

**DEA - 1998 -**

## Sommaire des résumés

	pages
<b>BARRAUD J.</b> - Migration des liquides anatectiques dans la croûte intérieure en régime compressif : modélisation analogique. ....	137-141
<b>BELLOT J.-P.</b> - Les ultrabasites des Maures et leur contexte leptyno-amphibolitique ; signification géodynamique. ....	142-145
<b>BELTRAMO J.</b> - Évolution tectono-sédimentaire de la plate-forme carbonatée maastrichtienne Simsim d'Oman. ....	146-151
<b>BORDARIER C.</b> - Étude de zones de failles normales à diverses échelles d'observation : caractérisation de la distribution spatiale des structures de la déformation, notion de la localisation de la déformation. ....	152-154
<b>BROCARD G.</b> - Le canal de Sardaigne au Néogène ; analyse morphologique et structurale : apports de la bathymétrie multifaisceaux et des plongées Sarcya et Sartucya. ....	155-158
<b>DOUCET S.</b> - La rythmicité des processus d'accrétion à l'axe des dorsales océaniques. Apports du nouvel outil de mesure en forage : ARI (pour Azimutal Resistivity Imager) à la compréhension des processus d'accrétion. Exemple du puit DSDP 395A (Ride médio-atlantique). ....	159-163
<b>ERTLEN T.</b> - La campagne sismologique Géofrance3D Alpes : contribution à la connaissance de la structure crustale des Alpes Maritimes. ....	164-166
<b>FONT M.</b> - Accrétion océanique arrière-arc : transition entre les axes orthogonaux Central et Sud Pandora dans le bassin Nord-Fidjien (SW Pacifique). ....	167-172
<b>GAJUREL A.</b> - Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôts du bassin de Kathmandou. ....	173
<b>HUGUEN C.</b> - Volcanisme boueux et déformation récente à actuelle au sein de la Ride méditerranéenne d'après les résultats de la campagne Prised 2. ....	174-180
<b>HUSSON L.</b> - L'évolution tectonique des structures des Siwaliks de l'ouest Népal : vitesses des processus tectoniques ; géométrie 3D de la transition pli de propagation-pli de rampe. ....	181-184
<b>LE DOUJET C.</b> - Réalisation d'un modèle géostatistique des propriétés pétrophysiques de réservoir à partir d'une étude stratigraphique et sédimentologique d'un analogue . ....	185-186
<b>LE FUR F.</b> - Étude cinématique d'un réseau de veines de quartz (Plan Bouchet, Zone Houillère Briançonnaise). ...	187-190
<b>MOTTE P.</b> - L'état mécanique, la signature gravimétrique et le relief dans la zone de subduction des Ryukyus : apports de la modélisation numérique. ....	191-195
<b>PORTE T.</b> - Caractérisation pétro-géochimique de la suture océanique permo-triasique du « Cache Creel terrane » (Colombie britannique). ....	196-200
<b>TOLNAY K.</b> - Caractérisation texturale et géométrique des masses sédimentaires glissées dans le remplissage holocène du Lac D'Annecy. Implications pour l'origine des instabilités récentes. ....	201-205
<b>VEGA TORRES J.</b> - Analyse structurale et dépliage du champ pétrolier de Shushufindi. ....	206-207
<b>VINCENT F.</b> - Mesure des effets cosismiques du séisme de Jalisco (M=8, 15/10/95) par interférométrie radar : apports et limites de la méthode. ....	208-209
<b>ZITTER T.</b> - Étude morphostructurale du deep-sea fan du Nil. ....	210-215

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



## La migration des liquides anatectiques dans la croûte inférieure en régime compressif : modélisation analogique

Joseph BARRAUD

### 1. – INTRODUCTION

Le but de ce travail est d'étudier grâce à la modélisation analogique la migration des liquides de fusion dans les migmatites litées (ou stromatites), à l'échelle de l'affleurement et en contexte compressif.

