter de faire la part entre d'éventuels reliefs anté-rift et des reliefs syn-rift. L'interprétation de la géométrie du réseau hydrographique et de ses relations avec la topographie a permis d'identifier (fig. 1) :

- des jeunes reliefs bordiers des bassins (< 4 Ma), liés au rifting rapide ;
- des dômes, précoces ou tardifs, comme ceux de Khubsugul (Oligocène ?) et de Léna-Angara (Quaternaire), probablement liés à la présence d'intrusions asthénosphériques ;
- des chaînes orientées NO-SE dans la région de Sayan, liées à un épaissement crustal probablement post-oligocène ;
- des structures anté-rifts (> 35 Ma), représentées par les monts Iablonovy et par une partie du massif de Léna-

Angara, peut-être héritées de l'orogénèse mésozoïque et réactivées par le rifting.

Cette première analyse souligne donc non seulement le rôle du rifting sur la topographie, mais aussi celui de la structuration anté-rift, de la collision Inde-Asie et d'intrusions mantelliques. Le rifting aurait été déclenché à la fois par l'arrivée en Mongolie ( $\approx 8$  Ma) du front compressif en provenance de la collision Inde-Asie et par un affaiblissement précoce (dès le Crétacé terminal ?) de la lithosphère par un diapir mantellique situé dans la partie Ouest du rift qui s'est accompagné de la formation de bombements (Khubsugul) et d'émissions volcaniques. Nos observations soulignent donc la double contribution, plaquiste et mantellique, à la déformation cénozoïque et quaternaire.

### 2. Segmentation des failles et potentiel sismique dans le rift Baïkal

Afin de mettre en valeur les relations existant entre la sismicité et les segments de faille (failles pouvant jouer sur toute leur longueur lors d'un seul séisme), nous avons utilisé de nouveaux enregistrements de la sismicité ( $M > 1.4$ ) sur 36 ans dans les parties ouest et centre du rift, et un Modèle Numérique de Terrain (1 x 1 km) comme fond de représentation.

Il est possible de distinguer 3 grandes zones dans ce rift de par leur orientation et le régime de déformation :

- (1) la terminaison orientale, où l'orientation des failles est N40 à N90 et le régime de déformation transtensif ;
- (2) la partie centrale, où l'orientation des failles est N20 à N60 et le régime distensif ;
- (3) et la terminaison occidentale, où l'orientation des failles est soit N-S, soit E-O, et le régime de déformation transpressif à transtensif.

A) *La terminaison orientale* : elle est marquée par des segments de faille de 20 à 70 km de long en moyenne, qui peuvent engendrer des séismes de magnitude 7.0, voire 7.8 exceptionnellement. Des alignements sismiques, dont la longueur moyenne avoisine 120 km, sont corrélables avec les failles normales segmentées bordant les bassins.

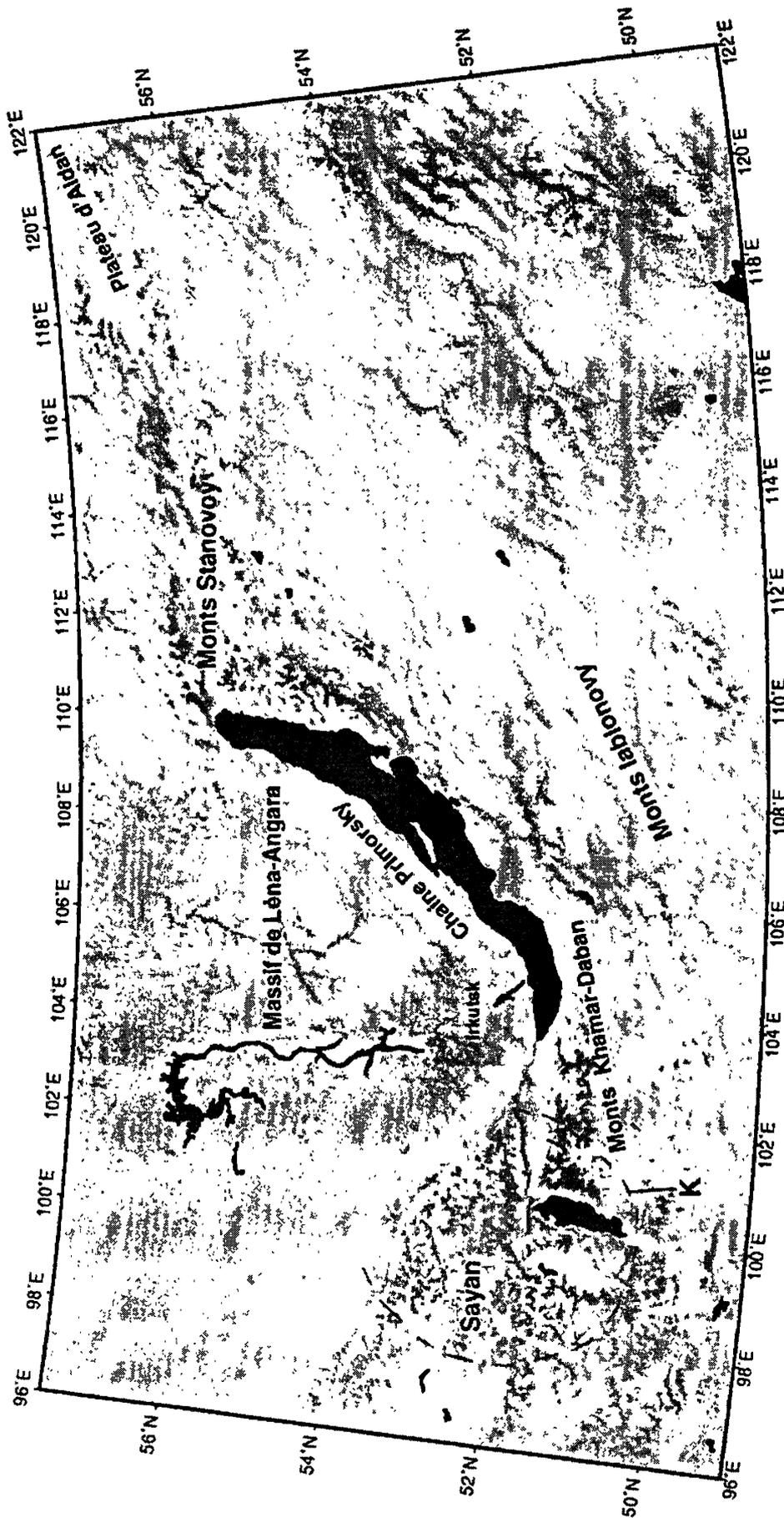


Fig. 1. - Carte topographique générale du rift Baïkal ;  
K : dôme de Khubsugul.

B) *La Partie centrale* : formée par les bassins Sud-Baïkal et Nord-Baïkal, elle est bordée de façon continue au Nord-Ouest par des failles normales. L'étude approfondie de la sismicité de cette zone a révélé :

1) le caractère asismique du bassin Nord-Baïkal, pourtant tectoniquement actif ;

2) un partitionnement de l'activité sismique en 2 grandes ceintures sub-parallèles dans le bassin Sud-Baïkal. Ces alignements, les failles actives connues, et la distribution spatiale des séismes sont en très bonne cohérence : les principaux segments de faille ont une longueur de 30 à 100 km et ont probablement engendré les séismes de magnitude 7.2 à 7.7 répertoriés dans ce bassin sur les 300 dernières années.

C) *La terminaison occidentale* : l'activité sismique y est plus diffuse et se concentre essentiellement sous

forme d'essaims de séismes, difficilement corrélables avec des failles mal cartographiées jusqu'à présent. Par ailleurs, la particularité de cette région est qu'elle marque la transition entre la compression et l'extension depuis le Nord de la Mongolie jusqu'à la partie centrale du rift. Cette zone, encore peu étudiée, apparaît donc comme une zone-clef pour la compréhension du développement du rift.

Il existe donc une différence importante de comportement sismogénique et de segmentation entre ces trois zones du rift. L'étude de la région de Tunka (fig. 2), située dans sa terminaison occidentale, peut aboutir à une meilleure connaissance des processus qui gouvernent l'extension et permettre une comparaison plus détaillée des 3 zones en terme de longueur des segments de failles.

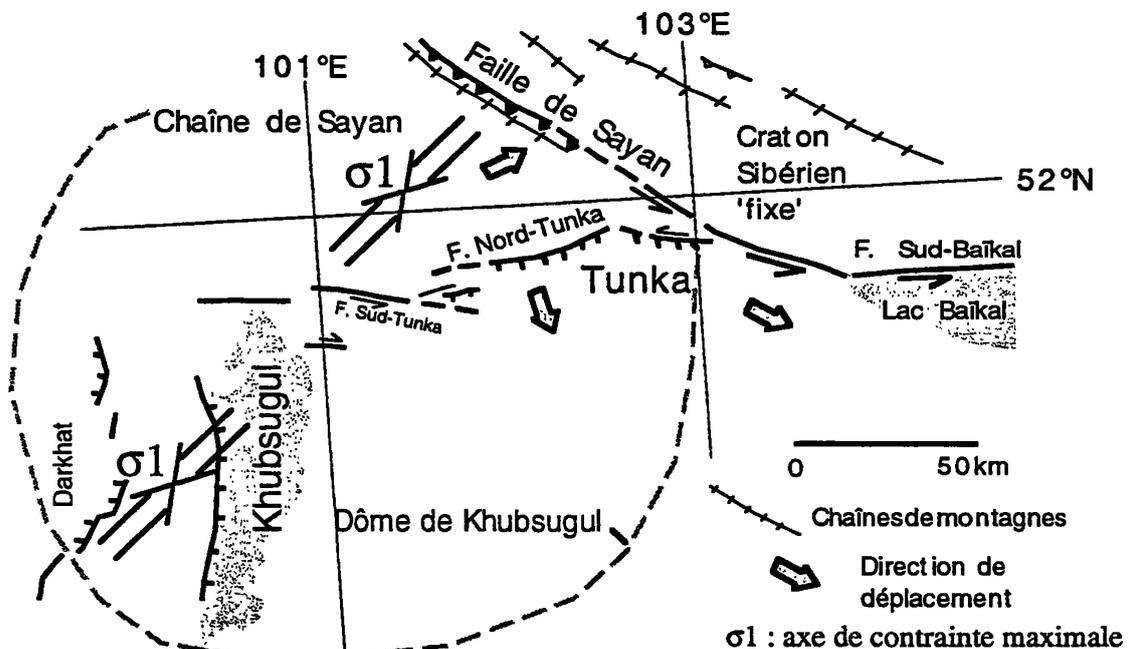


FIG. 2. - Modèle de déformation dans la région de Tunka.

### 3. Contrôle du rifting : une approche par l'étude de la région de Tunka

Le bassin de Tunka, d'orientation E-O, est bordé au Nord par un grand accident au jeu normal prédominant, appelé faille Nord-Tunka, et par la chaîne Tunkinski (fig. 2). L'interprétation de la morphologie sur 3 nouvelles images SPOT nous a permis de faire une cartographie précise des failles de cette région et de proposer un modèle de déformation.

Dans cette région, les failles ont une orientation privilégiée N70 à N130. Ce sont principalement des failles normales, comme la faille Nord-Tunka, et des décrochements, représentés par les failles de Sayan et Sud-Tunka (fig. 2). La longueur des segments, inférieure à 60 km, est donc moins importante dans cette zone que dans la partie centrale du rift.

Le bassin de Tunka exprime un régime de déformation extensif caractérisé par une direction d'extension NNO-SSE. Nos observations suggèrent que la déforma-

tion en régime transpressif s'exprime essentiellement sur le bloc de Sayan, situé au Nord de la faille Nord-Tunka, et que la déformation extensive s'exprime au Sud de la chaîne de Sayan, en grande partie sur la faille Nord-Tunka. La chaîne de Sayan, se soulevant sous l'effet de la compression, se formerait par blocage contre l'ancienne zone de suture (faille de Sayan), alors que le bassin de Tunka se formerait en raison d'un passage rapide de la collision au niveau de la chaîne de Sayan à un mouvement d'échappée vers le Sud-Est du bloc des monts Khamar-Daban, accommodé par la composante sénestre du jeu de la faille de Sayan et le jeu normal de la faille Nord-Tunka et Ouest-Khubsugul (fig. 2).

Il existe donc un découplage de la déformation de part et d'autre de la faille Nord-Tunka. Ce phénomène semble lié au fait que la déformation est à la fois gouvernée par le champ de contraintes régional et par une participation active du manteau à l'affaiblissement de la lithosphère, qui se manifeste notamment par l'apparition précoce du dôme de Khubsugul et par son effondrement, qui pourrait se poursuivre actuellement.

#### 4. Implications

L'étude de la région de Tunka montre donc que le rifting est à la fois gouverné par la propagation des forces engendrées aux limites des plaques et par l'activité d'un diapir asthénosphérique sous forme d'injections, localisées aujourd'hui dans la région de Sayan.

Par ailleurs, le rift Baïkal est caractérisé, comme la branche occidentale du rift Est-Africain, par une épaisseur sismogénique importante (30 km) et des structures de grande taille (segments de faille et bassins). Notre étude montre que cette particularité est liée d'une part à la résistance élevée de la lithosphère en raison de son état thermique froid, et d'autre part, à la grande influence de la structuration anté-rift sur le rifting. La présence de discontinuités mécaniques dans la lithosphère, dont l'orientation par rapport aux contraintes maximales et minimales a permis leur réactivation, favorise donc la genèse de grandes failles ( $\approx 100$  km de long) et de bassins de grandes dimensions (250 x 60 km).

*Tuteur : J. DEVERCHERE, Geosciences Azur, UPMC, Villefranche-sur-Mer.*

*Laboratoire d'accueil : Geosciences Azur, Villefranche-sur-Mer.*

## Thermochronologie par traces de fission et modélisation numérique d'une marge transformante : La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana (RCIG)

Florence BIGOT-CORMIER

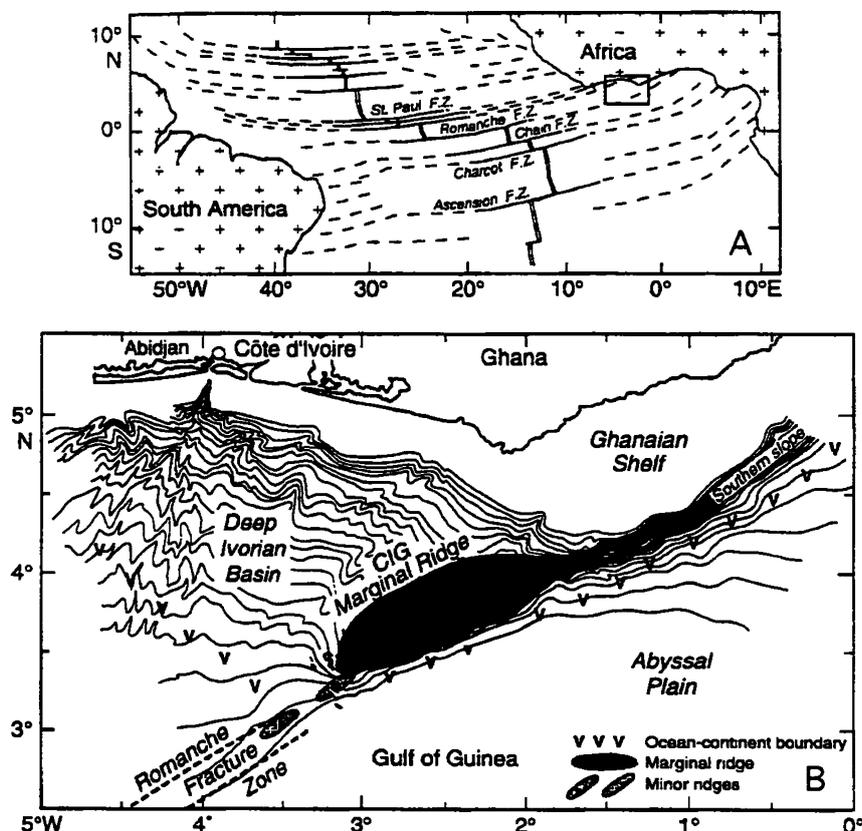


FIG. 1. – Situation géographique de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana [d'après Mascle J. 1996 modifié]. [Mascle J., Lohmann G. P., Clift P. D. *et al.* 1996. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial reports*, 159, p. 5-16].

Nous avons analysé les traces de fission dans les apatites de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana. Cette marge est située dans la prolongation vers l'Est de la Romanche. Sa morphologie est caractérisée par une ride linéaire d'environ 130 km de long séparant la plaine abyssale du Golfe de Guinée au sud, d'un profond bassin ivoirien au nord (fig. 1). Les échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs (de 2200 m à 4800 m) sur l'escarpement sud de la marge continentale, au cours de plusieurs plongées, lors de la campagne « Equanaute » (1992).

Les 11 échantillons étudiés dans ce travail et 6 autres étudiés antérieurement sont répartis le long de la marge, sur environ 200 km (fig. 2). Dans tous ces échantillons les traces de fission des apatites ont été thermiquement affectées *in situ* à des degrés divers.

Dans la partie centrale (plongées En 11 à En 10), les âges TF (75-85 Ma) sont plus jeunes que les âges stratigraphiques (Albien-Aptien, > 96 Ma). La distribution des longueurs des traces confinées suggère que l'effacement total des traces de fission a été suivi par un refroidissement rapide. On peut donc penser que ces échantillons auraient vu leur chronomètre TF totalement remis à zéro vers 75-85 Ma au moment du passage de l'axe d'accrétion le long de la marge.

A l'est de la ride, seule une partie des cristaux d'apatite ont été remis à zéro par le passage de la ride médio-océanique, alors que d'autres auraient gardé en mémoire des traces plus anciennes. On observe que ces échantillons se trouvaient en position plus interne dans la marge et auraient ainsi pu être moins soumis aux effets du « chalumeau thermique » de l'axe d'accrétion lors de sa migration vers l'ouest. On peut donc penser

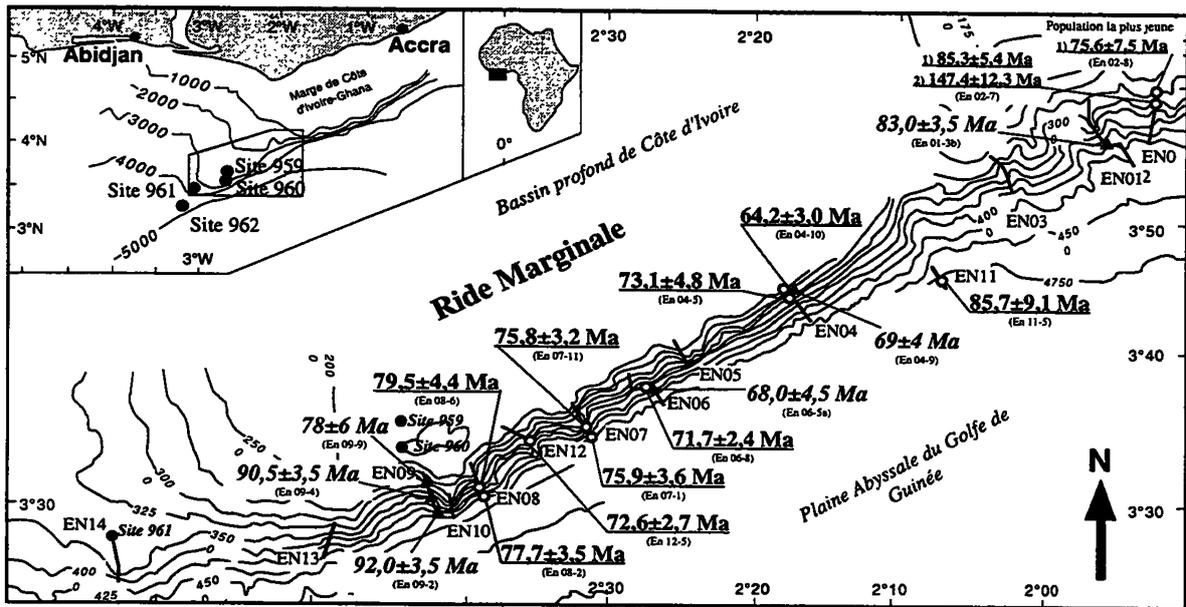


FIG. 2. – Carte représentant les âges apparents des échantillons datés lors de cette étude (o — âge), ceux datés antérieurement par Bouillin *et al.* [1997] (Δ — âge) et les sites de forage ODP 159 (•).

qu'ils ont subi un échauffement moins important que dans la partie centrale et qu'à cause des différences de composition chimique des apatites, certaines seulement aient eu leurs traces remises à zéro. Cette hypothèse est confirmée par les longueurs confinées qui montrent une distribution très large.

A l'ouest, deux échantillons présentent des âges à 90-92 Ma. Ces échantillons pourraient être liés à une dénudation tectonique estimée à environ 2,5 km (en supposant que le gradient géothermique était au moins égal à l'actuel, soit de 48°C/km) lors de la formation de la ride marginale à l'Albien supérieur.

Une modélisation numérique de marge transformante continent/océan montre qu'un soulèvement lithosphérique de la plaque continentale pourrait se produire sans apport thermique, par simple flexure d'une plaque élastique soumise à l'érosion (fig. 3). Cette modélisation a été appliquée à la marge de Côte d'Ivoire-Ghana. Les résultats obtenus (fig. 4) sont en accord avec les données TF et sédimentologiques qui montrent que la formation de la ride serait d'âge Albien supérieur, donc antérieure au passage de l'axe d'accrétion.

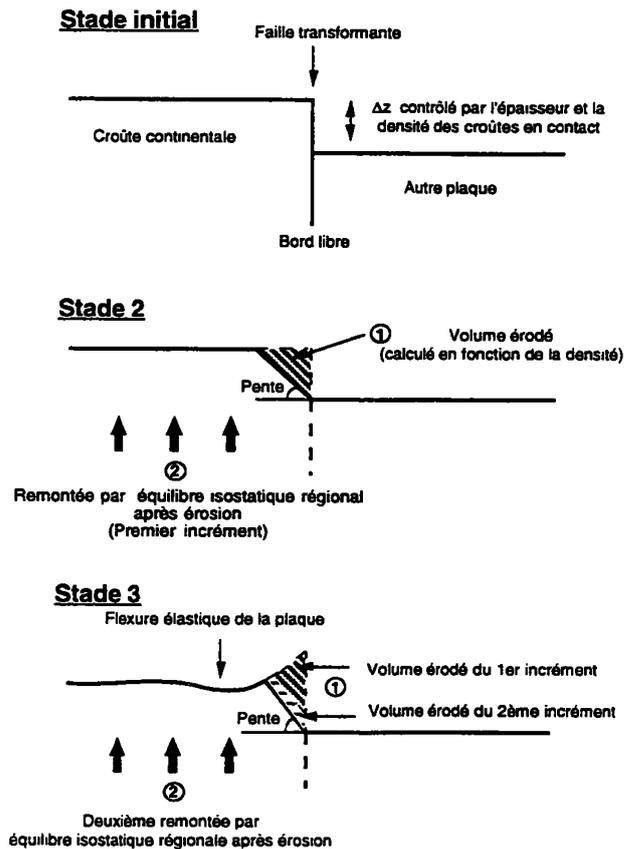


FIG. 3. – Schémas représentant le mécanisme utilisé par la modélisation numérique pour simuler un soulèvement lithosphérique. Ce processus est répété jusqu'à ce que la ride ait atteint un niveau d'équilibre, c'est-à-dire jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de soulèvement significatif.