En effet, les segments de croûte continentale moyenne ou inférieure exposés à la surface sont souvent une association de gneiss et de granulites acides ou basiques migmatitiques avec, à l'échelle du centimètre ou du mètre, des couches ou des poches de granites (au sens large) dans un encaissant métamorphique [Johannes, 1988 ; Van der Molen, 1985 ; Allibone et Norris, 1992 ; Brown *et al.*, 1995] (fig. 1). Des phénomènes de fusion partielle et de migration de liquides dans des structures en distension nées de la déformation d'un protolithe anisotrope et multicouche sont fréquemment observés [McLellan, 1988 ; Brown, 1994 ; Sawyer, 1996] (fig. 1). L'étude des migmatites et de leur

déformation est donc une première étape dans notre compréhension des processus de ségrégation et de migration des produits de fusion puisque au moins une partie de ceux-ci se retrouvent maintenant solidifiés dans le protolithe dans les anciens sites de transfert.

Dans les migmatites litées, les leucosomes sont souvent des couches ou des lentilles riches en quartz et en feldspaths, à l'état liquide lors de l'anatexie et parallèles à la foliation [Johannes et Gupta, 1982 ; Maaløe, 1992 ; Brown *et al.*, 1995]. De nombreux modèles ont été présentés pour expliquer leur formation : (1) fusion partielle préférentielle des couches du protolithe de composition favorable [Johannes, 1988] ; (2) différenciation par migration du liquide dans les couches les plus visqueuses où règnent les pressions minimales [Van der Molen, 1985 ; Brown *et al.*, 1995] ; (3) ouverture d'une fente et fusion de ses bords [Maaløe, 1992]. Ces modèles négligent l'influence de la déformation hétérogène et de la très faible viscosité du liquide. Notre modélisation analogique permettra d'étudier plus précisément ces deux paramètres.



FIG. 1. – Stromatites montrant des interactions complexes entre les structures tectoniques (foliation, plan de cisaillement, pli) et le liquide de fusion maintenant représenté par les leucosomes (tirée de Brown, [1994], Péninsule de Tolstik, Karelia, Russie).

## 2. – LA MODÉLISATION ANALOGIQUE

Deux systèmes nous intéressent : (1) une roche partiellement fondue foliée et (2) une couche de liquide entre deux couches de roche non fondue se déformant de manière ductile. Dans les deux cas, le système subit un raccourcissement parallèle au litage. Le premier système permettra d'étudier la formation des leucosomes tandis que dans le deuxième cas, le leucosome est déjà formé et c'est l'influence du liquide sur la défor-

mation qui nous intéresse. Les matériaux analogiques sont des paraffines de différents points de fusion. Le modèle est chauffé de telle façon qu'une couche soit liquide tandis que les autres soient encore solides.

### 2.1. Dimensionnement

Le dimensionnement de notre modélisation est fondé sur l'égalité des rapports sans dimensions caractérisant le système, entre la nature et le modèle. Le tableau 1 présente ces paramètres.

	NATURE	MODELE
Viscosité $\eta$	roche solide : $10^{16}$ - $10^{18}$ Pa.s liquide : $10^5$ - $10^8$ Pa.s rapport $\eta_{\sigma}/\eta_{\lambda} \approx 10^{10}$	paraffine solide : $10^8$ Pa.s paraf. liq. : $10^{-3}$ Pa.s rapport $\eta_{\sigma}/\eta_{\lambda} \approx 10^{10}$
Densité $\rho$	roche solide : $\approx 3200$ kg.m <sup>-3</sup> liquide $\approx 2800$ kg.m <sup>-3</sup> rapport $\rho_{\sigma}/\rho_{\lambda} = 1,14$	paraffine solide 850 kg.m <sup>-3</sup> paraf. liq. : 850 kg.m <sup>-3</sup> rapport $\rho_{\sigma}/\rho_{\lambda} = 1$
Epaisseur $\epsilon$	couches centimétriques rapport $\epsilon_{\sigma}/\epsilon_{\lambda} \approx 1$	couches centimétriques rapport $\epsilon_{\sigma}/\epsilon_{\lambda} \approx 1$
Vitesse linéaire V	1 m/Ma	2 mm/h
Longueur L	440 mm	440 mm
rapport $\frac{\eta V}{\rho g L}$	$\frac{10^{16} \cdot 3,2 \cdot 10^{-14}}{3200 \cdot 10 \cdot 0,44} = 2,3 \cdot 10^{-2}$	$\frac{10^8 \cdot 5,6 \cdot 10^{-7}}{850 \cdot 10 \cdot 0,44} = 1,5 \cdot 10^{-2}$

TAB. 1. – Paramètres et rapports sans dimensions contrôlant la nature des systèmes et le dimensionnement.

Le dernier rapport permet de relier les paramètres géométriques, mécaniques et cinématiques. Ce rapport et les autres sont du même ordre de grandeur dans la nature et le modèle, donc la similarité est respectée. De plus, les roches se déforment généralement par fluage en loi-puissance du type [Twiss et Moores, 1992] :

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \sigma^n$$

où  $\dot{\epsilon}$  est la vitesse de déformation, A et n des constantes spécifiques au matériau, Q l'énergie d'activation, R la constante des gaz parfaits, T la température et  $\sigma$  la contrainte différentielle. L'analogie est encore respectée car les paraffines solides ont le même mode de déformation avec des exposants à la contrainte n entre 3 et 5 [Mancktelow, 1988].

Enfin, afin de simuler une roche partiellement fondue foliée, nous utilisons une cire expulsant une phase liquide mobile et possédant une anisotropie rhéo-

logique planaire. Ainsi, le matériau est plus fragile vis-à-vis d'une extension perpendiculaire à la couche que parallèlement et la phase liquide migre dans les fentes de tension.

### 2.2. Premier type d'expériences : une couche contenant quatre tubes de liquide

La paraffine liquide coule et s'échappe du modèle si elle se présente en couche. Des tubes de paraffine liquide sont donc aménagés dans un bloc de paraffine solide. La figure 2 présente une vue extérieure et deux orthogonales dans un modèle de ce type. Le raccourcissement parallèle au litage cause l'étirement vertical des couches, si bien que les tubes prennent tout d'abord une section elliptique. Une fracture horizontale se propage et connecte ensuite les quatre tubes, ce qui permet au liquide de migrer horizontalement.