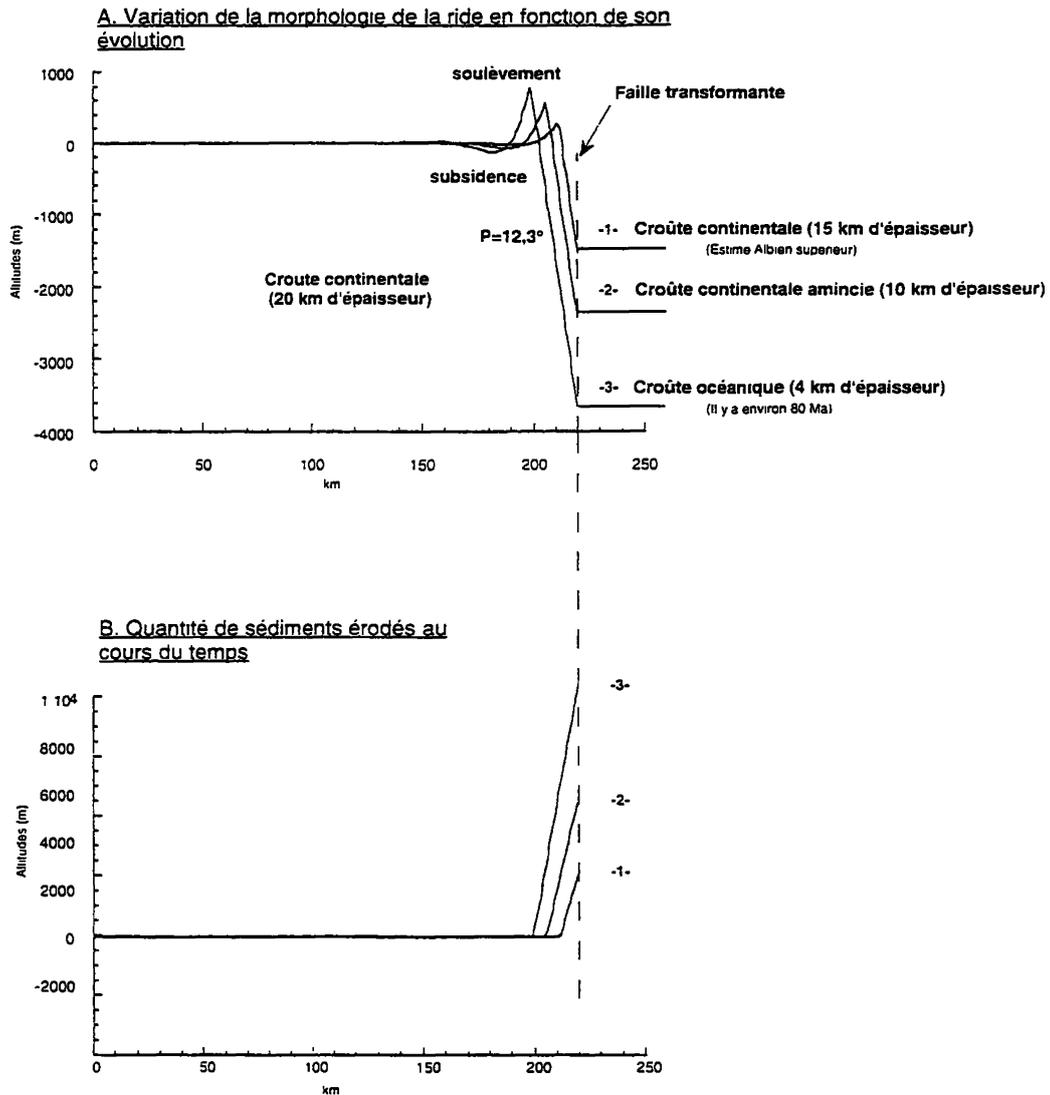


FIG. 4. – Représentation de l'évolution de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana lorsque l'épaisseur élastique est fixée par exemple à 2 km, sans apport thermique.

Les données microstructurales et biostratigraphiques indiquent que les formations du Crétacé inférieur de la RCIG ont été déformées et chauffées avant l'Albien supérieur. Cet événement aurait pu être enregistré par les échantillons les plus occidentaux. Le refroidissement

vers 80 Ma peut être interprété comme la conséquence de la dénudation par recul de la pente continentale, suite à l'augmentation du dénivelé entre marge continentale et croûte océanique, après un éventuel réchauffement provoqué par le passage de l'axe d'accrétion.

Tuteurs : C. BASILE, J.-P. BOUILLIN, G. POUPEAU, LGCA, CNRS, UJF.  
Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/UFJ Grenoble.

## Les tufs volcaniques zéolités des Rhodopes (Bulgarie) : caractérisation, propriétés physico-chimiques, origine

Emmanuelle BURLET

Les zéolites ont un potentiel économique élevé dans de nombreux domaines pour leur capacité d'échangeur d'ions, comme adsorbent ou encore comme tamis moléculaire.

En Bulgarie, la province des Rhodopes orientales est riche en tufs volcaniques d'âge oligocène, associés à un volcanisme post collisionnel alpin. Les tufs acides sont les plus intéressants économiquement car les gisements sont importants en volume et car les zéolites associées sont des clinoptilolites, très recherchées pour leurs propriétés d'adsorption et leur grande capacité à échanger des cations tels que Na, K et NH<sub>4</sub>. Actuellement, les données qualitatives et quantitatives concernant la nature des tufs sont limitées aux échantillons provenant de quelques carrières

Des échantillons ont été prélevés à différents niveaux stratigraphiques, dans les quatre phases volcaniques acides oligocènes, à des distances variables du point d'émission afin de couvrir l'ensemble du volcanisme des Rhodopes orientales

Sur l'ensemble des Rhodopes orientales, toutes les zéolites des tufs étudiés sont des clinoptilolites calciques et potassiques, d'après des tests thermiques et des analyses à la microsonde électronique.

Les zéolites bulgares se sont formées en milieu marin par transformation du verre rhyolitique. La circulation de fluides a permis la cristallisation de zéolites, céladonite (sous forme de grains et anneaux verts), smectite, adulaire et opale. Les autres minéraux associés aux tufs d'origine primaire et lithique, sont des feldspaths sanidine et plagioclase, du quartz et des pyroxènes de type diopside-augite. On y trouve

aussi quelques microfossiles marins (radiolaires, spongiaires...)

D'après la pétrologie des roches volcaniques et un calcul du pourcentage des phases minérales par des méthodes chimiques, d'évaluation de la capacité d'adsorption d'eau (C.A.E.) et de rayons X quantitatifs, nous en déduisons :

- les deux premières phases volcaniques acides ont des teneurs importantes en clinoptilolite (45-70%) indépendantes de la distance au point d'émission comme du type de tuf.

- La troisième phase acide n'est que très peu zéolitée (5% de clinoptilolites). Le matériel volcanique ne s'est pas déposé en milieu marin comme les deux premières phases acides mais en domaine continental ce qui explique sa faible transformation en zéolites.

- La quatrième phase acide est constituée d'un groupement de dômes de perlite. Ce ne sont donc pas des tufs. Les perlites sont cependant transformées par hydrothermalisme à plus de 45% en clinoptilolites.

Les zéolites bulgares ont de fortes capacités d'échange cationique (C.E.C.) (maximum 153 meq/100g) et C.A.E. ( $\Delta T$  maximum : 8,9 °C) leur procurant un fort intérêt économique. Mais ces valeurs peuvent être très variables même dans une même carrière lorsqu'il s'agit d'unités différentes, imposant une étude complète de chaque niveau de tuf.

*MOTS CLÉS.* – Zéolites, Bulgarie, Rhodopes, volcanisme acide, tuf, C. E. C.

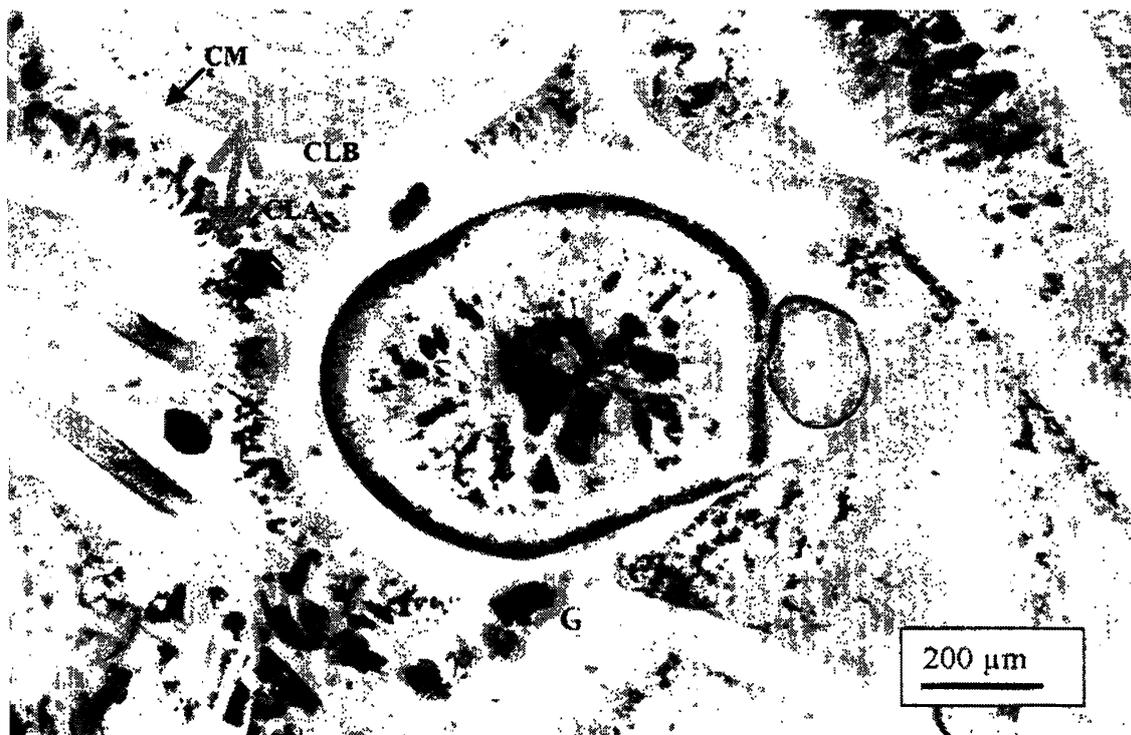


FIG. 1. – Détail d'une écharde avec en bordure extérieure un liseré vert d'argile (CM) et vers l'intérieur des clinoptilolites incolores et lamellaires en bordure (CLB) et automorphes au centre (CLA). Les grains verts (G) sont des céladonites - BU 4 « LN ».



FIG. 2. – Détail (suivant la flèche grise) de la bordure de la même écharde vu au microscope électronique.

Tuteur : J.J. COCHEME, UAM III

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de pétrologie magmatique, CNRS, Univ. Aix-Marseille III

## Les zones de transfert de rift au nord et au sud de l'Islande : distribution spatiotemporelle comparée de la sismicité

Marielle COLLOMBET

A 65° de latitude Nord, l'Islande subit la double influence d'une dorsale océanique (la dorsale médio-atlantique) et d'un point chaud. Les zones néovolcaniques qui la traversent du nord au sud constituent un rift émergé de 350 km, décalé de 150 km à l'est par rapport à la dorsale. Deux zones de fractures permettent la connexion de ce rift aux segments de dorsale de Reykjanes et Kolbeinsey : au nord, la Zone de Fractures de Tjornes, au sud, la Zone Sismique Sud Islandaise. Ces deux zones sont le théâtre d'une activité sismique très prononcée.

L'étude comparée de cette sismicité sur une durée de deux ans (1995 et 1996) montre que les deux zones ne sont probablement pas au même stade d'évolution.

Différentes approches de l'activité sismique sud et nord islandaise montrent que la Zone de Fracture de Tjornes (TFZ) et la Zone Sismique Sud Islandaise (SISZ), zones transformantes, ne sont probablement pas au même stade d'évolution. Au nord, la répartition spatio-temporelle des séismes a montré la migration spatiale d'essaims sismiques au cours du temps. Au sud, la majeure partie de la sismicité se développe à l'extrémité ouest de la SISZ. Cette forte activité sismique est

probablement liée à une forte activité magmatique sous-jacente non exprimée en surface. L'analyse des magnitudes révèle un défaut de petits séismes.

Ceci pourrait être lié à la présence de forts gradients géothermiques qui favoriseraient la déformation aiséismique. La zone transformante proprement dite, isolée de ces influences magmatiques, présente une sismicité diffuse spatialement. Quelques crises ponctuelles soulignent la fracturation N-S qui apparaît en surface. Cette dispersion géographique des séismes se retrouve lors de la recherche de multiplets. Il faut attendre les périodes de crise (fin 1996 pour notre étude) pour que les événements se regroupent en essaims sismiques.

La méthode de relocalisation par multiplets n'est abordée ici que dans son premier stade. Les séismes ont été triés et regroupés en multiplets sur des critères de corrélation entre temps de parcours. La seconde partie du travail consistera à récupérer et comparer les signaux sismiques bruts des événements présélectionnés pour parvenir à une relocalisation relative. Cette localisation, en théorie plus précise que celle obtenue par les méthodes classiques, permettra sans doute de faire ressortir de nouvelles caractéristiques de la sismicité Sud Islandaise.

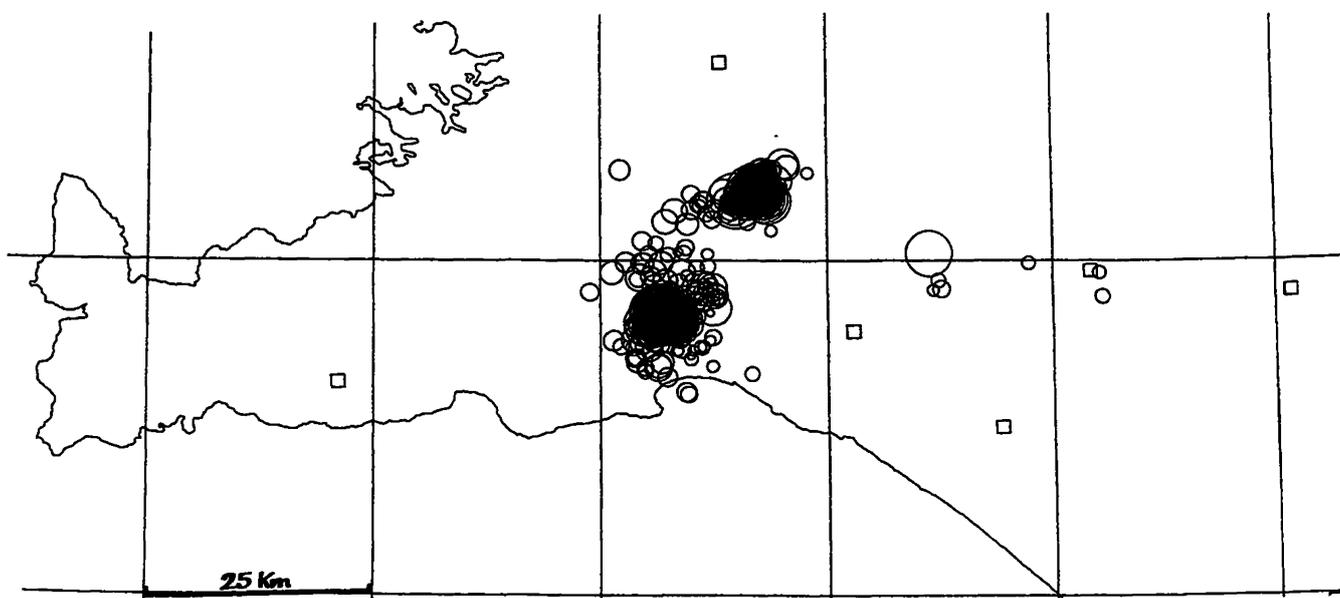


FIG. 1. – Localisation des événements survenus au cours des deux crises majeures en Islande du Sud (année 1995).

Les carrés symbolisent les stations d'enregistrement sismique permanente du réseau SIL.

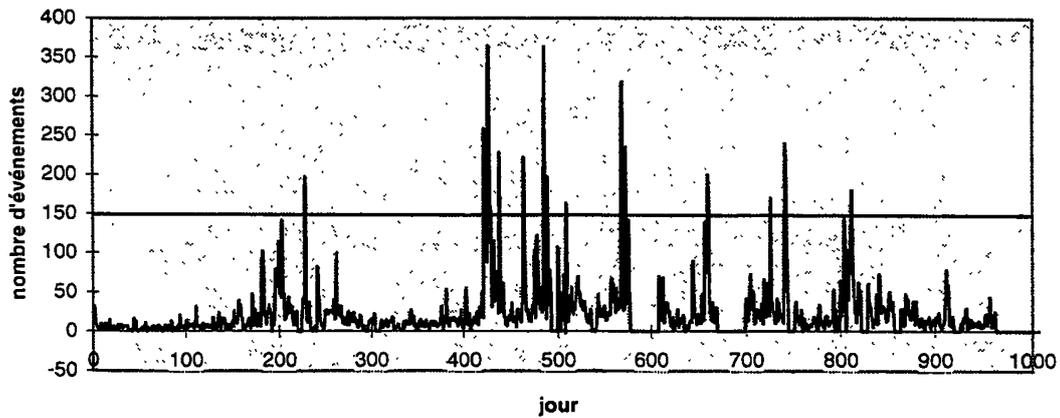


FIG. 2. – Répartition temporelle des séismes du sud du 1<sup>er</sup> Janvier 1994 au 19 Août 1996. L'origine de l'échelle des temps est prise au 1<sup>er</sup> Janvier 1994. Les jours sont ensuite numérotés dans un ordre croissant (de 1 à 962). L'axe des ordonnées indique le nombre de séismes enregistrés au cours d'une journée. Les données d'Août 1995 et Novembre 1995 ne nous ont pas été communiquées. Ceci explique les « vides » sur la courbe au niveau des jours 600 et 700.

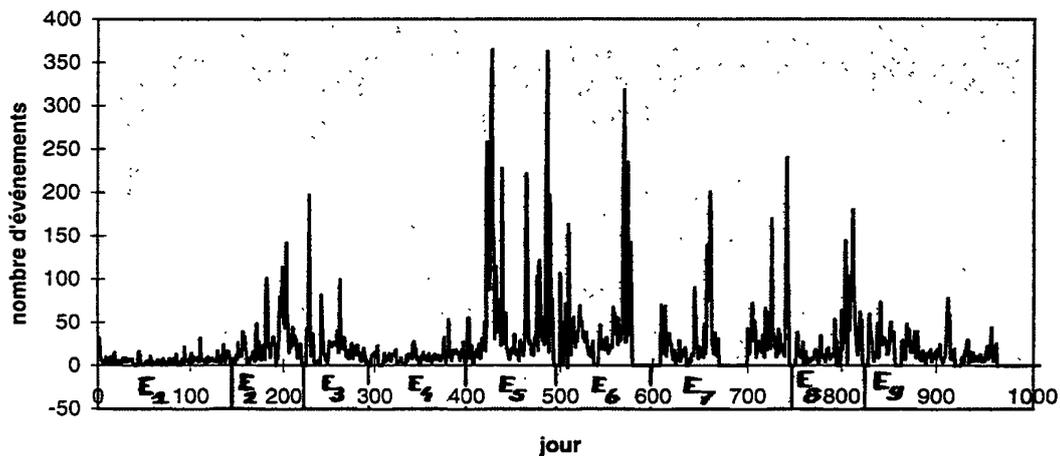


FIG. 3. – Découpage temporel de l'activité sismique sud-islandaise du 1<sup>er</sup> Janvier 1994 au 19 Août 1996. L'origine de l'échelle des temps est prise au 1<sup>er</sup> Janvier 1994. Les jours sont ensuite numérotés dans un ordre croissant (de 1 à 962). L'axe des ordonnées indique le nombre de séismes enregistrés au cours d'une journée. Les données d'Août 1995 et Novembre 1995 ne nous ont pas été communiquées. Ceci explique les « vides » sur la courbe de niveau des jours 600 et 700. Le découpage temporel (période E1 à E9) est basé sur l'individualisation des périodes de calme et de crise sismique.



FIG. 4. – Analyse en ondelettes sur les données du nord pour 1995 et 1996 pour 3 classes de magnitude. (A :  $-1 < M_I < 1$  ; B :  $1 < M_I < 2$  ; C :  $M_I > 2$ ). Abscisses : temps origine des séismes en secondes. Ordonnées : largeur de la fenêtre analysatrice en secondes.

Tuteurs : T. VILLEMINE, J.-L. GOT, LGCA, CNRS, Université de Savoie.

Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/UJF Grenoble.

## Étude pétrologique et géochronologique de la croûte continentale de la marge de Galice

Laurent DESMURS

La marge de Galice (NW de l'Espagne) est une marge passive résultant de la déchirure intracontinentale entre l'Ibérie et l'Amérique du nord depuis le Jurassique terminal jusqu'au Crétacé inférieur. Cette

gné d'une fusion partielle du manteau et d'un sous-plaquage de gabbros.