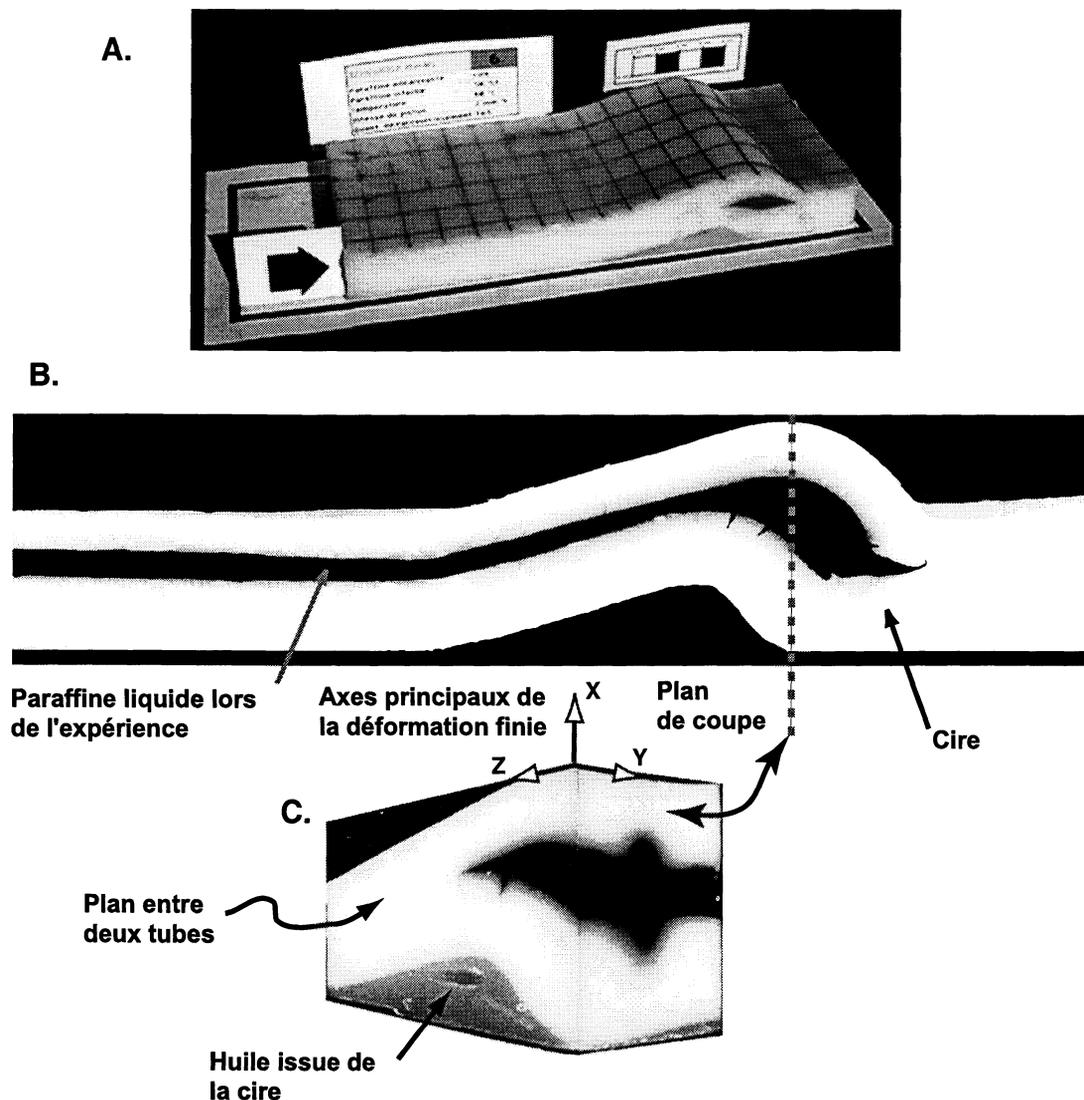


FIG. 2. – Expérience type une couche + 4 tubes de paraffine liquide. A. Vue extérieure après déformation. B. Coupe longitudinale passant par un tube. C. Bloc 3D avec coupe transversale

### 2.3. Deuxième type d'expériences : une couche + 4 tubes dans une matrice de faible viscosité

Afin qu'un pli complet puisse se développer, la couche de forte viscosité contenant les tubes est encadrée de deux couches de faible viscosité, mais non liquides. La figure 3 montre le résultat de l'expérience. Une fente parallèle au litage s'est à nouveau ouverte et a été cisailée dans le flanc du pli. Elle contient de la paraffine liquide. Sur la coupe passant par un tube, on peut voir que des fractures se sont ouvertes à l'extrados des plis, dans les charnières où le contraste de viscosité est important, c'est-à-dire à l'interface entre la paraffine solide et le liquide ou la couche inférieure qui était proche de son point de fusion. Par contre, si le contraste de viscosité est faible (cas du contact avec la couche supérieure), aucune fente de ce type ne peut s'ouvrir.

### 2.4. Troisième type d'expériences : couches de cire partiellement fondue

La cire est une paraffine microcristalline d'une composition différente des autres paraffines. Deux propriétés nous ont intéressés : (1) à 75°C, la cire est totalement fondue mais à la température de l'expérience (55°C), une phase liquide mobile, appelée huile par la suite, se sépare et occupe tous les espaces vides ; (2) un aplatissement vertical uniforme à chaud crée une anisotropie rhéologique planaire horizontale. Ces propriétés permettent de simuler une roche partiellement fondue foliée. La figure 4 montre le résultat d'une expérience dans laquelle seule la couche supérieure en cire a subi le traitement initial d'aplatissement. La couche inférieure est en cire et une rainure de trois millimètres de profondeur perpendiculaire à la direction de compression a été amé-

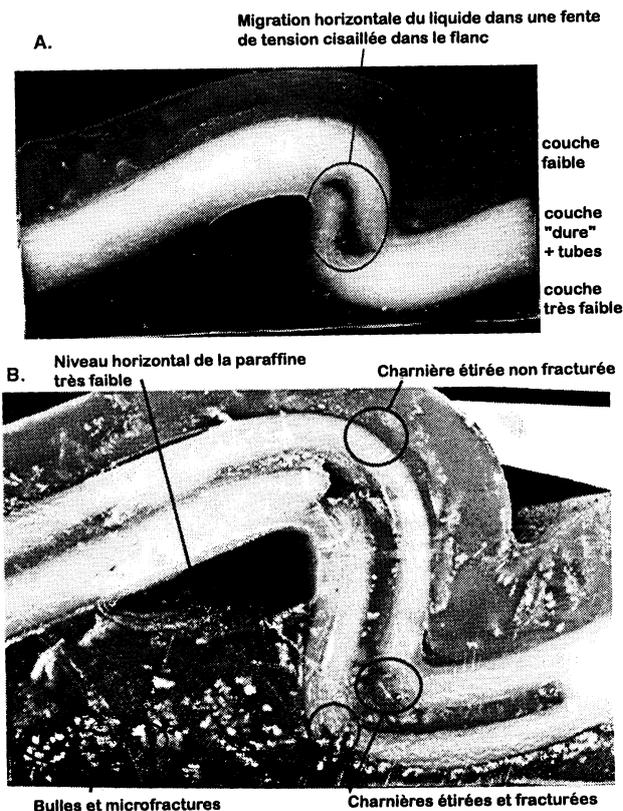


FIG. 3. – Expérience type une couche + 4 tubes entre deux couches faibles. A. Vue extérieure. B. Coupe longitudinale passant par un tube.

nagée dans la face inférieure. Entre ces deux couches, une plaque fine (4 mm) de paraffine fondue a surtout causé le découplage des deux couches.

Dans la couche supérieure, de nombreuses fentes de tension s'ouvrent dans la foliation simulée, dans les zones d'épaississement maximal que sont les intrados des plis. Elles se remplissent d'huile dont la faible viscosité accentue les tensions dans la cire encaissante. Ainsi, des fentes perpendiculaires au litage s'ouvrent ensuite dans les côtés convexes (fig. 4B).

La paraffine liquide a migré vers le haut grâce à une fente ouverte dans l'extrados d'un des plis. Elle occupe une fente parallèle à la couche située juste au-dessus (fig. 4A et B).

La couche inférieure s'est fracturée au niveau de la rainure initiale et le plan de fracture s'est rempli de paraffine liquide et de fragments de cire (fig. 4).

## 2.5. Interprétation et modèle de migration des liquides anatectiques

Le champ de déformation finie que nous observons dans nos modèles résulte du champ de contraintes complexe qui se développe dans un pli. Les deux types de fentes (parallèles ou perpendiculaires à la couche) s'ouvrent perpendiculairement à la contrainte  $\sigma_3$  locale qui

varie en direction et en intensité suivant la position dans le pli. Une surface neutre passant par le milieu de la couche sépare un domaine d'extension parallèle à la couche (côté convexe, extrados du pli) d'un domaine où l'extension est normale à la couche (côté concave, intrados du pli) [Twiss et Moores, 1992]. A l'interface avec le liquide, l'intensité de cette extension sera très forte à cause du fort contraste de viscosité, permettant ainsi la fracturation.

Pour pouvoir appliquer ces résultats à la croûte inférieure où la pression lithostatique très forte empêche normalement l'ouverture de fentes, il faut invoquer une pression fluide très élevée. Le fluide est ici le liquide anatectique qui peut atteindre des pressions très fortes au cas où la vitesse d'extraction est inférieure à la vitesse de production [Allibone et Norris, 1992 ; Davidson *et al.*, 1994 ; Sawyer, 1996] ou que la réaction de fusion se fait avec augmentation de volume [Clemens et Mawer, 1992]. De plus, la résistance à la tension des roches partiellement fondues est très faible [Davidson *et al.*, 1994]. Nous proposons ainsi un modèle schématisé de migration des liquides dans un système lité présentant des couches de liquide alternant avec des couches peu ou pas fondues foliées donc avec une forte anisotropie mécanique (fig. 5). Les couches initialement à l'horizontale sont raccourcies horizontalement puis se plissent. Des fentes s'ouvrent dans les charnières,