Le socle de la marge de Galice est constitué essentiellement de granitoïdes. De nombreux galets de granulites sont associés à ce socle granitique. Deux hypothèses étaient proposées pour expliquer la présence de ces granulites. La première, par analogie avec l'évolution métamorphique de la croûte continentale hercynienne au Carbonifère, suggère qu'elles sont issues de la granulitisation de la croûte continentale inférieure lors du rifting. La seconde propose que ces

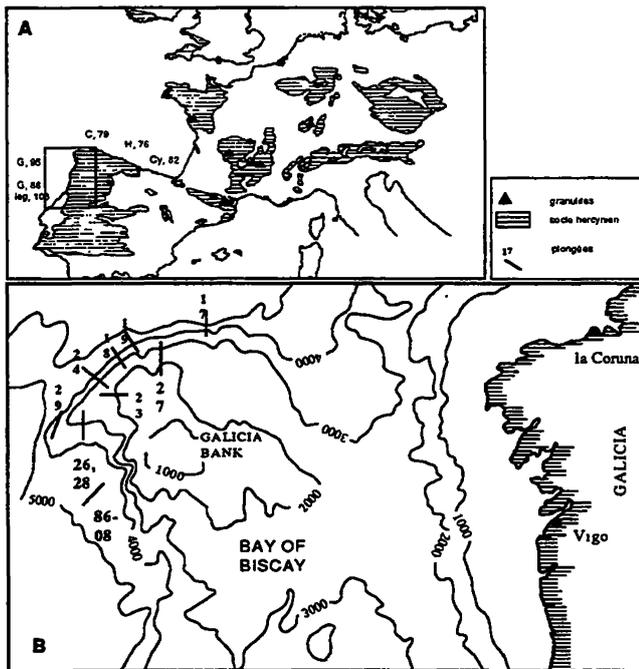


FIG. 1 –  
A. Localisation de la marge passive de Galice sur la côte ouest de la péninsule ibérique  
B. Situation des sites de plongées sur les pentes nord et ouest du Banc de Galice. Les échantillons étudiés proviennent des Sites 26,27 (visité en 1995) et 86-08b (visité en 1986)

marge peut être divisée en deux segments, l'un continental, l'autre océanique dont la frontière (OCB : ocean-crust boundary) est marquée par du matériel mantellique formant un relief sous-marin. Différents auteurs ont proposé que le contact entre la croûte continentale supérieure et le matériel mantellique se fasse par le biais d'une zone de cisaillement comprenant de haut en bas : a) Une brèche cataclasique incluant des fragments anguleux et hétérométriques issus de la croûte continentale supérieure et du manteau ; b) des mylonites et des ultra mylonites résultant de la déformation ductile à fragile des gabbros et des péridotites. Cette remontée de matériel mantellique s'est accompa-

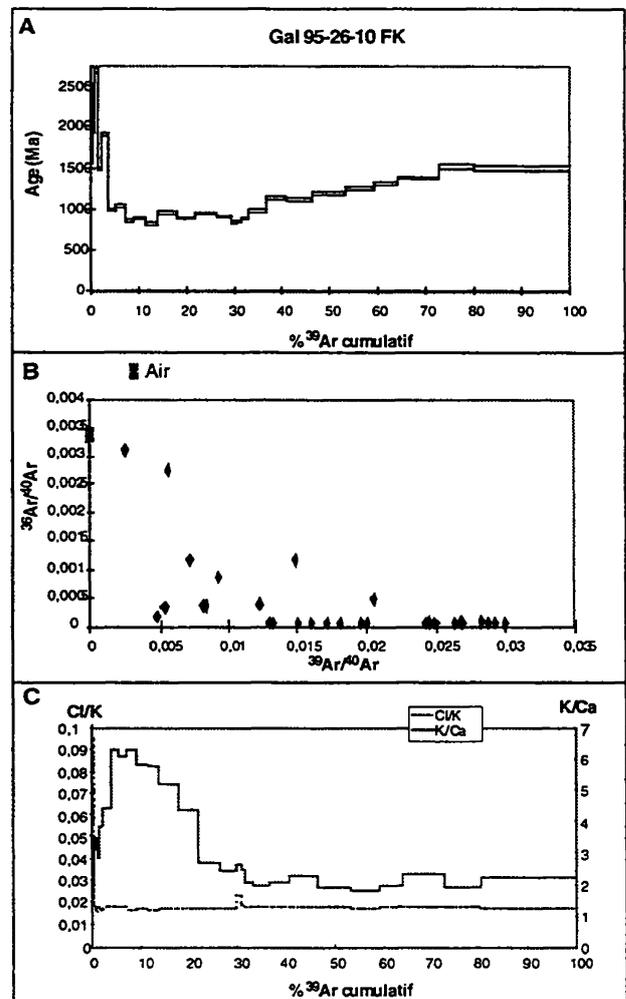


FIG. 2. – Résultat de l'étude d'un feldspath potassique de l'échantillon Gal 95-26-10. A. Spectre d'âge. B. Isochrone inverse. C. Évolution des rapports calculés Cl/K et K/Ca pendant le dégazage.

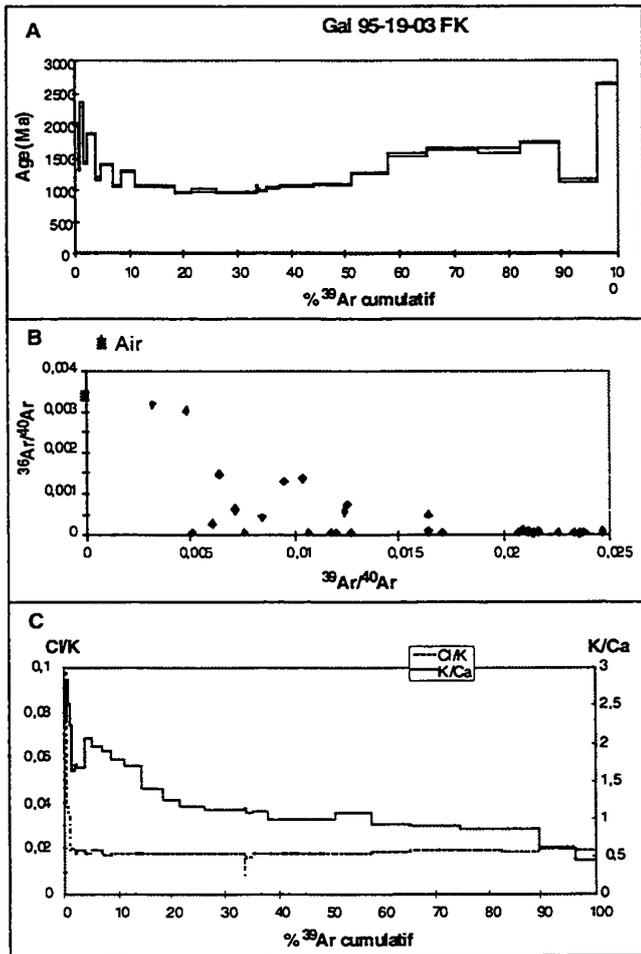


FIG. 3. — Résultat de l'étude d'un feldspath potassique de l'échantillon Gal 95-19-03. A. Spectre d'âge. B. Isochrone inverse. C. Évolution des rapports calculés Cl/K et K/Ca pendant le dégazage.

granulites appartiennent à la croûte continentale inférieure pré-rift, et qu'elles proviennent de la brèche tectonique située au contact entre les roches mantelliques et continentales de la marge.

L'étude pétrologique et les datations Ar/Ar de ces granulites montrent que ces roches ont cristallisé dans des conditions de HP-HT et MP-MT au Pré-cambrien et qu'elles faisaient donc déjà partie de la croûte continentale supérieure lors du rifting.

L'étude pétrologique et géochronologique d'un orthogneiss prélevé sur un bloc basculé de la marge de Galice montre que le rifting s'est initié dans la croûte continentale dès le Trias. Cet amincissement s'est

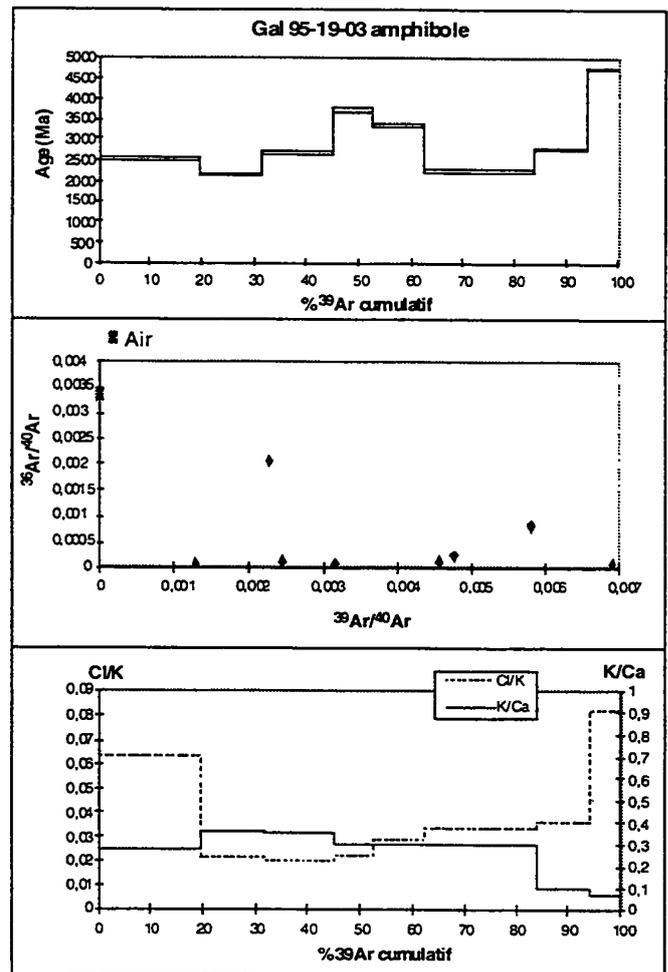


FIG. 4. — Résultat de l'étude d'une amphibole de l'échantillon Gal 95-19-03. A. Spectre d'âge. B. Isochrone inverse. C. Évolution des rapports calculés Cl/K et K/Ca pendant le dégazage.

accompagné d'une déformation de l'orthogneiss sous les conditions du faciès amphibolites (6Kb, 600°C). Ces conditions P, T montrent que le rifting d'une croûte continentale stable ne s'accompagne pas d'une anomalie thermique comparable à celle survenant lors du retour à l'équilibre d'une croûte continentale épaissie.

**MOTS-CLÉS.** — Galice, marge passive, rifting, granulite, croûte continentale supérieure, anomalie thermique, thermochronologie.

Tuteur : T.V. GARDIEN, UCB LYON 1.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de pétrologie et tectonique, CNRS et UCB Lyon 1.

## Le volcanisme calco-alkalin oligo-miocène de Andes Centrales (Nord du Chili) : implications sur l'orogénèse andine

Marcelo GARCIA

Dans la bordure ouest de la Cordillère Occidentale des Andes Centrales (1819CS ; Nord du Chili), on observe deux groupes de séries volcaniques d'âge oligo-miocène.

Les unités de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (26-18 Ma ; formations Lupica et Oxaya) sont formées par des dacites et des tufs, de composition acide (de 64 à 79 % de SiO<sub>2</sub>). Les dacites, à amphibole et enstatite, s'apparentent à des séries calco-alkalines fortement potassiques. Les tufs à cristaux, renferment du quartz, de la sanidine, des plagioclases et des biotites relativement riches en MgO. Ces tufs présentent à la fois

des caractères de magmas orogéniques (anomalies négatives en Nb, Ta et Ti) et de magmas shoshonitiques (enrichissement en Nb, Y et Th). Ces laves et tufs sont enrichis en terres rares légères, avec des rapports (La/Yb) CN compris entre 16 et 21. De par leur richesse en Th, ces laves et tufs appartiennent à un volcanisme de marge active.

Le basalte (B-1), collecté dans l'arrière-arc bolivien (Formation Azurita), est à olivine et diopside. Il présente à la fois des caractères de laves orogéniques, car il est appauvri en Ti, Nb, Ta par rapport aux N-MORB, et des caractères de laves alcalines (shoshonitiques), car il est enrichi en Zr, Nb, et Ta par rapport aux séries calco-alkalines.

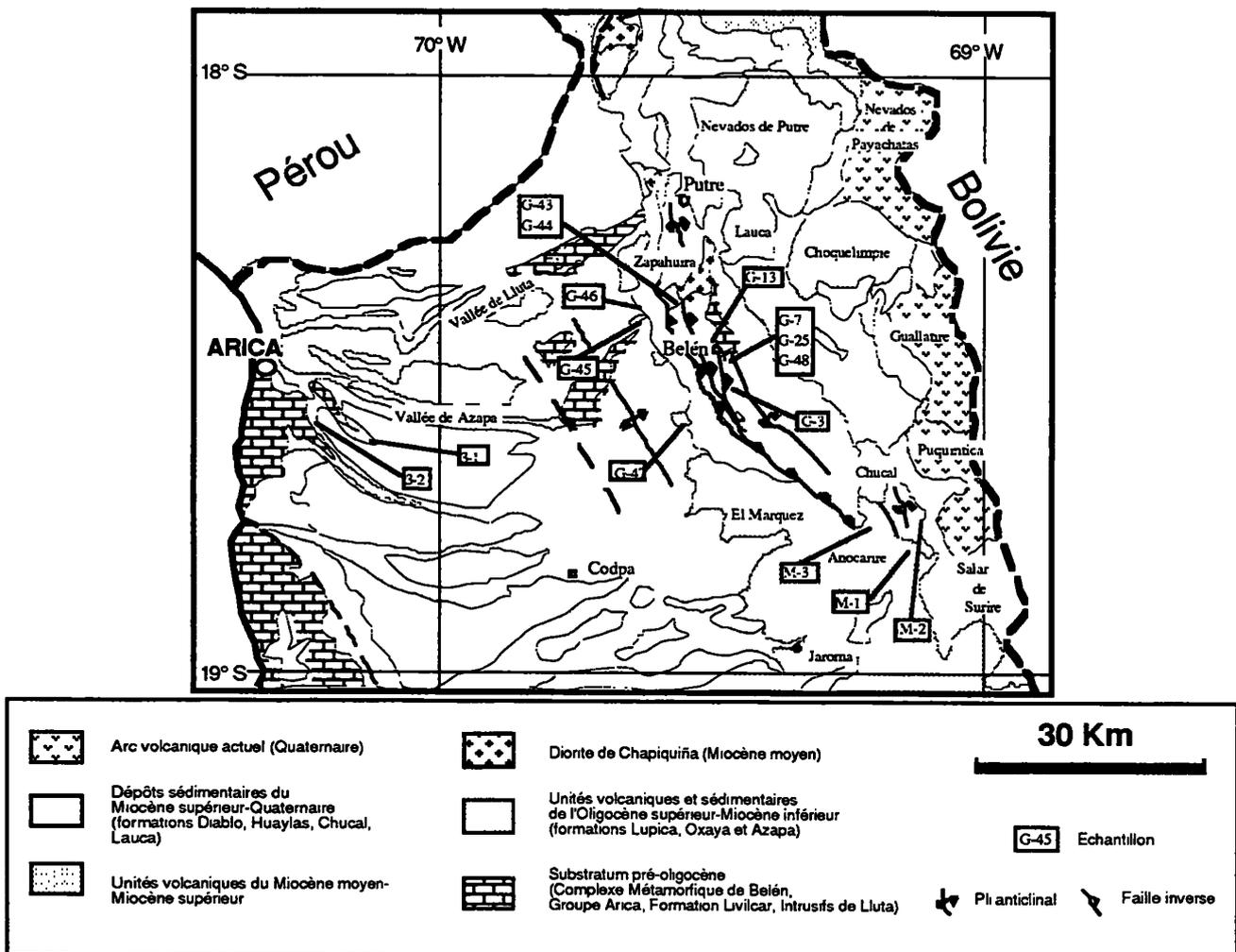


FIG. 1. – Carte de localisation des échantillons.

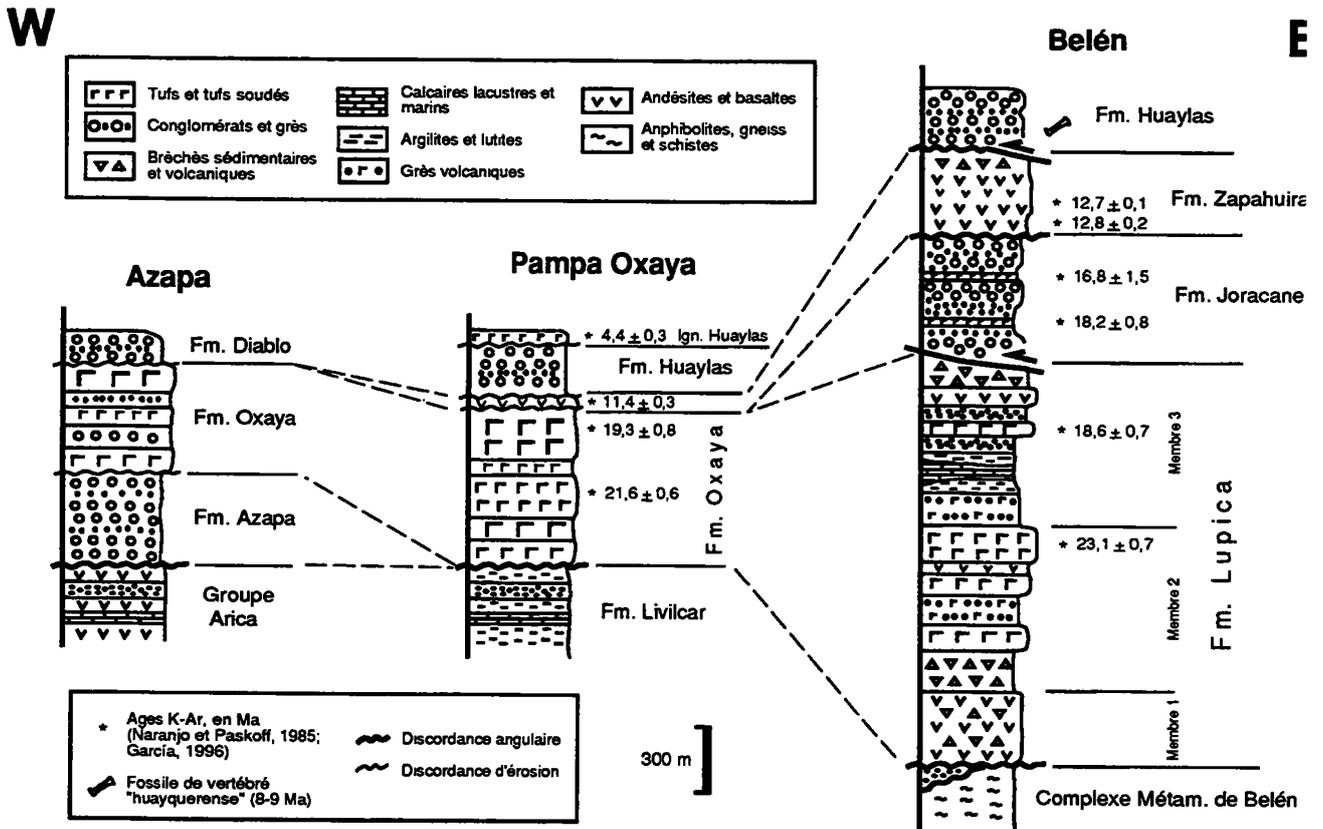


FIG. 2. – Successions stratigraphiques synthétiques de la région étudiée.

Les unités du Miocène moyen-Miocène supérieur (13-10 Ma; formations Zapahuire et Chucal; Complexe Anocarire) sont formées principalement d'andésites basaltiques, d'andésites et de dacites (de 54 à 65 % de SiO<sub>2</sub>), associées à des tufs rhyolitiques (75 % de SiO<sub>2</sub>). Ces roches appartiennent à des séries calco-alcalines fortement potassiques. Les andésites, à olivine,

augite et enstatite, renferment des agrégats gloméroporphyriques (olivine-bytownite-augite-enstatite), qui représentent des témoins de phases minérales précoces basiques, incorporées et rééquilibrées avec la roche hôte plus différenciée. Les dacites sont à amphibole et enstatite. La dacite M-1 montre un fort enrichissement en terres rares légères [(La/Yb) CN = 25,5]. Cette dacite

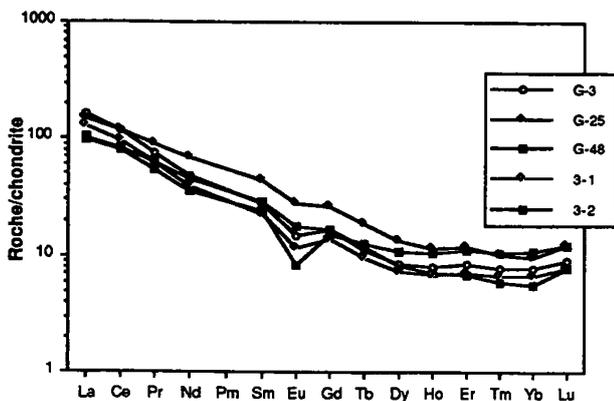


FIG. 3. – Spectres de Terres Rares des roches de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989].

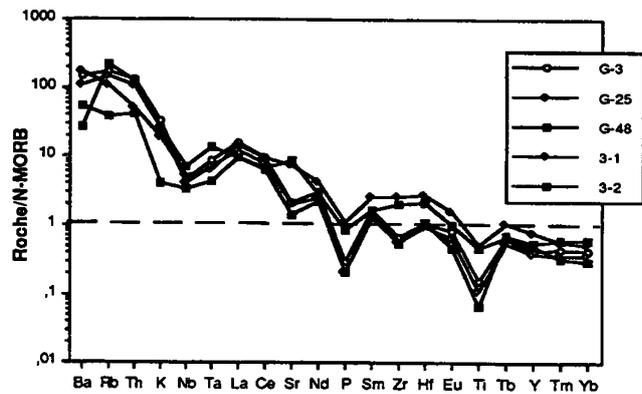


FIG. 4. – Spectres multi-éléments des roches de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, normalisés au MORB [Sun et McDonough, 1989].