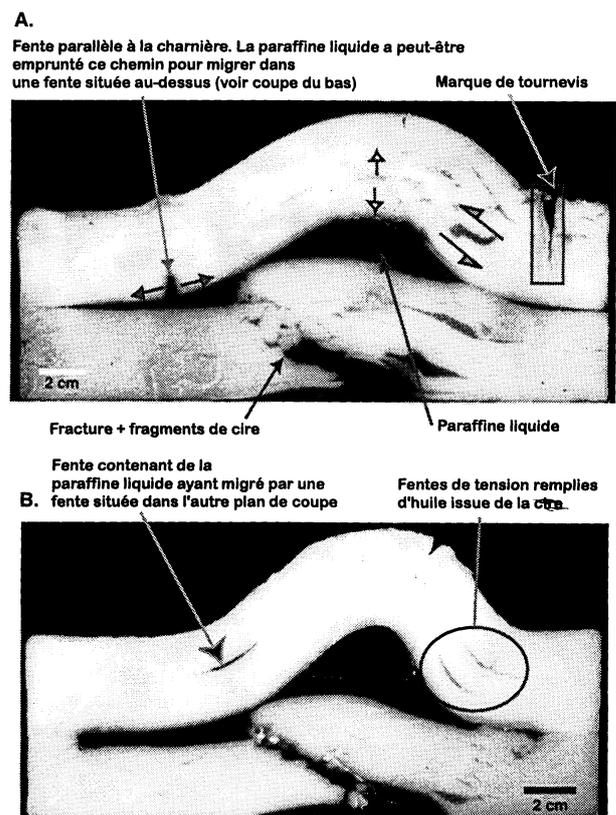


Fig. 4. – Expérience type 2 couches de cire encadrant une fine couche de paraffine liquide. La couche supérieure a subi un traitement initial lui conférant une anisotropie mécanique planaire simulant la foliation. A et B. Coupes longitudinales dans le même modèle.

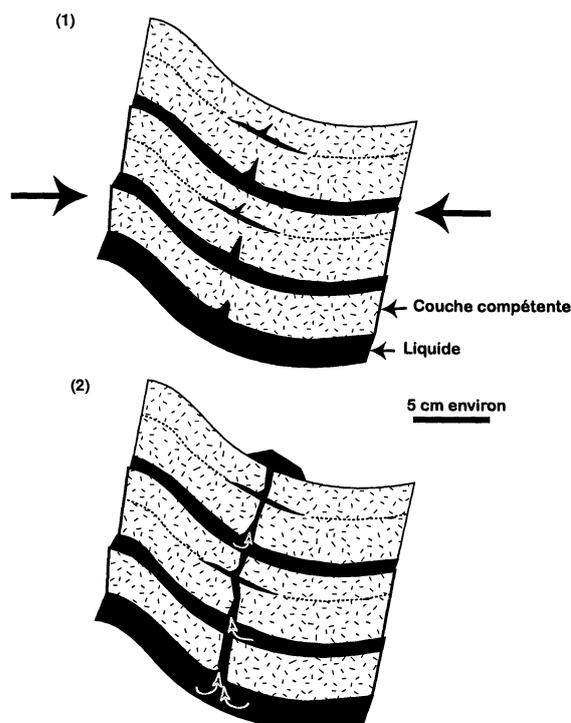


Fig. 5. – Modèle schématique de migration des liquides anatectiques dans des migmatites litées et foliées. (1) La compression parallèle au litage plisse l'ensemble des couches. Les côtés convexes des couches compétentes se fracturent parallèlement au plan axial. A l'intérieur, des fentes de tension s'ouvrent dans la foliation. (2) Les fractures se propagent verticalement sous l'effet de la pression du liquide.

perpendiculairement au litage à l'interface solide/liquide et parallèlement à la couche dans la foliation. Ces dernières, remplies de liquide drainé des alentours, sont des nouveaux leucosomes qui peuvent induire à leur tour des fentes perpendiculaires. La deuxième étape est la propagation et la connexion de toutes ces fractures, permettant ainsi la migration du liquide vers le haut grâce à sa faible densité.