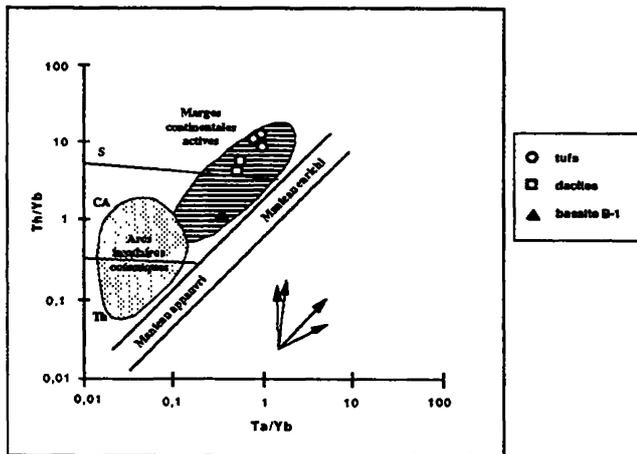


FIG. 5. – Diagramme de discrimination Th/Yb vs Ta/Yb [Pearce, 1983] pour les volcanites de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

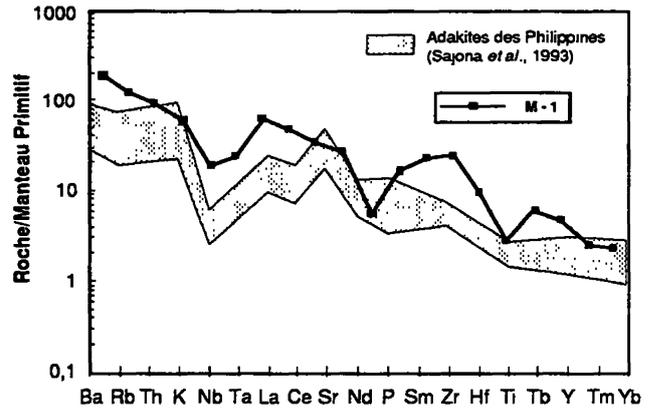


FIG. 8. – Spectres multi-éléments de la dacite M-1, normalisée au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989].

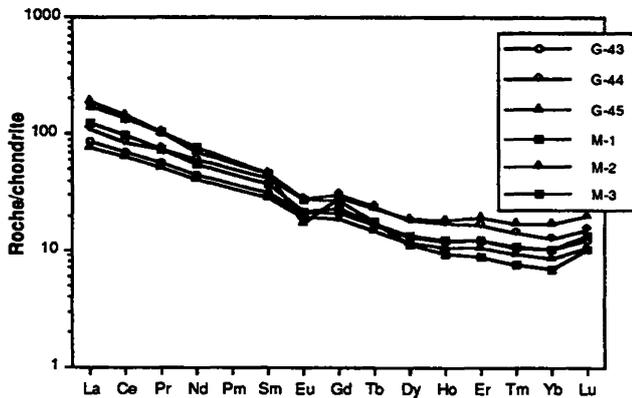


FIG. 6. – Spectres de Terres Rares des roches du Miocène moyen - Miocène supérieur, normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989].

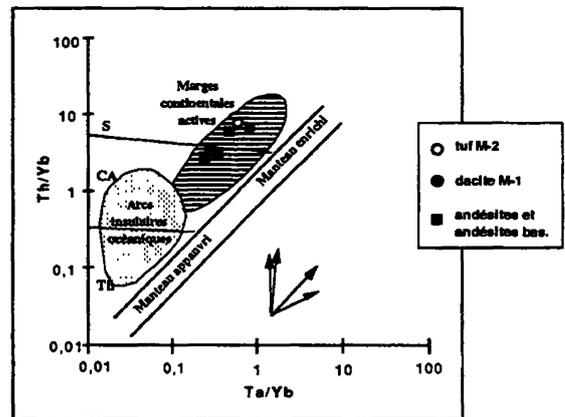


FIG. 9. – Diagramme de discrimination Th/Yb vs Ta/Yb [Pearce, 1983] pour les volcanites du Miocène moyen-Miocène supérieur.

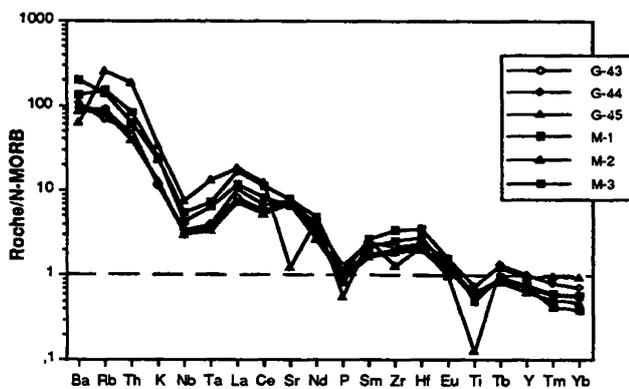


FIG. 7. – Spectres multi-éléments des roches du Miocène moyen - Miocène supérieur, normalisés au N-MORB [Sun et McDonough, 1989].

diffère des autres laves miocènes par son caractère très appauvri en Y et en terres rares lourdes. Les rapports (La/Yb) CN des autres laves et tufs miocènes sont compris entre 8 et 12. De par leur richesse en Th, ces laves et tufs appartiennent à un volcanisme de marge active.

Tuteurs : H. LAPIERRE, G. HERAIL et E. JAILLARD, LGCA, ORSTOM.

Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/UJF Grenoble.

## Importance du raccourcissement et influence des paléostrutures dans le développement de la zone subandine du Pérou central

Willy F. GIL RODRIGUEZ

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention de recherche établie entre l'ORSTOM et Elf Aquitaine Production. Il s'agit d'une étude régionale d'une partie de la zone subandine (ou foothills) du Pérou Central (bloc 66 pour les compagnies pétrolières).

Cette étude régionale s'est déroulée en 5 étapes :

- acquisition de données de terrain ;
- analyse et interprétation de profils sismiques et de données de puits ;

- construction d'un nouveau schéma structural ;
- construction d'une coupe équilibrée à l'aide du logiciel GeoSec®.
- interprétation géodynamique.

Elle a permis de préciser le style structural de la région étudiée, de quantifier les raccourcissements horizontaux, et de mieux comprendre les relations entre paléogéographie paléozoïque et mésozoïque et structuration néogène.

La zone subandine correspond à une ceinture plissée d'âge néogène, chevauchée à l'ouest par la Cordillère Orientale et chevauchant à l'est le bassin d'avant-pays. D'est en ouest, la zone étudiée comprend trois unités structurales caractérisées par un style de déformation propre : le Haut du Shira, le Bassin Pachitea, la zone Subandine s.s.

Deux styles de déformation apparaissent : une tectonique de socle à l'origine du Haut du Shira et une tectonique de couverture caractéristique de la zone subandine s. s. Dans la zone subandine, trois systèmes de chevauchement ont pu être différenciés : le système San Matias Bella Esperanza, le système Yunculmas - Cacazu, le rétro-chevauchement Eneñas - Villa Rica. Ces systèmes de chevauchements se branchent sur un niveau de décollement de caractère régional qui pourrait être situé à la base de la Formation Ene (Permien inf.) En effet, cette formation longtemps considérée comme inexistante dans la région étudiée, affleurerait d'après nos observations au toit des chevauchements frontaux de San Matias et Bella Esperanza : elle constituerait également la semelle d'importantes klipptes tectoniques que nous avons cartées entre les deux chevauchements frontaux. Il faut confirmer sa présence par datation.

Les profils sismiques montrent que certaines unités sédimentaires paléozoïques et mésozoïques se biseautent vers l'est. Dans la zone subandine s. s. les

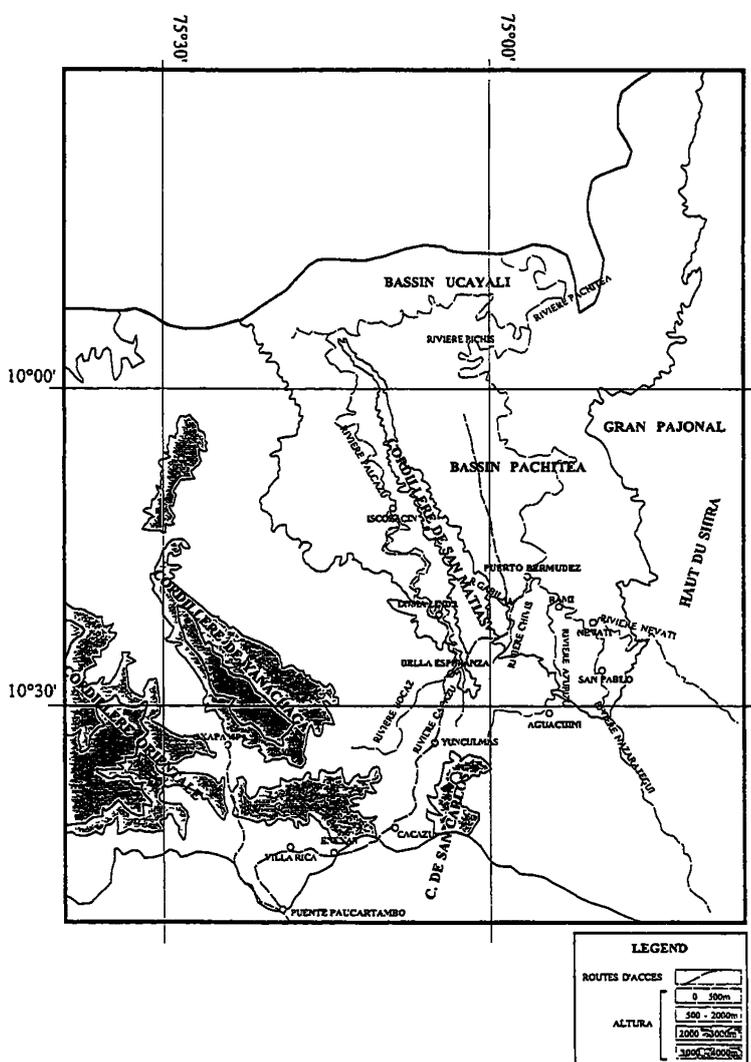


FIG. 1. – Situation géographique de la zone d'étude et principales routes d'accès.



## Structure profonde du golfe de Corinthe (Grèce) : approche par sismique grand-angle

David GRAINDORGE

Le Golfe de Corinthe se situe en Grèce centrale à la jonction entre une extrusion au nord-est le long de la faille anatolienne, la subduction hellénique au sud, la faille transformante ionienne à l'ouest et l'extension gravitationnelle et arrière-arc de l'Égée à l'est. Il subit actuellement une extension N-S matérialisée par une forte sismicité. Cette zone a fait l'objet de nombreuses études scientifiques de sismicité, morpho-structurales, des sondages magnéto-telluriques et de tomographie sismique. Mais la structure de la croûte reste encore mal connue du point de vue des vitesses sismiques et de la géométrie. Lors de la campagne Séisgrèce (décembre 1996-Janvier 1997) dans le Golfe de Corinthe, trois profils de sismique grand-angle perpendiculaires et parallèles aux structures actives ont été réalisés grâce à des stations sismiques sous-marines (OBS) et terrestres.

Le premier résultat est la mise en évidence de quatre unités de vitesses distinctes : deux unités de vitesses faibles (inférieures à 4,5 km/s) interprétées comme des

sédiments récents, puis deux unités de vitesses plus élevées (supérieures à 4,5 km/s) interprétées comme le socle acoustique. La modélisation a ensuite permis de décrire les grandes lignes de la géométrie de ces unités. On met en évidence que le socle est fortement basculé vers le sud avec un pendage compris entre 5 et 10° et qu'il est structuré selon une direction E-O perpendiculaire à la direction d'extension du plio-quaternaire à l'actuel ce qui prouve son antériorité à cette dernière phase tectonique. À la faveur de ce basculement, les deux unités superficielles interprétées comme des sédiments syn-rifts remplissent l'espace disponible.

Des études antérieures montrent que le basculement se fait le long de failles normales actives de pendage 45° nord situées en bordure de la côte sud du bassin. L'épaisseur des sédiments syn-rifts atteint 3000 m au maximum au pied de ces failles majeures du système tectonique. On estime leur taux de glissement pour la partie est du bassin à 6-7 mm/an, ce qui correspond aux

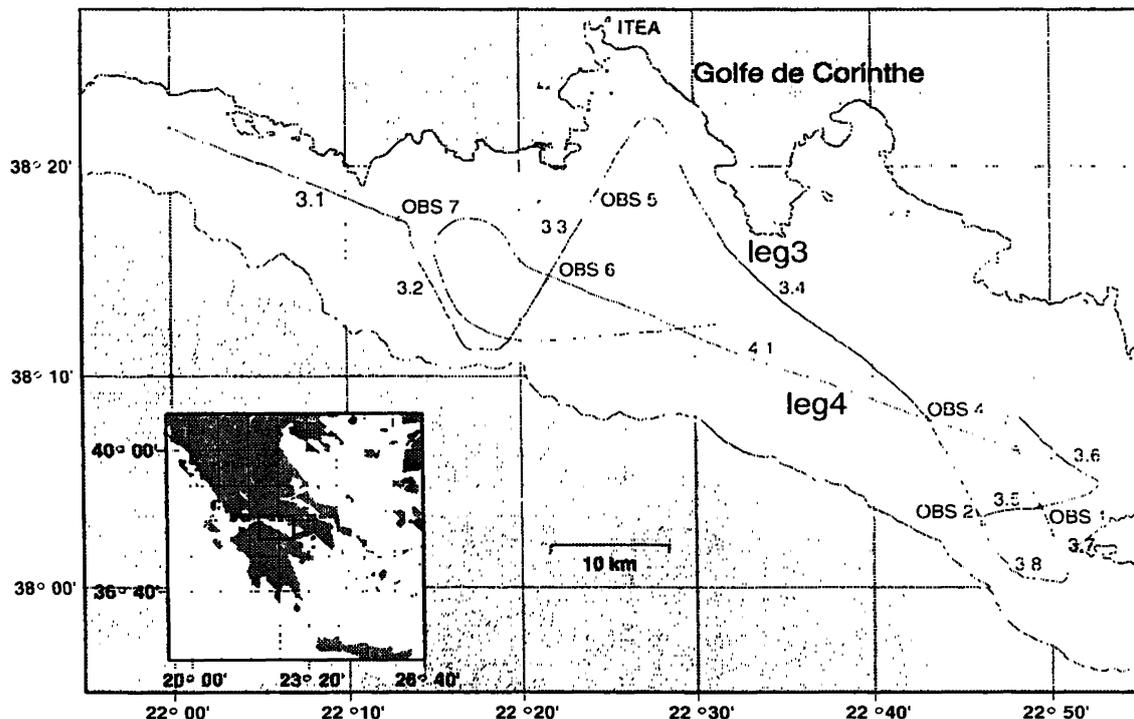


FIG. 1. – Localisation des OBS et des profils de tirs du Golfe de Corinthe.

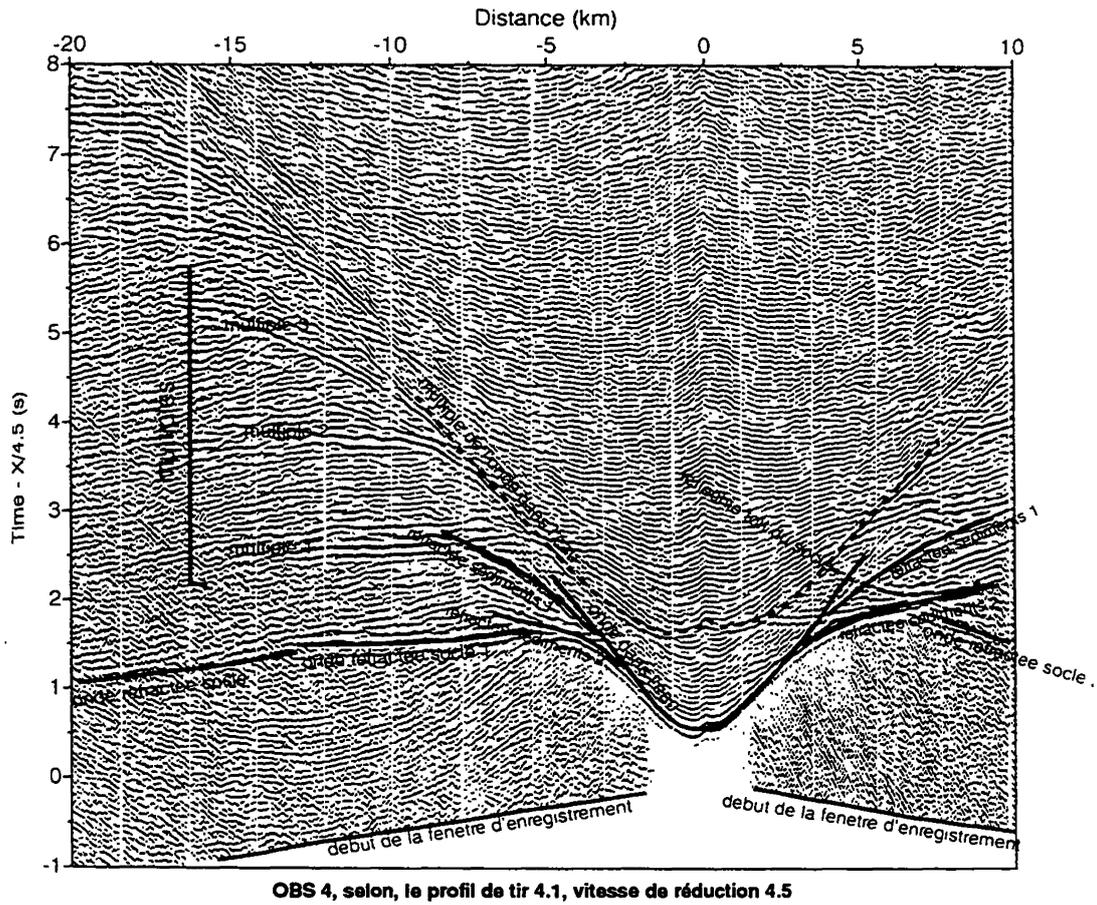


FIG. 2. – Exemple de profil sismique grand angle du Golfe de Corinthe. Interprétation de quelques arrivées types.

prévisions les plus pessimistes obtenues par modélisation de la croûte élastique du Golfe de Corinthe.

Cependant, si ce golfe a une géométrie en demi-graben basculé vers le sud semblable aux structures observées dans les « Basin and Range », les taux de glissement sont très supérieurs dans le golfe et impliquent l'existence d'un système profond accommodant l'extension. On met en évidence à partir de réflexions grand-angle dans la dernière couche du modèle des horizons qui pourraient correspondre à la partie supérieure de cette zone très sismogénique et située entre 5 et 7 km.

Enfin l'importance de l'extension semble aussi à l'origine d'une structuration est-ouest dont les modalités sont mal comprises mais qui individualise deux bassins séparés par un seuil à une longitude d'environ 20°20'.

Tuteur : P. CHARVIS, ORSTOM, Géosciences Azur, Villefranche-sur-Mer  
 Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Villefranche/Mer

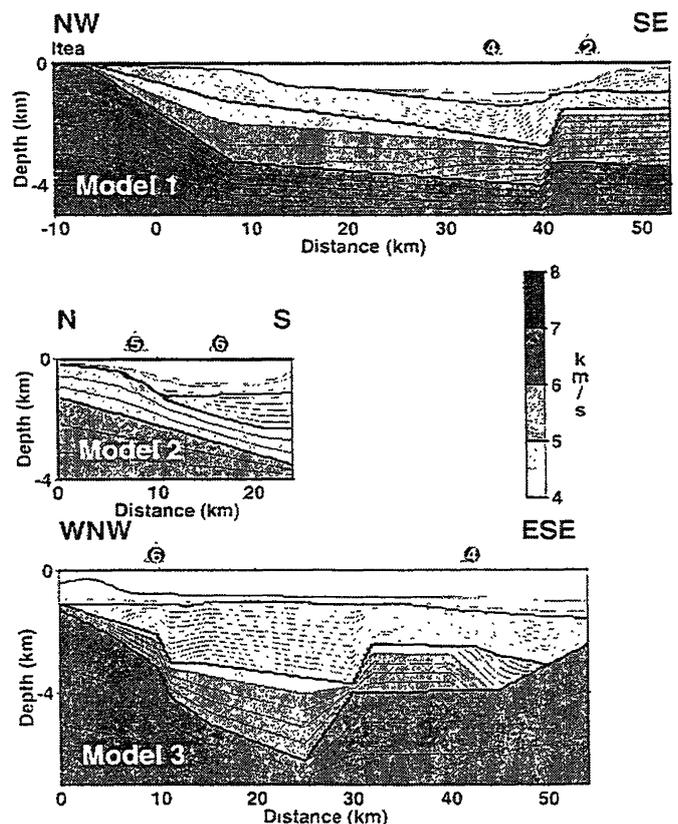


FIG. 3. – Modèles de vitesses obtenus pour le golfe de Corinthe.

## **Plis et structures de croissance en bordure d'un bassin d'avant-pays : étude par le biais de la modélisation analogique**

Florence GUIRADO

Afin d'étudier et mieux comprendre la géométrie des structures chevauchantes ainsi que leurs relations avec l'érosion et la sédimentation concomitantes de la déformation, nous avons adopté une approche expérimentale réalisée au laboratoire de l'IFP, par le biais de modèles physiques (sable, silicone, poudre de verre). La première condition expérimentale (uniquement déformation) fait office de référence. La seconde met en évidence l'effet de la sédimentation. La troisième rend compte des effets combinés de la sédimentation et de l'érosion.

Dans le modèle sédimentation, la structure frontale se développe en pli de propagation (fig. 1). Le synclinal à l'avant du pli est caractérisé par un système de failles secondaires, qui se relaient de haut en bas en l'absence de nouvelle sédimentation et en sens inverse juste après chaque épisode de sédimentation. Dans le modèle sédimentation + érosion (fig. 2), la structure chevauchante frontale, bloquée à l'avant, accommode le raccourcissement à l'arrière par une multiplication de rétrochevauchements et « kink-bands » associés. Un bassin se forme dans la région comprise entre le piston et la structure frontale.

Ces expériences montrent que :

1) la sédimentation influe sur la géométrie du chevauchement frontal. En particulier, elle favorise la formation de plis de propagation ;

2) la création d'un relief induit une déviation de la contrainte principale majeure, ce qui se répercute directement sur l'activité des failles dans le synclinal à l'avant du pli de propagation (fig. 3) ;

3) les rétrochevauchements à l'arrière de la structure frontale fixent la limite entre le bassin et cette dernière.

Plusieurs études structurales indiquent que la séquence de développement des failles secondaires dans un pli de propagation est effectivement contrôlée par les conditions d'érosion et de sédimentation. Les réactivations hors séquences décrites dans les plis de propagation du versant Sud Pyrénéen ou au toit des chevauchements majeurs des Siwalik du Nepal, sont associés à des épisodes de sédimentation, tandis que le développement prograde des écaillages au mur des chevauchements de Chartreuse se produisent dans un contexte d'érosion et de sédimentation limitées.



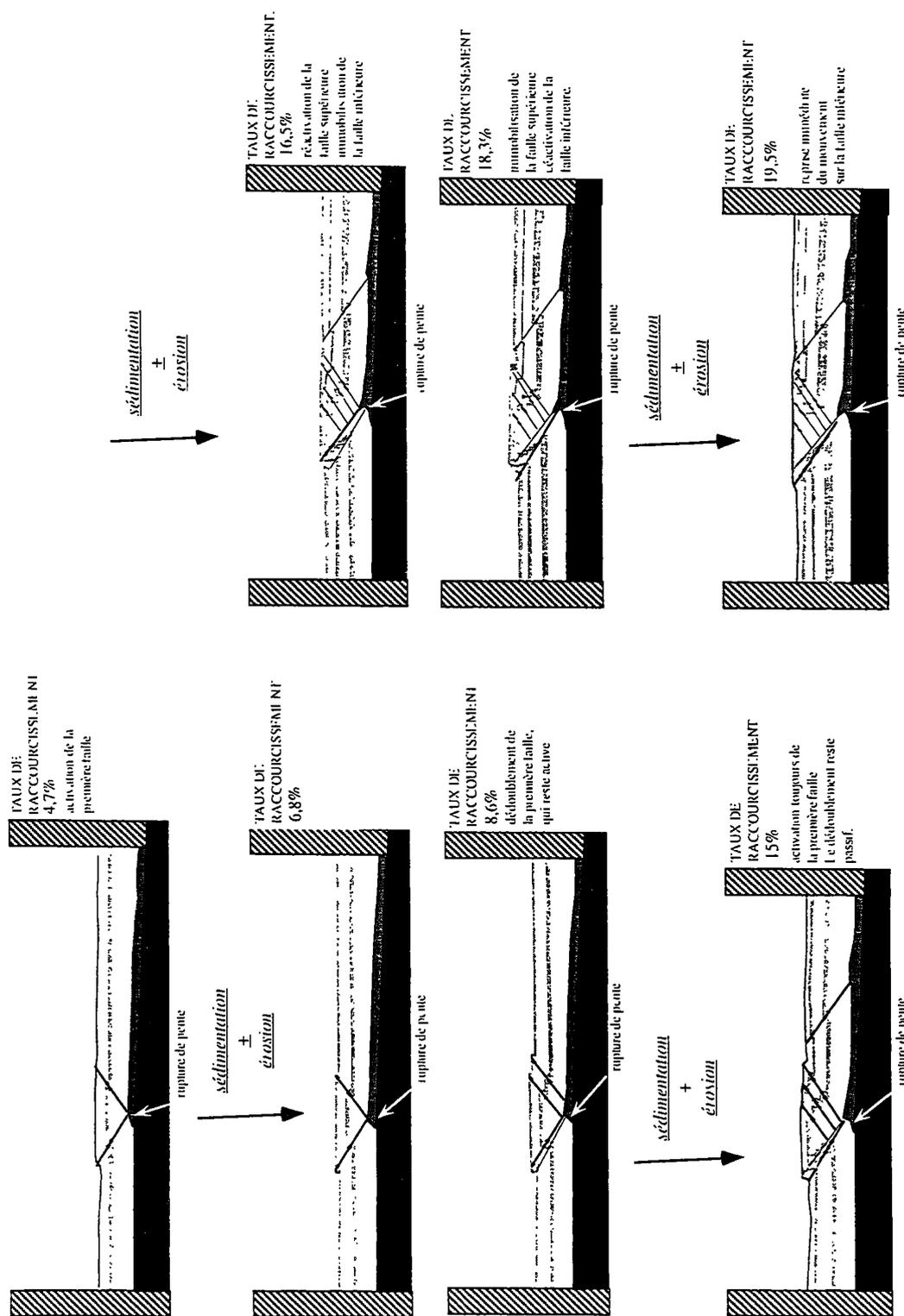


FIG. 2. – Évolution du système de failles au sein du synclinal à l'avant du pli de propagation. Modèle ÉROSION + SÉDIMENTATION (...).

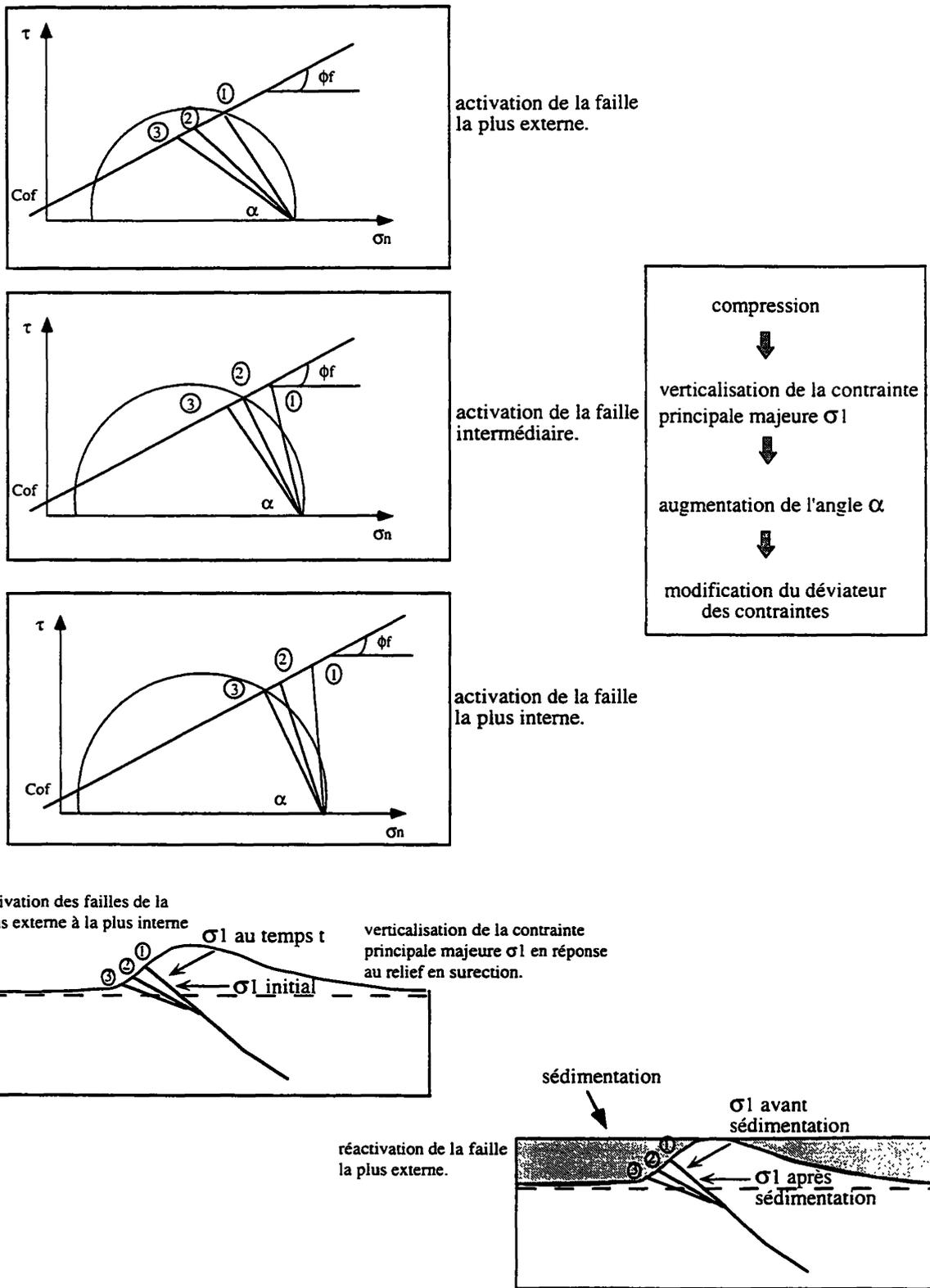


FIG. 3. – Interprétation mécanique (critère de Mohr-Coulomb) relative au fonctionnement du système de failles dans le synclinal à l'avant du pli de propagation. Modèle SÉDIMENTATION.

Tuteur : J. L. MUGNIER, CNRS, LGCA.

Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS /UJF Grenoble.

## Modélisation géométrique et cinématique d'une surface de faille : exemple du miroir de la Balme de Sillingy (Hte Savoie)

Sophie MOINE

La compréhension des mécanismes de fonctionnement des failles passe par une bonne connaissance de la topographie des surfaces de rupture sur lesquelles se concentrent les déplacements. Dans le cas général de surfaces courbes irrégulières et cannelées, le mouvement est totalement guidé si la surface présente les caractéristiques géométriques d'un filetage. Dans ce cas, il est alors possible de déterminer les caractéristiques cinématiques d'une telle surface définies par un torseur [Thibaut, 1992].

Se basant sur les travaux de Thibaut [1992], nous avons étudié la surface de la faille du Vuache affleurant à la Balme de Sillingy (fig. 1). Les analyses cinématiques de la topographie de cette surface caractérisée à différentes échelles, décimétrique et métrique, sont corrélables entre elle ; un mouvement relatif en translation est communément retrouvé. Néanmoins pour l'analyse à l'échelle métrique, la géométrie obtenue de la surface modélisée après introduction du critère de filetage, diffère dans sa partie basse de la surface observée à cette échelle.

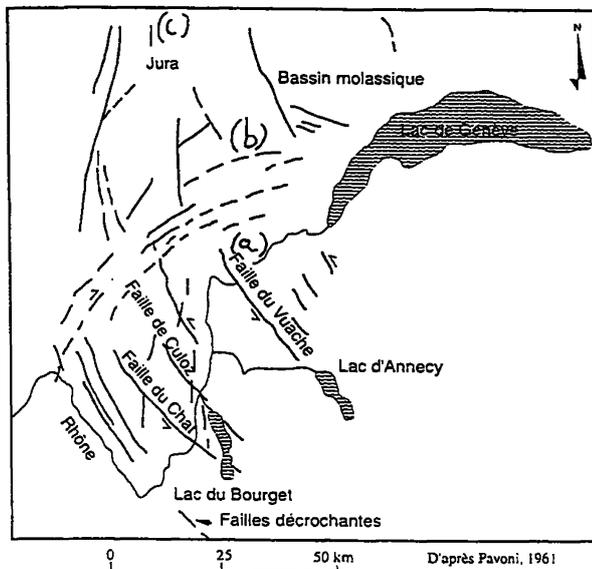


FIG. 1. – Carte structurale simplifiée.

a : Faille rayonnante. b : Faille varisque. c : Faille subméridienne.



FIG. 2. – Exemple de cannelure (échelle décimétrique).

La surface de la faille du Vuache affleurant à la Balme de Sillingy présente les caractéristiques « visuelles » d'une surface de filetage (fig. 2). En effet à la vue des caractéristiques géométriques du plan observées à différentes échelles (cannelures décimétriques, métriques et centimétriques) il semble possible de déterminer un (des) mouvement(s) particulier(s) n'engendrant aucun changement de volume, propre à chacune des cannelures ou commune à l'ensemble de la surface. Une méthode inverse développée par Thibaut [1991] permettant de déterminer les propriétés cinématiques des surfaces, a été appliquée aux différentes échelles, afin de mieux comprendre le fonctionnement de cette faille.

L'introduction du critère de filetage fait ressortir les principales formes géométriques ou cannelures, ainsi que le torseur auquel elles sont rattachées. L'analyse des résultats des modélisations des deux échelles de cannelures, décimétrique et métrique, nous montre en outre que la faille du Vuache présente bien les caractéristiques d'un filetage. De plus, les propriétés cinématiques

plan, nous montre la forme qu'aurait le plan dans le cas d'un filetage parfait. Si tel est le cas, il faudrait impliquer une autre déformation post- ou syn-filetage. Deux types de déformations hypothétiques peuvent être proposées. Le ripage banc sur banc « horizontal », observé sur le terrain induirait un mouvement horizontal parallèlement à l'axe du pli (NS). Une surimposition d'autres mouvements à petite échelle qui aurait alors raboté le plan, notamment le déplacement relatif dextre observé sur le terrain.

Aucune trace de déplacements verticaux d'origine extensive ou compressive n'a pu être mise en évidence. Néanmoins, à l'échelle décimétrique, la surface observée présentait des ondulations orientées « verticalement » à l'échelle kilométrique, l'orientation de la double courbure de la faille suggère l'identification d'un mouvement vertical généralisé.

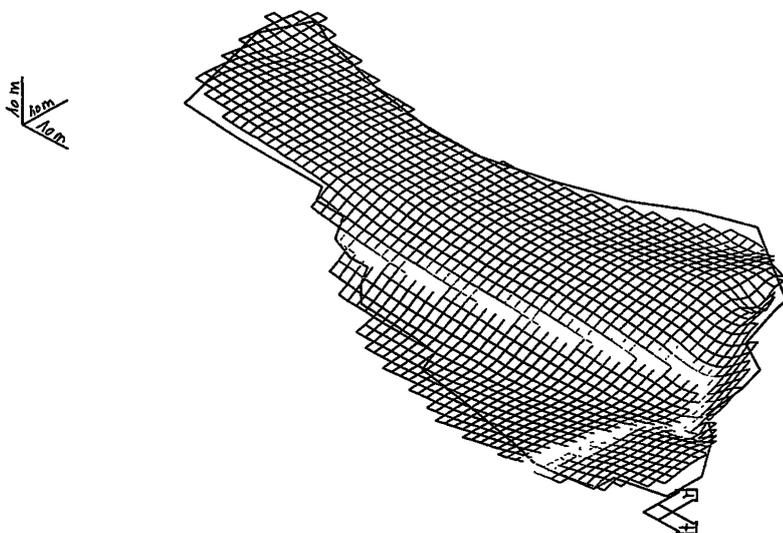


FIG. 3. – Représentation de la surface observée à l'échelle décimétrique.  
Pas de grille = 1m x 1m.

modélisées à l'échelle décimétrique reflète très bien la géométrie, les stries et l'un des jeux décrochant de la faille, observés sur le terrain (fig. 3 et 4).

A l'échelle métrique, les caractéristiques des propriétés cinématiques calculées à l'échelle décimétrique sont retrouvées : l'orientation et le plongement des stries calculées sont environ les mêmes, N130 2°W.

Néanmoins à la plus grande des deux échelles, les caractéristiques géométriques de la surface modélisée filetée diffèrent quelque peu de celles de la surface observée dans sa partie basse. D'une géométrie initialement plane, on passe à une géométrie ondulée après introduction du critère de filetage, alors même que les deux surfaces restent très proches (quantités repères faibles). Cette géométrie déduite de l'approximation avec le critère de filetage, propre au torseur optimisé, et appliqué à l'ensemble du

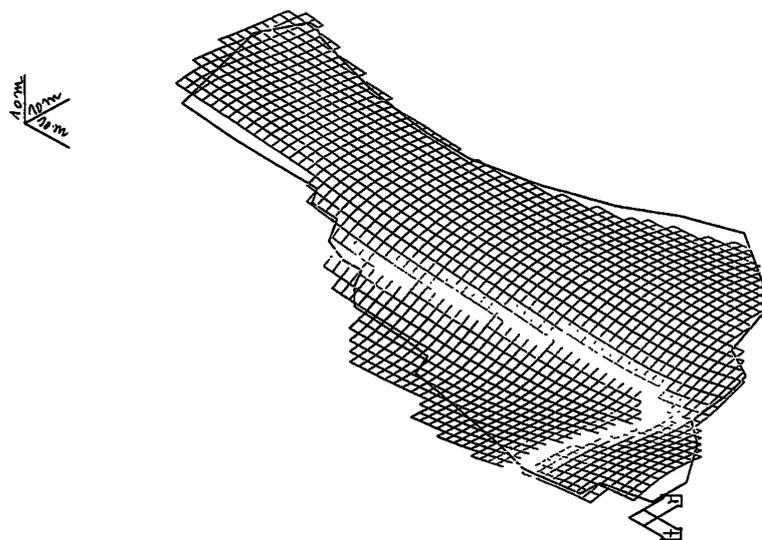


FIG. 4. – Représentation de la surface filetée (Pf = 0.1, Pn = 1).  
Pas de grille = 1m x 1m.

Tuteurs : T. VILLEMEN, LGCA, CNRS, UJF., J.-P. GRATIER, LGIT, CNRS, UJF.,  
Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/UJF Grenoble.

## Interaction diapir - lithosphère : modélisation numérique et application aux coronae de Venus

Denis MOIRIAT

Les coronae sont des structures volcano-tectoniques spécifiques à la planète Vénus. Circulaires ou elliptiques, le diamètre moyen fait 300 km. Elles comprennent un coeur fracturé radialement et un anneau de failles concentriques, du volcanisme est également présent. Ces structures seraient des manifestations en surface d'instabilités convectives. Un dôme se formerait initialement puis se relaxerait donnant la forme définitive des coronae.

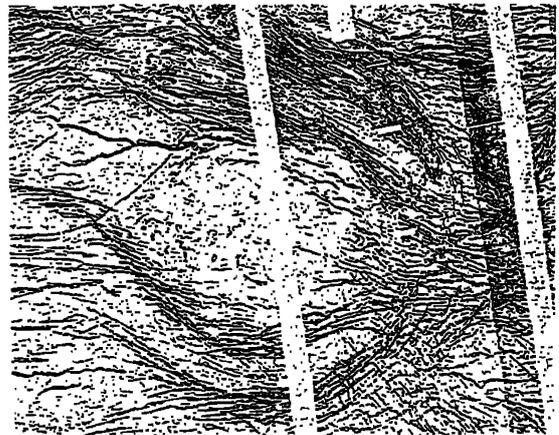
Dans ce travail il est développé un modèle numérique par éléments finis de convection en deux dimensions afin de mieux comprendre l'interaction d'un diapir avec la lithosphère. Étant donné la symétrie par



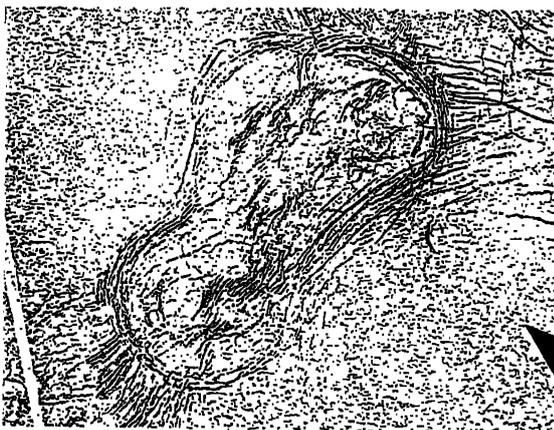
Exemple d'une corona concentrique (Stofan *et al.*, 1992).



Exemple d'une corona asymétrique (Stofan *et al.*, 1992).



Exemple d'une corona double-concentrique (Stofan *et al.*, 1992).



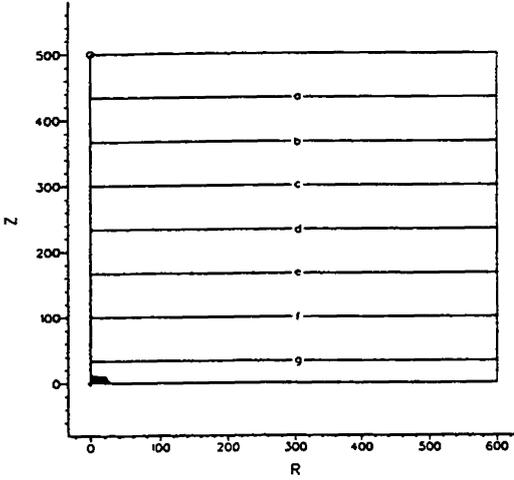
Exemple d'une corona multiple (Stofan *et al.*, 1992).



Exemple d'une corona radiale-concentrique (Stofan *et al.*, 1992).