### 3. – CONCLUSION

Les paraffines et la cire sont de bons analogues pour la modélisation de systèmes aux rhéologies non linéaires et contrastées sur des distances très courtes comme les migmatites.

La couche de liquide introduit des perturbations locales du champ de contraintes d'autant plus fortes que le contraste de viscosité est élevé. Suivant la position dans le pli, les couches encadrantes sont étirées ou épaissies, ce qui permet à des fentes de tension de s'ouvrir parallèlement (formation de leucosomes dans la foliation) ou perpendiculairement aux couches (fracturation des charnières). L'anisotropie initiale (tubes ou

« foliation » simulée) fragilise le matériau et donc localise ces fentes. Ces multiples sites de moindre pression sont autant de sites d'accumulation potentiels des liquides dispersés dans la roche et permettent une ségrégation efficace qui accentue encore l'anisotropie. La connexion horizontale et verticale de ces poches de liquide permet ensuite le transfert vers des niveaux supérieurs.

### Références

- ALLIBONE A. H. & NORRIS R. J. (1992). – Segregation of leucogranite microplutons during syn-anatectic deformation: an example from the Taylor Valley, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 589-600.
- BROWN M. (1994). – The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, **36**, 83-130.
- BROWN M., AVERKIN Y. A., MCELLELLAN E. L. & SAWYER E. W. (1995). – Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15655-15679.
- CLEMENS J. D. & MAWER C. K. (1992). – Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**, 339-360.
- DAVIDSON C., SCHMID S. M. & HOLLISTER L. S. (1994). – Role of melt during deformation in the deep crust, *Terra Nova*, **6**, 133-142.
- JOHANNES W. (1988). – What controls partial melting in migmatites? *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 451-465.
- JOHANNES W. & GUPTA L. N. (1982). – Origin and evolution of a migmatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **79**, 114-123.
- MAALØE S. (1992). – Melting and diffusion processes in closed-system migmatization. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 503-516.
- MANCKTELOW N. S. (1988). – The rheology of paraffin wax and its usefulness as an analogue for rocks. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, **14**, 181-193.
- MCELLELLAN E. L. (1988). – Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 517-542.
- SAWYER E. W. (1996). – Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**, 85-94.
- TWISS R. J. & MOORES E. M. (1992). – *Structural geology*, W.H. Freeman and Company, New York.
- VAN DER MOLEN I. (1985). – Interlayer material transport during layer-normal shortening. Part II. Boudinage, pinch-and-swell and migmatite at Sondre Stromfjord Airport, west Greenland. *Tectonophysics*, **115**, 297-313.

Tuteurs : V. GARDIEN, P. ALLEMAND, UCB LYON I.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Pétrologie et Tectonique, CNRS et UCB Lyon I.

## Les ultrabasites des Maures et leur contexte leptyno-amphibolitique. Signification géodynamique

Jean-Philippe BELLOT

### 1. – Introduction

Le massif hercynien des Maures (Var, France) est constitué de formations relativement monotones [schistes, micaschistes, gneiss ; Gueirard, 1960] et de deux types d'unités exotiques, toutes structurées par une

foliation orientée N20 à pendage moyen vers le NW et une linéation minérale et/ou d'étirement NW-SE : (i) le métagranite syntectonique de Bormes [Buscail et Leyreloup, 1998] et (ii) trois unités mixtes d'amphibolites et de gneiss appelées complexes leptyno-amphiboliques ou CLA *s. l.*, dont la signification géodynamique est l'objet de discussions.