SIMULATION n 3

t = 0

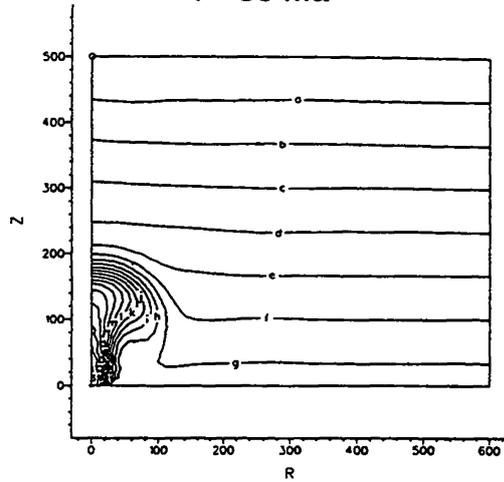


T  
Vol=3.225E+8

max	1.4000
t	1.4000
s	1.3800
r	1.3600
q	1.3400
p	1.3200
n	1.3000
m	1.2800
l	1.2600
k	1.2400
j	1.2200
i	1.2000
h	1.1800
g	1.1600
f	1.1400
e	1.1200
d	1.1000
c	1.0800
b	1.0600
a	1.0400
min	1.0000

Scale = 10\*\*3

t = 30 Ma

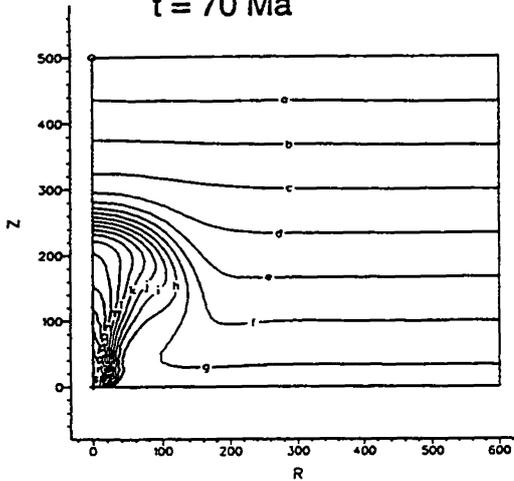


T  
Vol=3.243E+8

max	1.4000
l	1.4000
s	1.3800
r	1.3600
q	1.3400
p	1.3200
o	1.3000
n	1.2800
m	1.2600
l	1.2400
k	1.2200
j	1.2000
i	1.1800
h	1.1600
g	1.1400
f	1.1200
e	1.1000
d	1.0800
c	1.0600
b	1.0400
a	1.0200
min	1.0000

Scale = 10\*\*3

t = 70 Ma

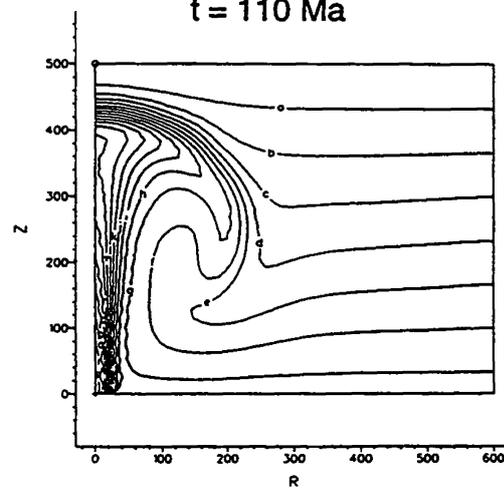


T  
Vol=3.257E+8

max	1.4000
l	1.4000
s	1.3800
r	1.3600
q	1.3400
p	1.3200
o	1.3000
n	1.2800
m	1.2600
l	1.2400
k	1.2200
j	1.2000
i	1.1800
h	1.1600
g	1.1400
f	1.1200
e	1.1000
d	1.0800
c	1.0600
b	1.0400
a	1.0200
min	1.0000

Scale = 10\*\*3

t = 110 Ma

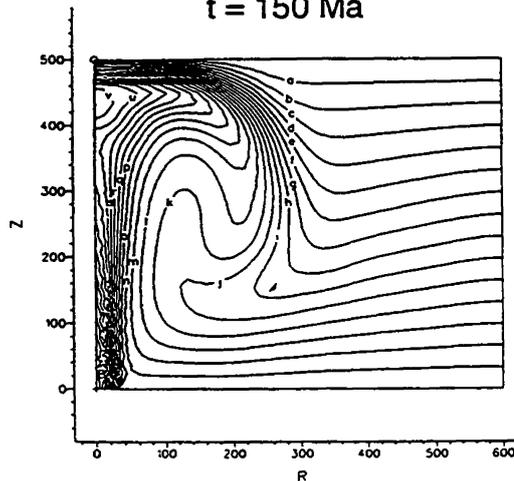


T  
Vol=3.285E+8

max	1.4000
l	1.4000
s	1.3800
r	1.3600
q	1.3400
p	1.3200
o	1.3000
n	1.2800
m	1.2600
l	1.2400
k	1.2200
j	1.2000
i	1.1800
h	1.1600
g	1.1400
f	1.1200
e	1.1000
d	1.0800
c	1.0600
b	1.0400
a	1.0200
min	1.0000

Scale = 10\*\*3

t = 150 Ma

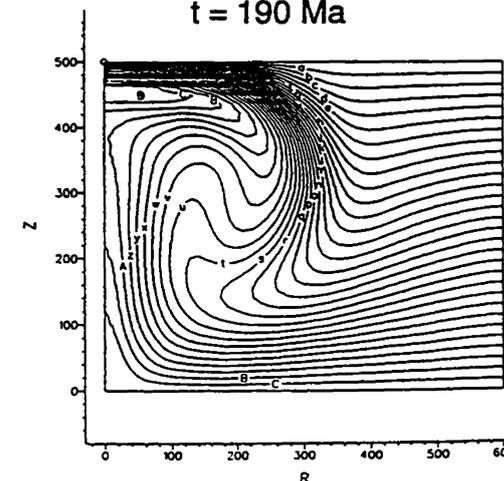


T  
Vol=3.289E+8

max	1.3000
D	1.2900
C	1.2800
B	1.2700
A	1.2600
z	1.2500
y	1.2400
x	1.2300
v	1.2200
u	1.2100
t	1.2000
s	1.1900
r	1.1800
q	1.1700
p	1.1600
o	1.1500
n	1.1400
m	1.1300
l	1.1200
k	1.1100
j	1.1000
i	1.0900
h	1.0800
g	1.0700
f	1.0600
e	1.0500
d	1.0400
c	1.0300
b	1.0200
a	1.0100
min	1.0000

Scale = 10\*\*3

t = 190 Ma



T  
Vol=3.224E+8

max	1.1500
D	1.1500
C	1.1450
B	1.1400
A	1.1350
z	1.1300
y	1.1250
x	1.1200
v	1.1150
u	1.1100
t	1.1050
s	1.1000
r	1.0950
q	1.0900
p	1.0850
o	1.0800
n	1.0750
m	1.0700
l	1.0650
k	1.0600
j	1.0550
i	1.0500
h	1.0450
g	1.0400
f	1.0350
e	1.0300
d	1.0250
c	1.0200
b	1.0150
a	1.0100
min	1.0000

Scale = 10\*\*3

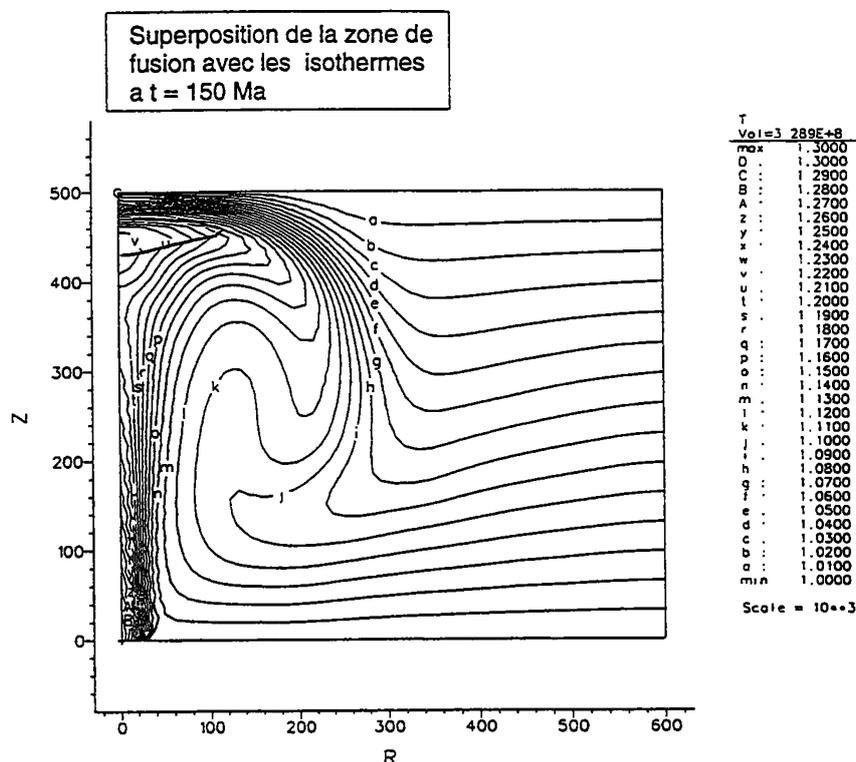
rotation des coronae, l'utilisation des coordonnées cylindriques est appropriée. Le manteau est considéré comme un fluide newtonien incompressible. Il est cherché à savoir si l'évolution topographique liée à l'évolution du diapir thermique est compatible avec la séquence de développement d'une corona.

Les résultats du modèle thermique et mécanique montrent que l'interaction d'un diapir thermique avec la lithosphère produit une évolution de la topographie compatible avec la séquence de développement d'une corona. Le panache en montant forme tout d'abord un dôme en surface. Quand le panache s'aplatit sous la lithosphère, le dôme cesse de croître. L'élévation maximale est inférieure à 2 km. Au fur et à mesure de

l'écrasement et de l'étalement de la tête du panache, la topographie évolue vers une forme de plateau. Ce plateau se relaxe ensuite très lentement et les bords du plateau deviennent plus prononcés. Il n'a pas été possible d'arriver à un stade final de corona, avec un anneau bien individualisé. Si le volcanisme est possible il intervient au début de la relaxation du dôme. La zone de fusion est limitée au pourtour du dôme. Dans le but d'étendre ce travail, les résultats des simulations doivent être complétés par l'obtention des contraintes pour préciser l'évolution tectonique des coronae.

L'auteur remercie la NASA pour l'utilisation des données de la mission Magellan.

Simulation 3



Tuteur : P. ALLEMAND ENS Lyon.  
Laboratoire d'accueil : ENS Lyon.

## Ouverture arrière-arc : la transition entre le bassin de Lau et le fossé du Havre (Sud-Ouest Pacifique)

Anne PELLETIER

Le Bassin de Lau et le Fossé du Havre sont deux bassins arrière-arc actifs associés à l'une des convergences de plaques les plus rapides actuellement connues : celle de la plaque Pacifique et de la plaque Australienne dans le sud-ouest Pacifique (fig. 1).

Le système Lau-Havre s'ouvre selon une forme en Y, du nord vers le sud, à l'arrière de la subduction et de l'arc volcanique des Tonga-Kermadec depuis environ 5.5 Ma.

L'ouverture en V du bassin de Lau se localise le long de trois centres d'accrétion dont le plus au sud est la ride de Valu Fa, entre 20°50'S et 22°40'S.

La campagne océanographique LAUHAVRE (Programme Franco-Japonais NewSTARMER ; 6 Janvier - 15 Février 1997) s'est focalisée sur l'étude du dispositif d'ouverture arrière-arc depuis le sud du Bassin de Lau jusque dans le Fossé du Havre. Les trois objectifs principaux étaient l'approche des mécanismes et de l'évolution d'une ouverture arrière-arc depuis le stade de rifting naissant jusqu'à l'accrétion océanique établie, l'étude de l'influence de la subduction de la Ride de Louisville sur la tectonique arrière-arc, et l'étude de l'influence de la plaque subductée sur le magmatisme arrière-arc et l'hydrothermalisme associé.

L'analyse des données bathymétriques, sismiques et magnétiques enregistrées lors de cette campagne entre 22° et 27°S apporte une première interprétation structurale de la zone de transition du bassin de Lau au fossé du Havre (fig. 2).

Dans cette étude, nous montrons que l'ouverture du bassin arrière-arc, dans la zone sud du bassin de Lau, s'effectue actuellement le long de la ride d'accrétion de Valu Fa jusqu'à environ 23°40'S et que cette ride se propage activement vers le sud au travers d'un domaine arrière-arc plus ancien. L'analyse de ce propagateur nous a amené à proposer un modèle de propagation du centre d'accrétion de la ride Valu Fa au travers de la zone sud du bassin de Lau. Ce modèle présente quatre étapes : (1) initiation de l'ouverture par la formation d'une pointe tectonique vers le sud, (2) initiation du rifting au pied de l'arc, (3) maturation du rifting avec approfondissement du graben initial et élargissement du domaine affecté par le rifting, (4) début d'accrétion qui constitue le stade le plus évolué (fig. 3 et 4).

Par ailleurs, cette étude suggère que l'extension dans le nord du fossé du Havre est actuellement stoppée. Cet arrêt temporaire serait provoqué par la subduction de la ride asismique de Louisville, portée par la plaque Pacifique, à 26°S. Elle contribuerait par déformation pénétrative de l'arc à la formation d'un seuil dans le domaine arrière-arc et constituerait un frein partiel à l'ouverture du système Lau-Havre vers le sud.

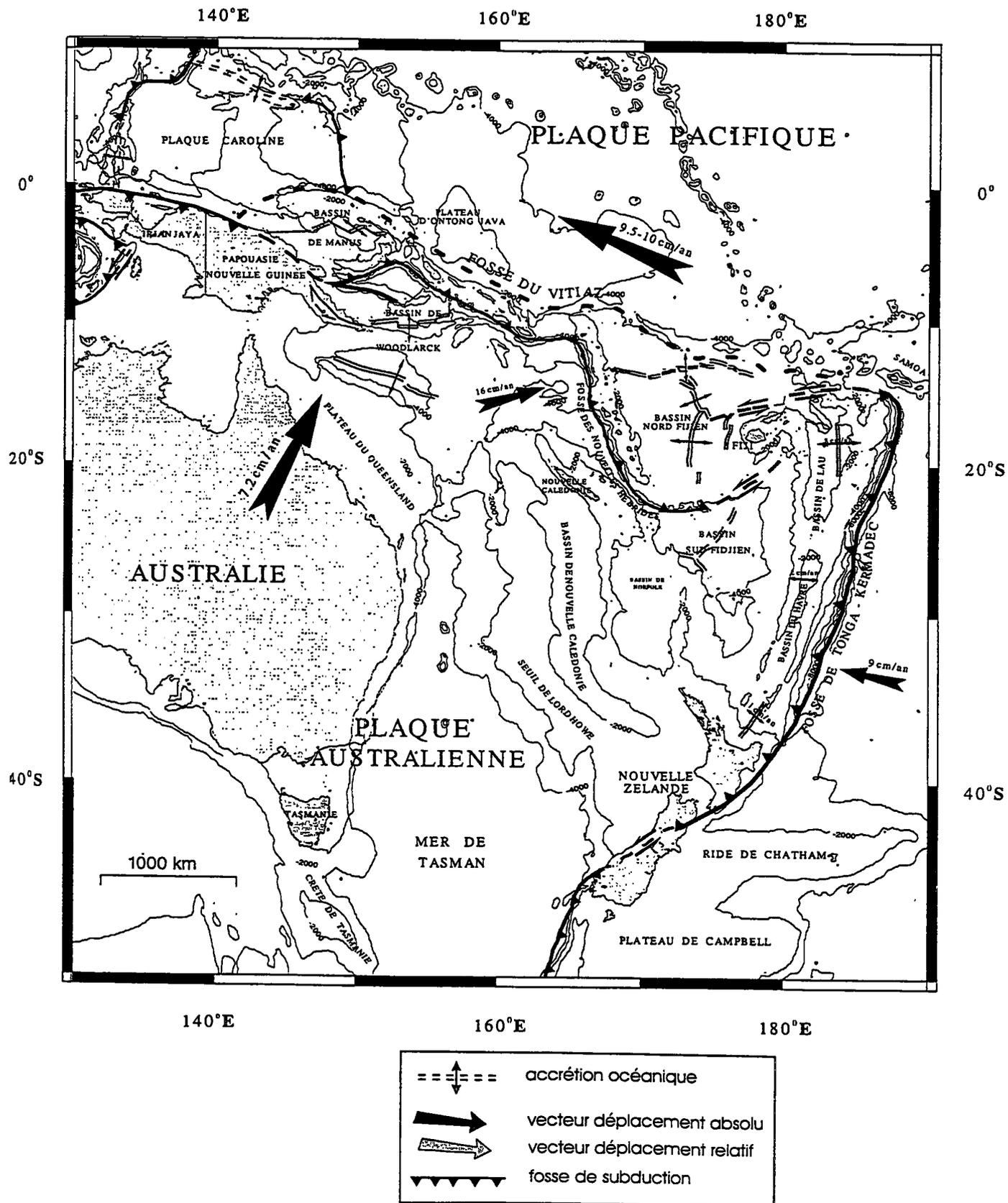


FIG. 1. - Carte structurale et cinématique du Sud-Ouest Pacifique.

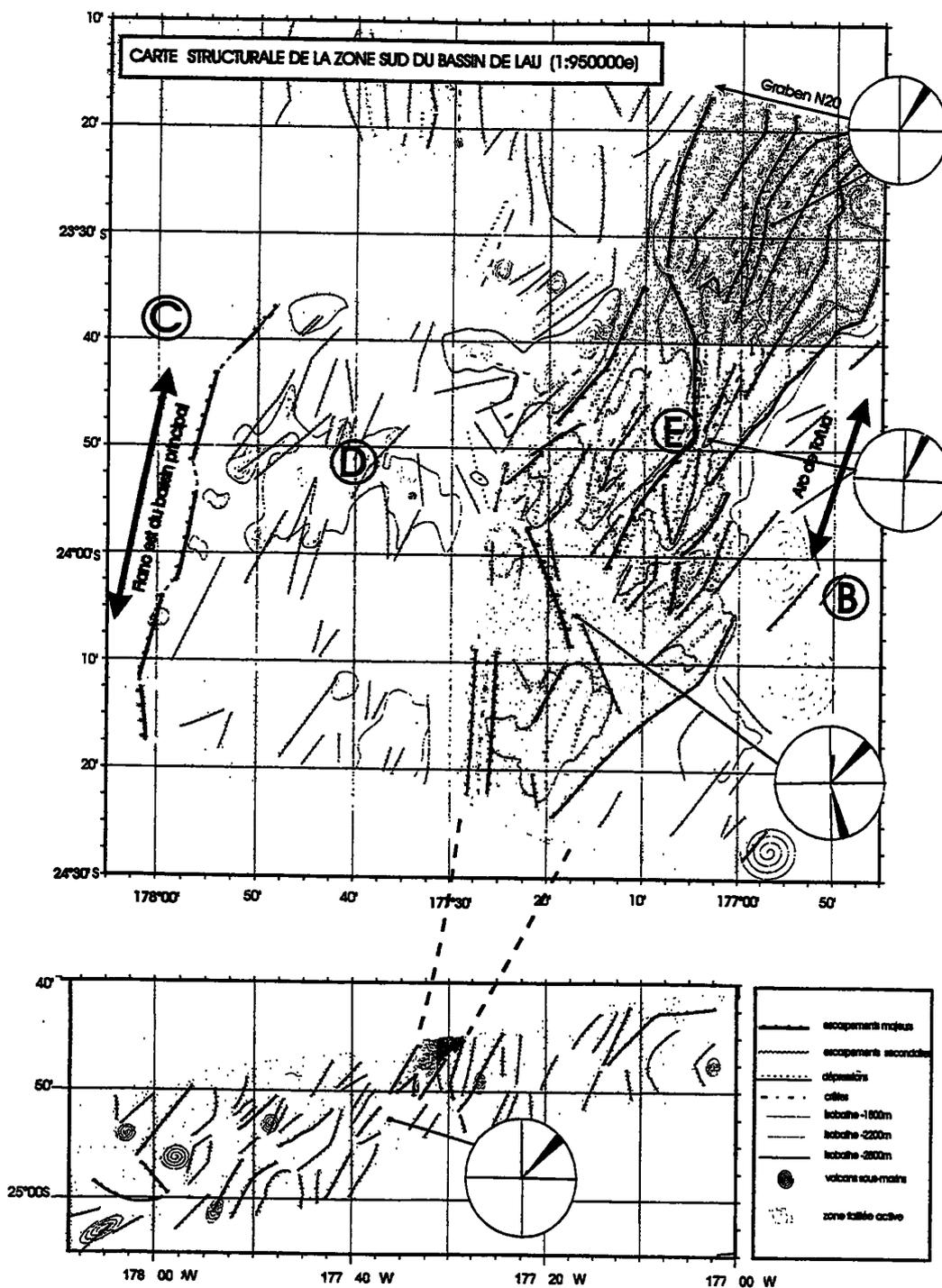


FIG. 2. - Carte structurale de la zone sud du bassin de Lau. On distingue quatre domaines structuraux délimités par des pointillés blancs ; ce sont : l'arc des Tonga (B), un bassin sédimentaire (C), un plateau volcanique (D), une zone faillée (E).

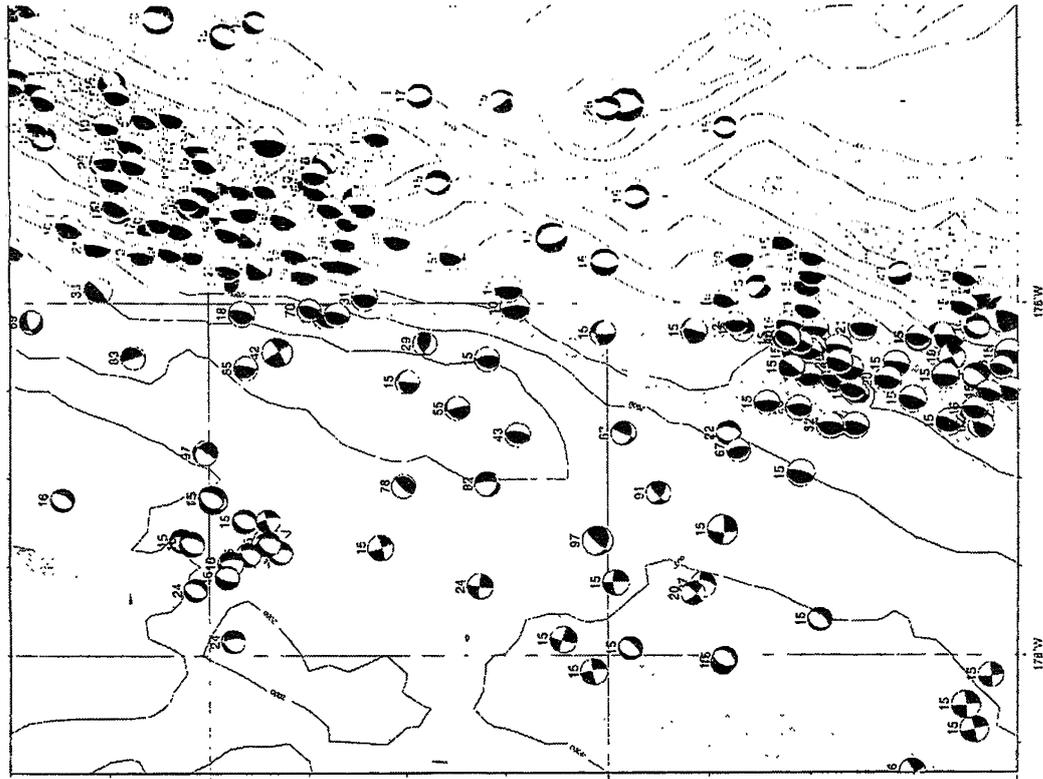


FIG. 4. – Mécanismes au foyer associés aux séismes superficiels. Ces mécanismes témoignent de l'ouverture arrière-arc et de la mise en compression de l'arc des Tonga-Kermadec à l'arrière de la subduction.

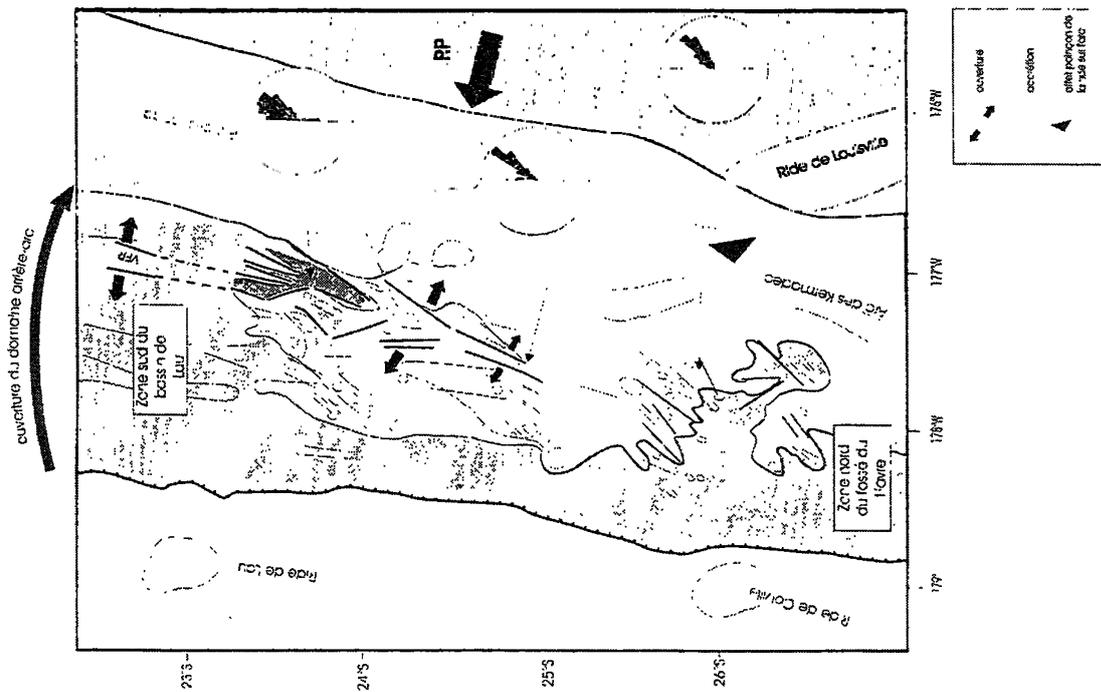


FIG. 3. – Schéma cinématique et structural de la zone de transition Lau-Havre

Tuteur : É. RUELLAN, CNRS/UNSA.

Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Sophia Antipolis.

## L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quadernaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice : analyse morpho-sédimento-structurale

Jean-Michel SCHROETTER

La basse vallée du Var, au sud des gorges de la Mescla, occupe une position tectonique « stratégique », à la charnière entre les arcs de Castellane et de Nice qui sont deux festons de la couverture subalpine, décollés et charriés vers le S à SSW au cours du Miocène moyen à supérieur [Gèze, 1960] (fig.1). Ce segment N-S de la vallée du Var est l'héritier d'une histoire polyphasée [Clauzon et coll., 1990]. D'abord paléo-vallée profondément creusée au Messinien lors de la chute eustatique de plus de 1000 m de la Méditerranée elle devient ría au Pliocène basal suite à la remise en eau brutale de la Grande Bleue. Elle est alors comblée au cours du Pliocène par un delta de Gilbert progradant du N au S.

Avec la surrection plio-quadernaire des Alpes du Sud le Var s'encaisse progressivement jusqu'à nos jours dans le remplissage plio-pléistocène de la paléovallée messinienne.

Tel qu'il est situé, ce dispositif morphologique et sédimentaire, bien calé chronologiquement [Irr, 1984], scelle, enregistre ou révèle les principaux événements tectoniques survenus dans la région. Ainsi les chevauchements frontaux des arcs de Castellane et de Nice sont-ils très clairement antérieurs à l'incision messinienne et au colmatage éo-pliocène de la paléo-ria. Par contre d'autres chevauchements ont été activés ou réactivés après le Messinien. Il en va ainsi pour les

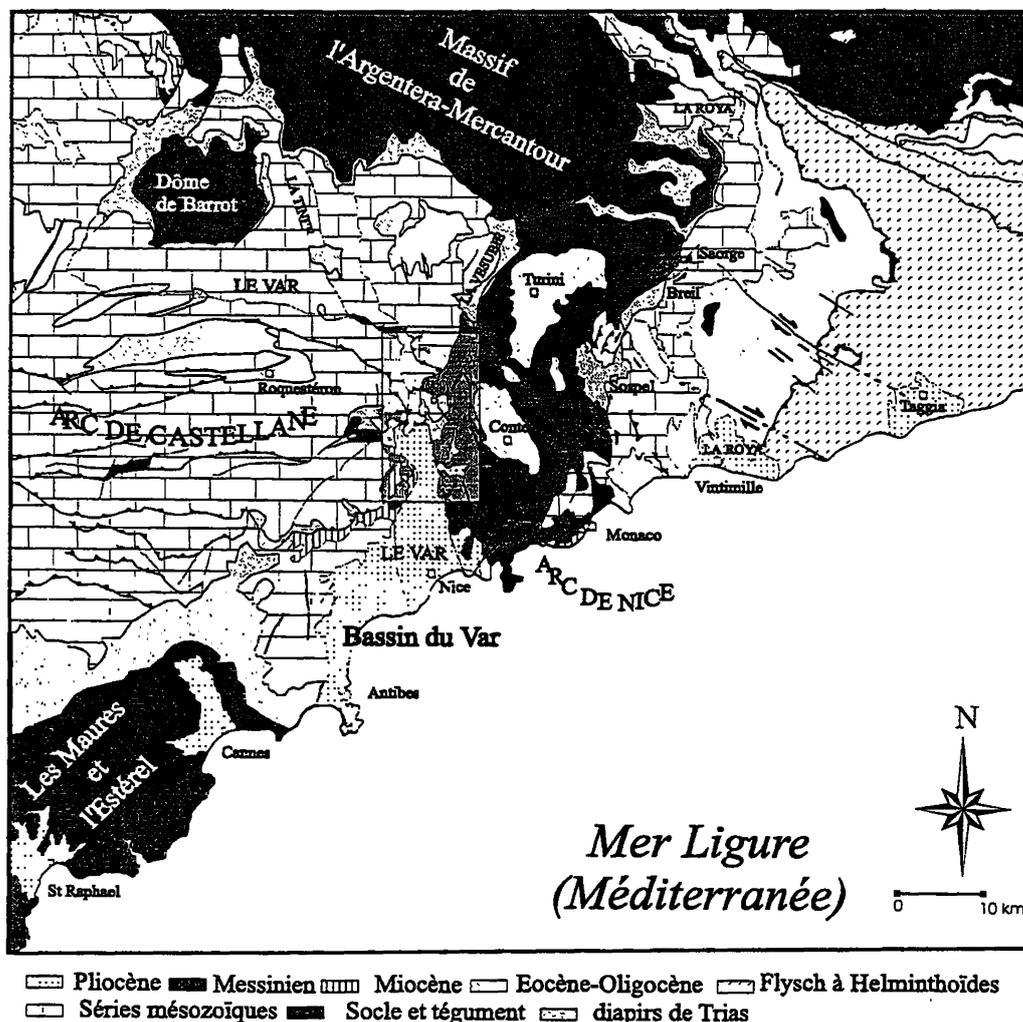


FIG. 1. – Schéma structural des Alpes-Maritimes et localisation du secteur étudié.

décrochevements dextres qui constituent la bordure ouest de l'arc de Nice entre les latitudes d'Aspremont et de La Roquette sur Var ; c'est aussi le cas des chevauchements du Vial-Gourdon et de Huesti qui limitent les écaïlles situées au nord de la paléo-ria et que traversent en cluses profondes Var, Vésubie et Tinée. En effet comme l'ont constaté J. Vernet [1982] et G. Clauzon [1996] les poudingues pliocènes relictuels qui jalonnent les paléo-vallées du Var et de la Vésubie au nord et à l'est respectivement de la paléo-ria sont surélevés dans les unités chevauchantes. Clauzon [1996] date cette tectonique fini Pliocène à Quaternaire.

L'étude que nous avons réalisée dans différents secteurs-clés nous conduit à une interprétation sensiblement différente.

Ainsi sur le transect Castagniers-Tourette Levens il y a clairement 3 séquences pliocènes (fig 2 et 3) :

1) celle constituée par les poudingues très grossiers du Mont Cima, auxquels succèdent en continuité les sables puis les argiles du "bassin" de Tourette Levens ; cette première séquence granodécroissante colmate 2 anciennes vallées (paléo-Vésubie et paléo-Paillon) incisées dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur ; elle est basculée de 20 à 90° ;

2) celle correspondant aux marnes bleues du Pliocène basal [Irr, 1984], plissées et fracturées au fond du vallon de Donaréo et à la déchetterie de Castagniers (sous la route Aspremont-St Blaise) ; à la déchetterie ces marnes viennent buter (par faille très probable) contre les poudingues du Mt Cima basculés vers le SSW ;

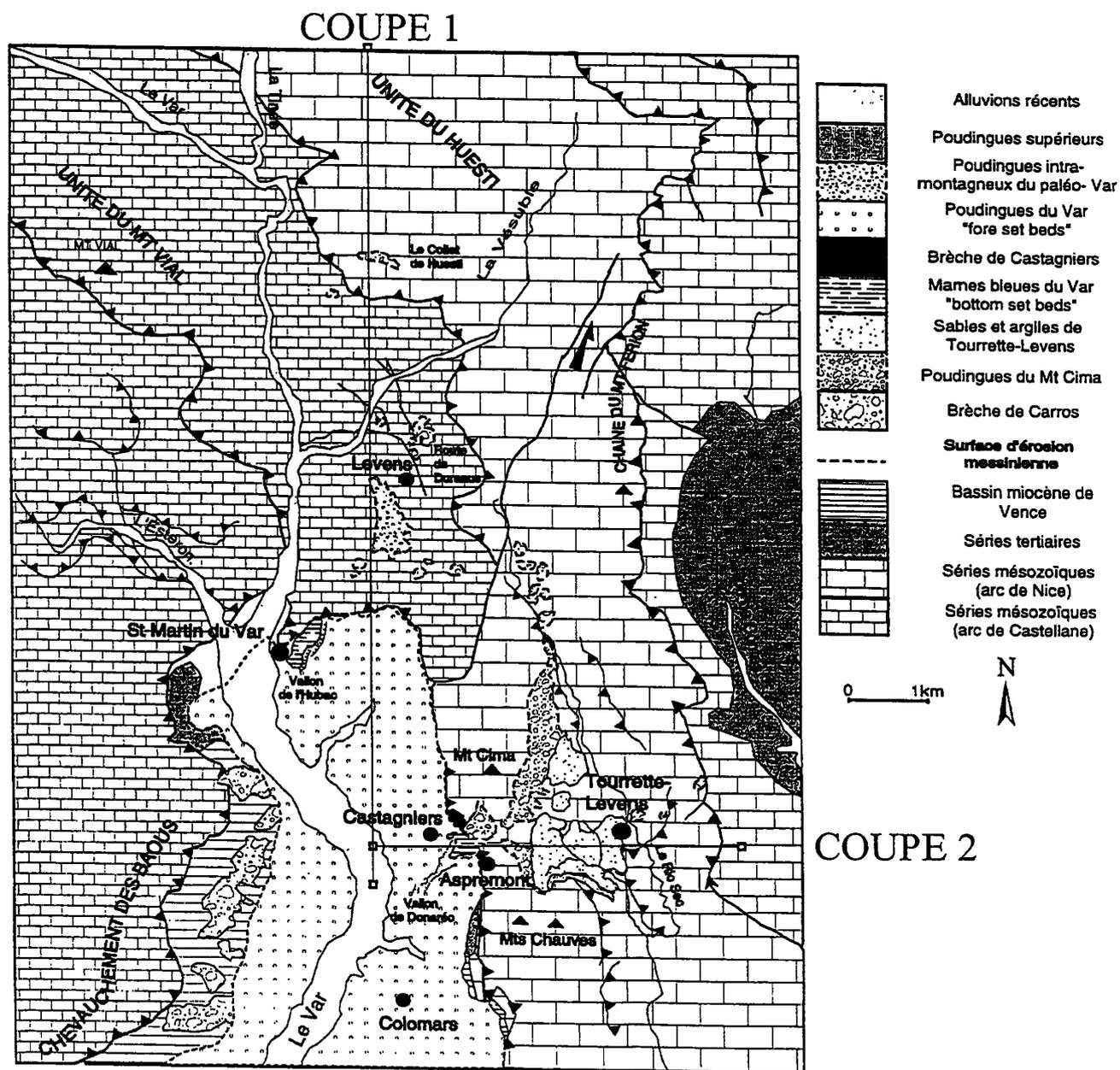


FIG. 2. – Carte géologique du secteur étudié et localisation des coupes.

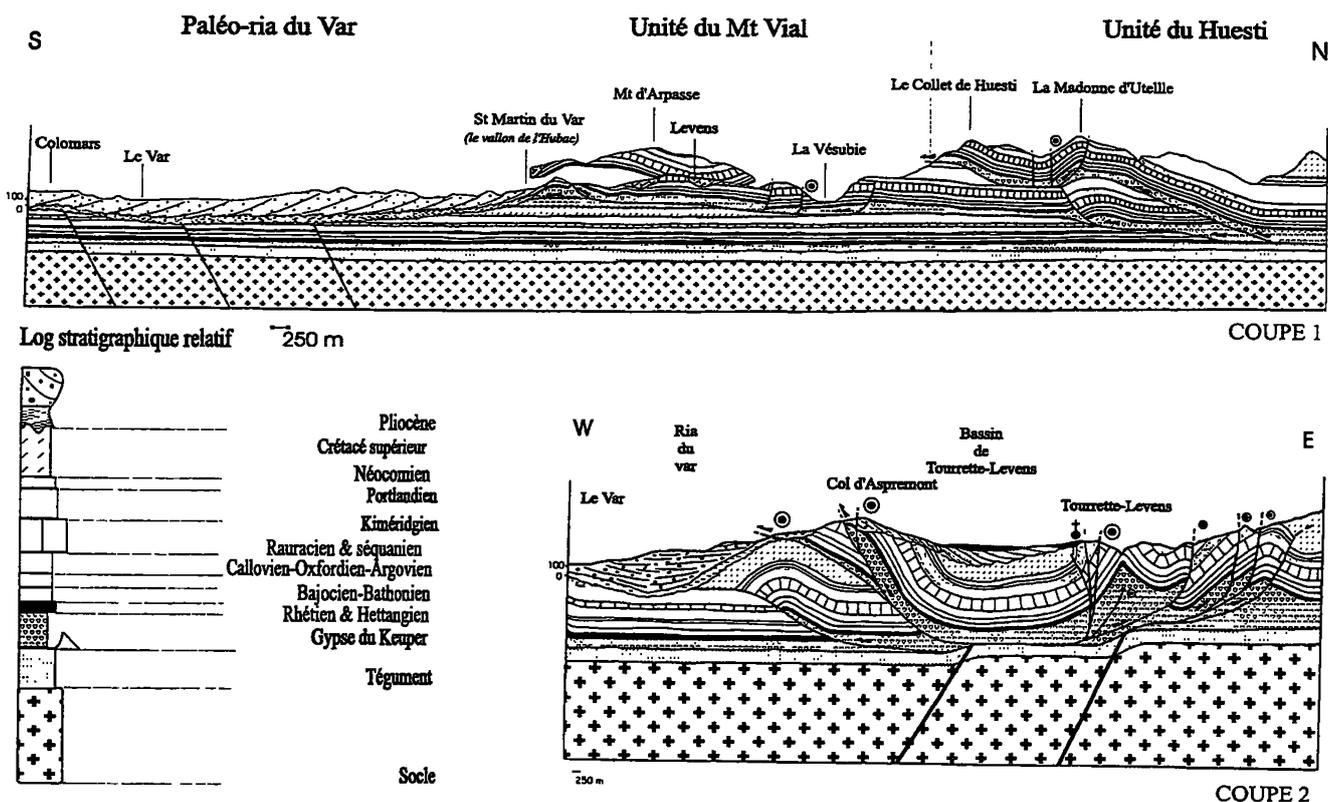


FIG. 3. – Coupes interprétatives (localisation sur la figure 2).

3) les poudingues du Var moins grossiers et plus riches en galets rouges permien que les précédents ; légèrement pentés vers le SW ils reposent en discordance sur les 2 autres séquences ; ils scellent très clairement le paléorelief constitué par les calcaires jurassiques (recouvert des Brèches de pente de Castagniers) et les poudingues du Mt Cima basculés.

Ces observations peuvent être intégrées dans le nouveau scénario suivant :

1) la remontée eustatique à 5,2 Ma s'accompagne d'un premier colmatage, granodécroissant, du paléo-réseau du Var ;

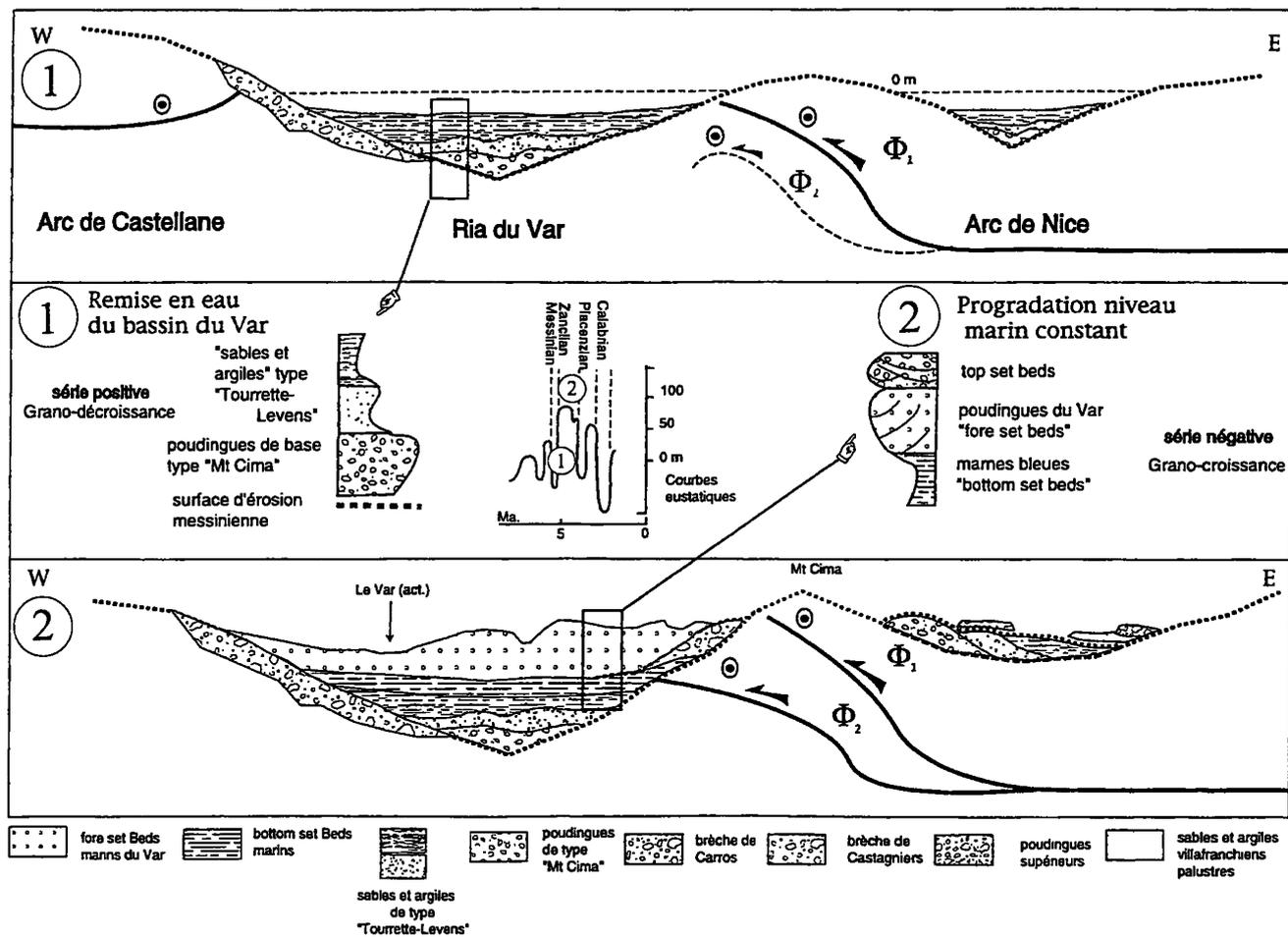
2) alors que les marnes bleues du Pliocène basal se sont déposées au fond de la paléo-ria les bordures est et nord de celle-ci se soulèvent brutalement en liaison avec un serrage régional NNE-SSW ; les paléo-vallées colmatées se retrouvent perchées (immergées ou émergées) au-dessus du fond de la ria pliocène ;

3) commence alors, au Pliocène inférieur (non basal) le comblement granocroissant de la ria qui scelle les structures précédemment actives : front du chevauchement du Vial dans le Vallon de l'Hubac au pied de la Roquette sur Var côté nord, décrochevauchement de Castagniers-Aspremont côté est ;

4) au Pliocène supérieur-Quaternaire le serrage régional, toujours NNE-SSW, s'accompagne d'une exondation progressive de la paléo-ria et d'une réactivation du décrochevauchement sur sa bordure est (ascension du diapir de St Blaise qui rebrousse et verticalise localement les poudingues du Var) (fig 4).

## Références

- GEZE G. (1960a).- L'évolution quaternaire de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes), *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 37-38.
- GEZE G. (1960b).- « La genèse de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes) », *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 33-34.
- CLAUZON G. (1990).- The Messinian Var canyon (Provence, Southern France), Paleogeographic implications, *Marine Geology*, 27, 231-486.
- CLAUZON G., RUBINO J.-L., SUC J.-P. (1996).- Les rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et



- 1 première épisode: remise en eau du bassin après l'érosion messinienne
- 2 deuxième épisode: remplissage de la ria, progradation à niveau marin constant

Fig. 4. – Reconstitution de la paléo-ria du Var au Pliocène sup.- Quaternaire.

évolution géodynamique. *Livret guide de l'excursion ASF*, 44 p.

Liguro-Provencale, *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. de Nice Sophia Antipolis, 464 p.

IRR F. (1984).– Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental : un système de pente de la paléo-marge

VERNET J. (1982).–La phase d'édification post-miocène des Alpes sur la transversale des Alpes Maritimes, *Bull. Soc. Histoire Naturelle Toulouse*, 118, 225-254.

Tuteur : Jean-François STEPHAN

Laboratoire d'accueil : UMR Géosciences Azur, Université de Nice-Sophia-Antipolis



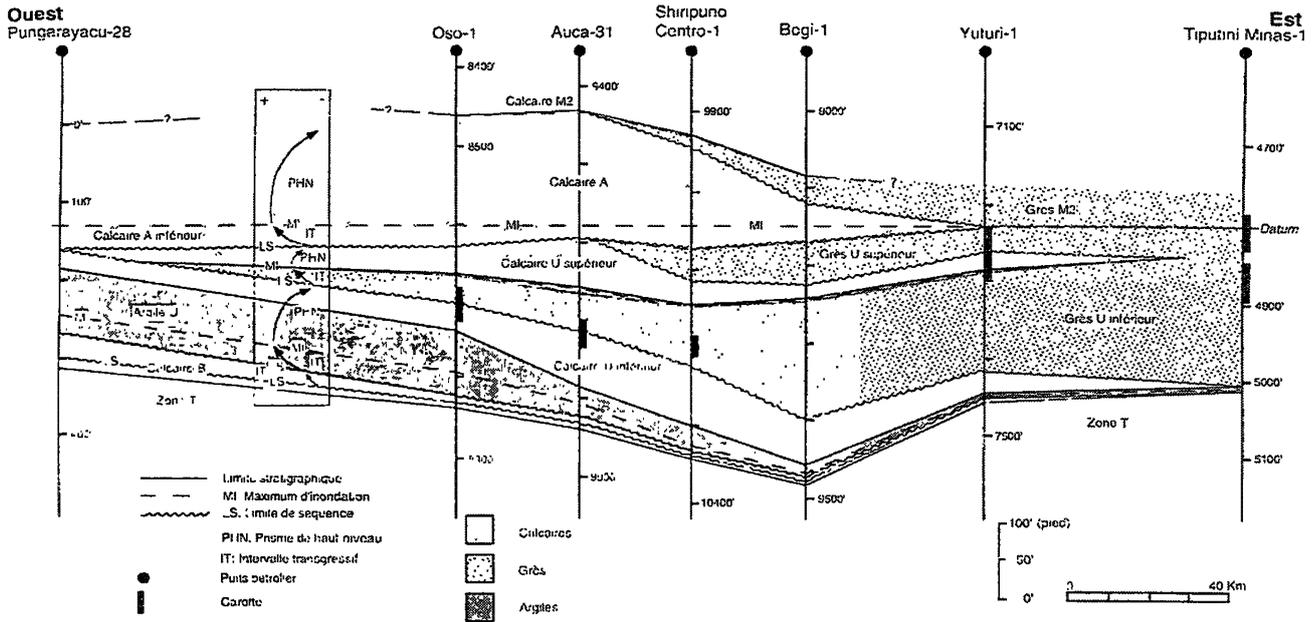


FIG. 3. – Corrélation diagraphe et stratigraphie séquentielle de l'intervalle Calcaire B (Albien supérieur, partie moyenne) - Calcaire A (Turonien inférieur à moyen) du bassin Oriente, le long d'une coupe Est-Ouest.

(Turonien inférieur élevé à Turonien moyen) est de plate-forme carbonatée confinée peu profonde, de faible

énergie, anoxique au sommet et passe vers l'Est à une plate-forme interne clastique et carbonatée.

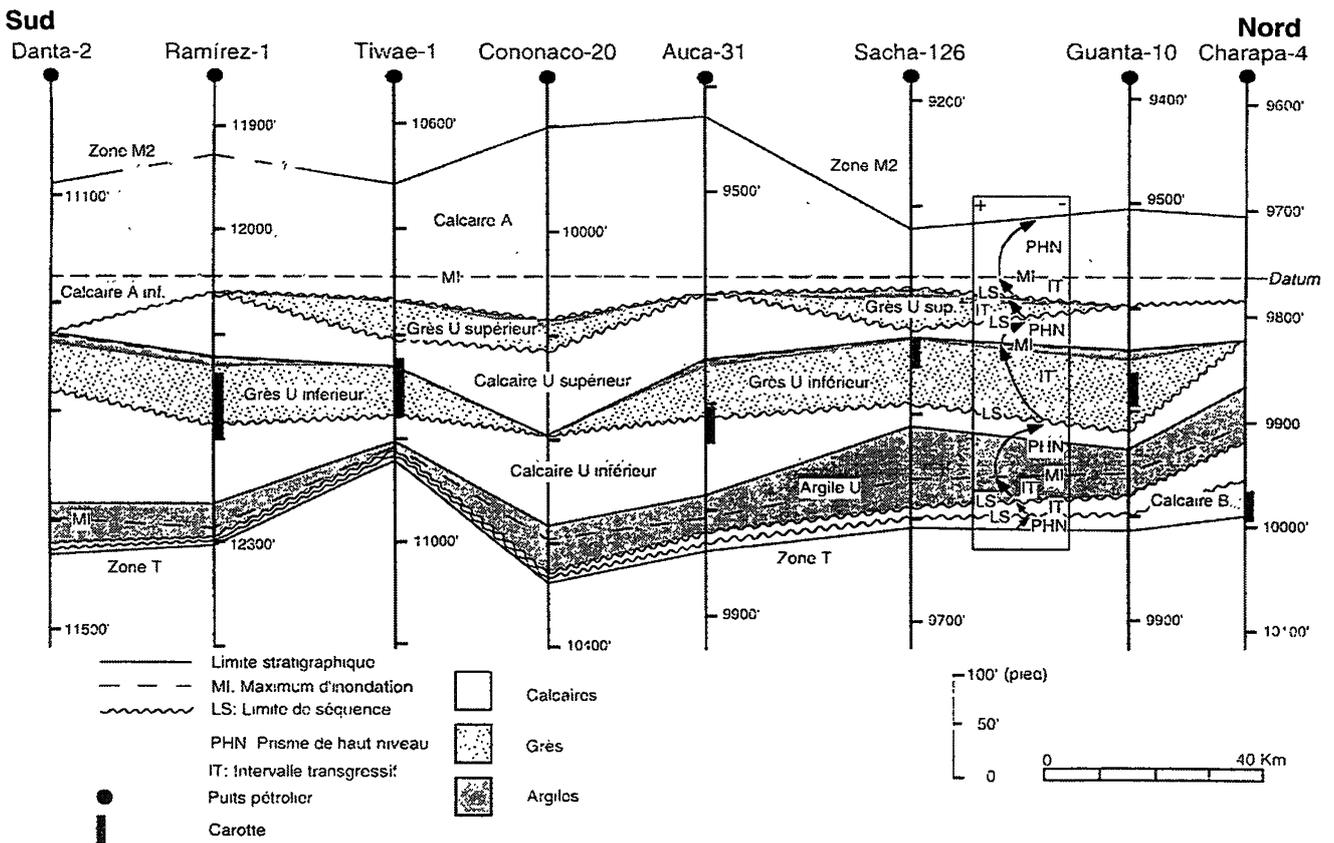


FIG. 4. – Corrélation diagraphe et stratigraphie séquentielle de l'intervalle Calcaire B (Albien supérieur, partie moyenne) - Calcaire A (Turonien inférieur à moyen) du bassin Oriente, le long d'une coupe Nord-Sud.

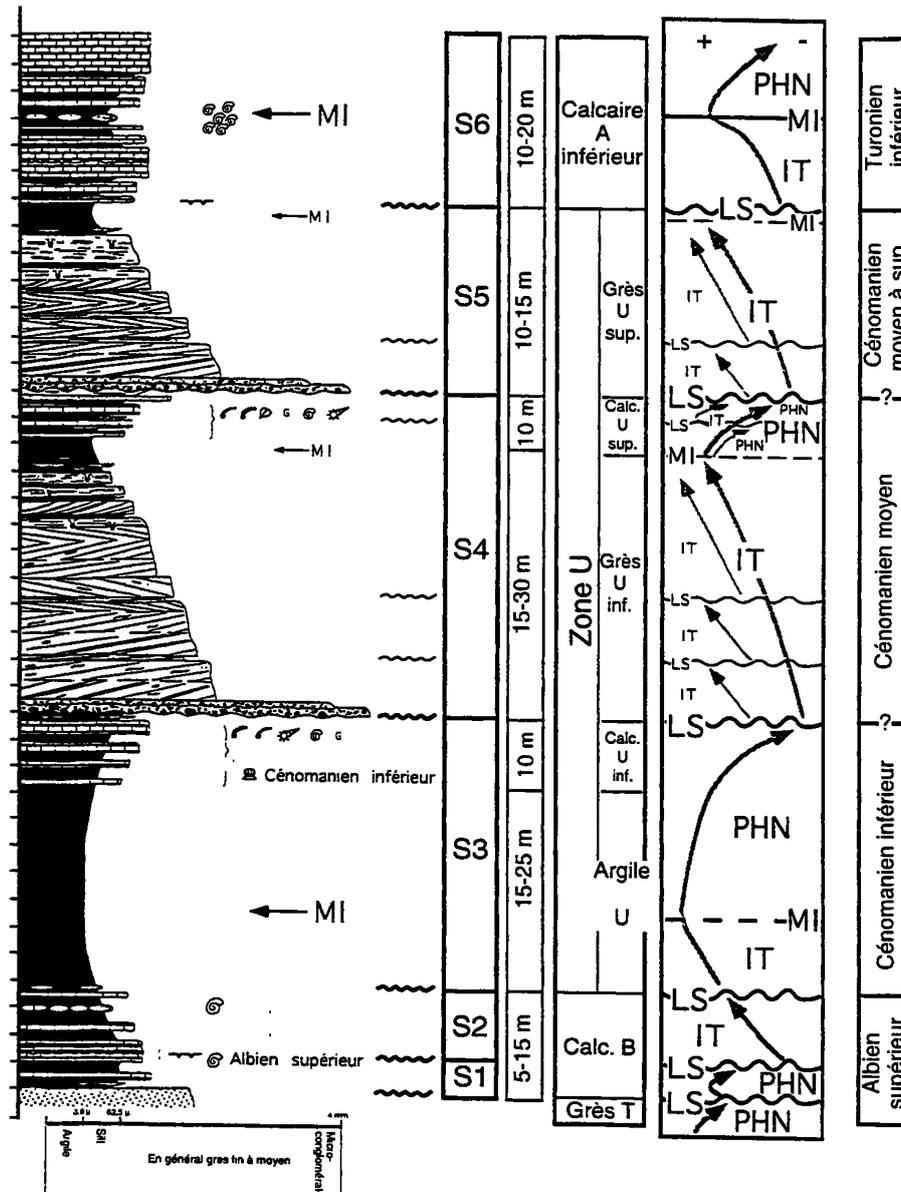


FIG. 5. – Modèle stratigraphique et séquentiel proposé pour l'intervalle Calcaire B, Zone U et Calcaire A inférieur du bassin Oriente. (PHN : prisme de haut niveau, IT : intervalle transgressif, MI : maximum d'inondation, LS : limite de séquence, S1 : grande séquence sédimentaire # 1).

Les profils diagraphiques Nord-Sud et Est-Ouest montrent l'amincissement et la disparition des Calcaire B et A vers l'est. Les Grès U inférieur et supérieur forment de larges chenaux d'orientation probable ENE. A l'ouest du bassin, les Grès U sont absents et le Calcaire U inférieur est directement surmonté par le Calcaire A inférieur, impliquant que la roche-mère potentielle associée à l'événement anoxique de la limite Cénomaniens-Turonien a été érodée.

Les zones les plus subsidentes sont situées à l'ouest du bassin à l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur, à l'est au Cénomaniens moyen à supérieur, et de nouveau à l'ouest du bassin au Turonien inférieur.

L'analyse séquentielle menée à l'aide des données précédentes a permis d'identifier des limites de séquences majeures situées dans le Calcaire B massif (Albien supérieur), au contact entre le Calcaire B et

l'Argile U (hiatus Albien terminal-Cénomaniens basal), à la base des Grès U inférieur ( $\approx$  limite Cénomaniens inférieur-moyen) et supérieur ( $\approx$  limite Cénomaniens moyen-supérieur), et au contact entre le Grès U supérieur et le Calcaire A inférieur (hiatus du Cénomaniens terminal-Turonien basal). Ces LS ont une extension régionale. La LS située entre le Calcaire B et l'Argile U ne serait identifiable que par la biostratigraphie.

Les maxima d'inondation (MI, ligne-temps) majeurs sont situés dans la partie inférieure de l'Argile U et dans la partie inférieure du Calcaire A inférieur. D'autres MI moins marqués sont situés au sommet des grès U inférieur et supérieur.

Tuteurs : E. JAILLARD, G. MASCLE, Orstom, CNRS/UJF.  
Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/UJF Grenoble.

## Les enclaves ultrabasiques et les mégacristaux des basaltes alcalins de Saric (NW du Mexique) : implications sur la nature du manteau sous le Basin & Range

Nathalie ZAKARIAN

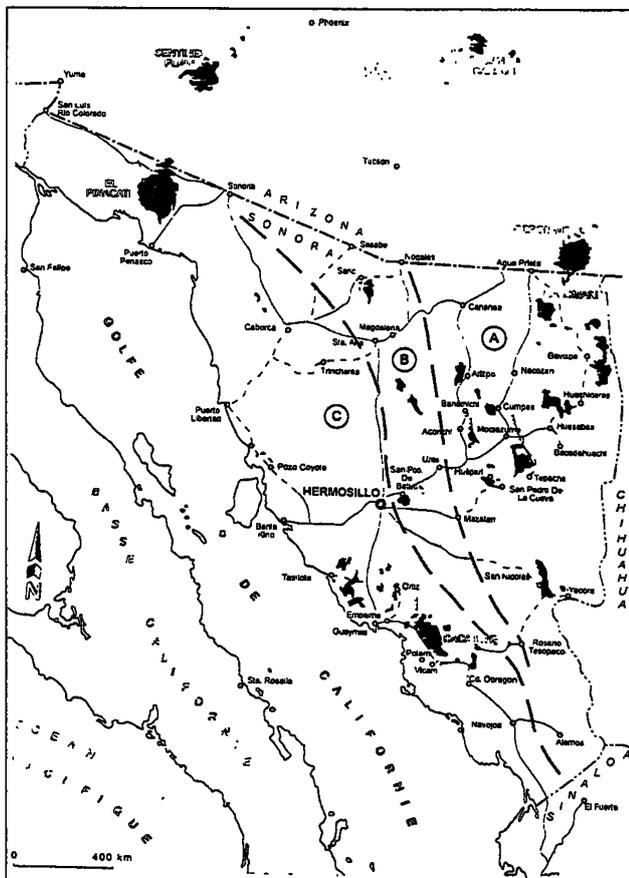


FIG. 1. – Répartition du volcanisme basaltique Mio-Plio-Quaternaire du Sonora (d'après Paz-Moreno, 1992). A : secteur oriental ; B : alignement Papago-Yaqui (basaltes alcalins) ; C : domaine côtier.

Depuis environ 30 Ma, les régions situées au sud-ouest des USA et au nord-ouest du Mexique ont subi une extension très importante, et la croûte a été amincie à la faveur de grands détachements lithosphériques correspondant à la phase *Basin and Range*. Pourtant le volume de produits volcaniques basiques émis en surface, associé à cette phase extensive, reste limité, même si la proportion a augmenté au cours du Cénozoïque (fig. 1). La présence d'enclaves ultrabasiques de type clinopyroxénite et de mégacristaux dans les laves basaltiques alcalines de la région de Saric, Sonora (NW Mexique), émises vers 5-6 Ma, permet d'apporter quelques éléments de réponse quant aux processus qui se sont déroulés dans le manteau pendant cette phase d'extension (fig. 2).

Les études pétrographique et minéralogique (fig. 3-5) révèlent qu'il s'agit de clinopyroxénites (enclaves de type II) ayant cristallisé en profondeur, à partir d'un liquide basaltique issu de la fusion partielle du manteau. Ces roches ne sont donc que des témoins indirects du manteau. Il en va de même pour les mégacristaux d'augite alumineuse et de spinelle. Aucune enclave de péridotite n'est présente dans les laves de Saric. Les seuls témoins vraiment mantelliques sont les mégacristaux de diopside chromifère et d'olivine. Les enclaves et les liquides porteurs sont issus d'une source similaire.

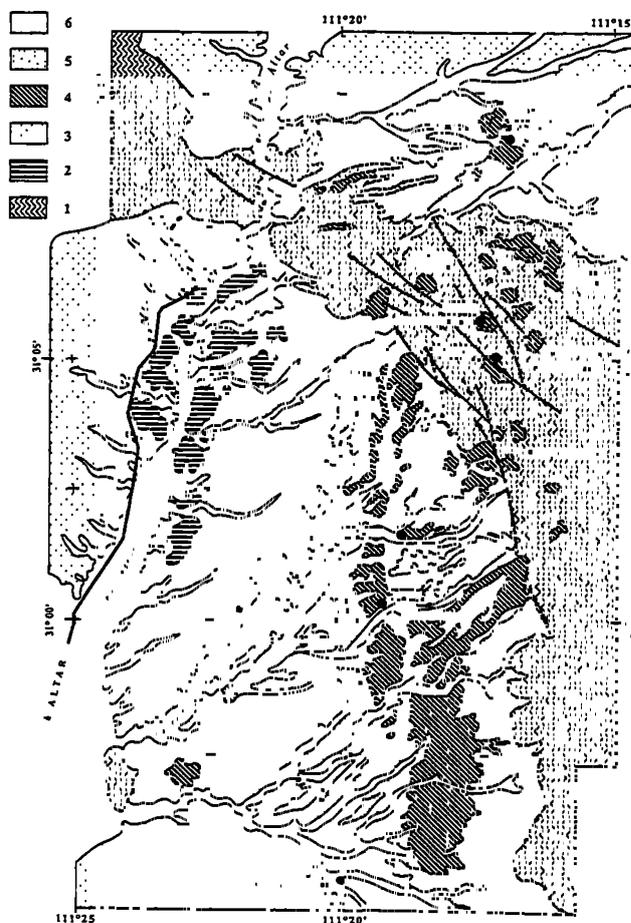


FIG. 2. – Carte géologique schématique de la région de Saric. 1 : roches métamorphiques et granites mésozoïques ; 2 : basaltes intercalés dans la Formation Báucarit ; 3 : Formation Báucarit ; 4 : basaltes de la Formation Comedores ; 5 : glacis pleistocènes ; 6 : alluvions récentes.

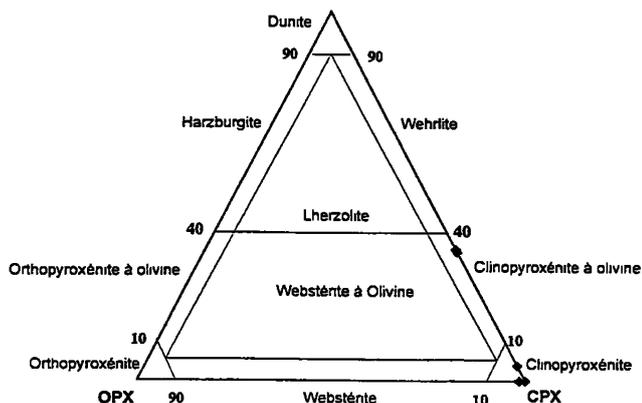


FIG. 3. – Diagramme Ol-Opx-Cpx de classification des enclaves ultra-basiques [Streckeisen, 1976]

L'étude texturale met en évidence un recuit de ces roches, lié au relâchement des contraintes, qui laisse penser qu'elles ont cristallisé avant 10 Ma.

L'étude thermobarométrique nous montre que ces roches, stabilisées dans le champ du spinelle (5-18 kbar), ont des températures d'équilibre de 980 t 40°C.

L'étude des inclusions fluides permet de restreindre les pressions d'équilibre à un intervalle 10,9-15 kbar. Elle nous révèle également la nature des fluides ayant circulé dans le manteau lors de la cristallisation des clinopyroxénites. Ces fluides sont riches en H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>.

L'analyse couplée des géothermobaromètres et des inclusions fluides montre que ces roches ont cristallisé sous le Moho, entre 30 et 50 km de profondeur.

L'accumulation de liquides basaltiques sous le Moho, et leur cristallisation dans des veines ou des sills, peut expliquer les faibles proportions de liquides basiques émis en surface durant le Cénozoïque dans le secteur du *Basin and Range*. L'éruption plus récente de ces laves s'est produite à la suite d'une augmentation de la densité crustale au cours du Cénozoïque, consécutive à l'extension du *Basin and Range*, et à la faveur des accidents N-S liés au développement du système transformant dextre Golfe de Californie San Andreas.

**MOTS CLÉS.** – Enclave, clinopyroxénite, *Basin and Range*, olivine, fusion, recuit, inclusions fluides, mégacristaux, densité crustale.

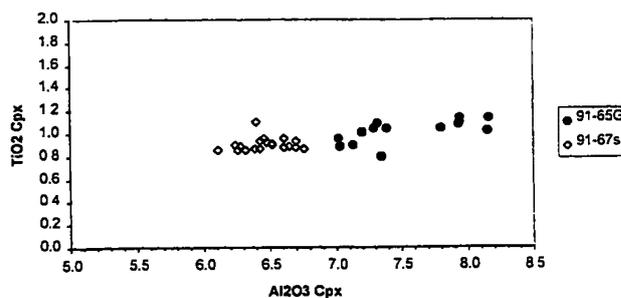


FIG. 4. – Diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs TiO<sub>2</sub> dans les Cpx. Il met en évidence la différenciation plus poussée de l'échantillon 91-65G.

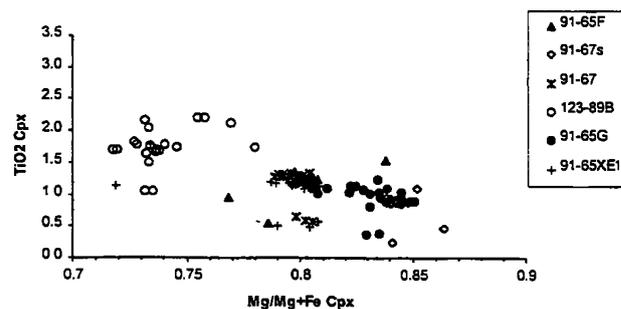


FIG. 5. – Diagramme Mg/Mg+Fe vs TiO<sub>2</sub> dans les Cpx. Les deux échantillons comportant de l'olivine (91-67s et 91-65G) se détachent des autres échantillons. L'échantillon 123-89B a été équilibré à plus basse pression. [d'après Wass, 1979].

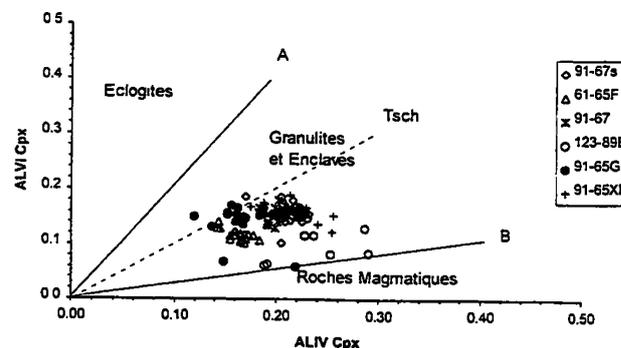


FIG. 6. – Diagramme Al<sup>IV</sup> vs Al<sup>VI</sup> dans les Cpx. L'échantillon 123-89B se situe vers les plus basses pressions. Les lignes A et B séparent des Cpx de haute et basse pression, et Tsch = composant Ca-Tschermakite qui correspond à Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> = 1. [D'après Aoli et Kushiro, 1968]

*Tuteur :* A. DEMANT et C. COULON, CNRS/UAM.  
*Laboratoire d'accueil :* Laboratoire de pétrologie magmatique, Univ. Aix-Marseille III.