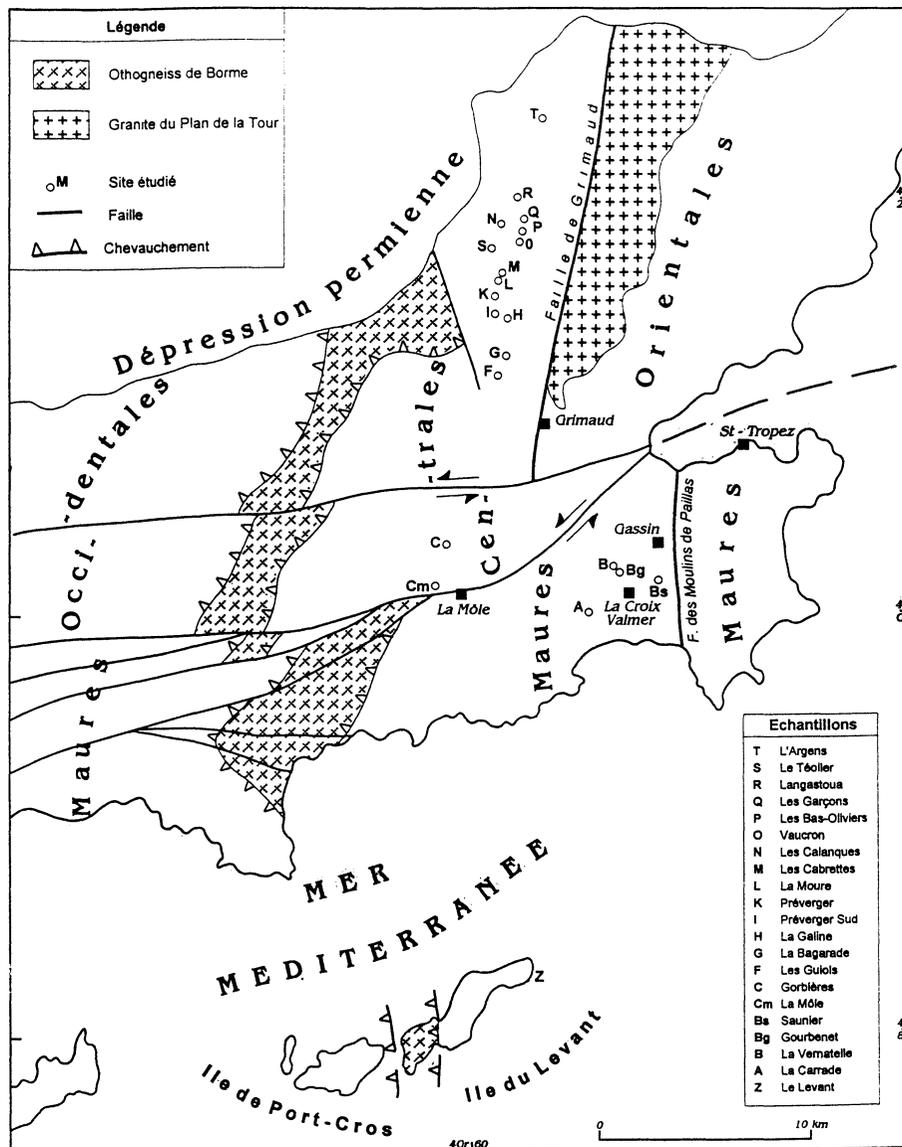


FIG. 1. – Schéma structural du massif des Maures [d'après Gueirard, 1960] et localisation des sites de serpentinites.  
N.B. La foliation du métagranite de Bormes est parallèle à ses limites avec les séries méta-sédimentaires.

Le CLA des Maures centrales inclut des lentilles de roches ultrabasiques (21 sites ; fig. 1) parfois à grenat, de gabbros et d'amphibolites à grain fin. L'annulation du jeu sénestre des failles permienne montre une disposition des ultrabasites selon un axe sub-méridien dans un CLA parallèle à l'accident majeur de Grimaud-Moulin de Paillas. CLA et ultrabasites associées forment donc un niveau repère exceptionnel dans cette partie du massif. Par conséquent, leur signification géodynamique est un élément important pour la reconstitution de l'évolution de ce fragment de la chaîne varisque.

Alors que le CLA des Maures centrales a fait l'objet d'études pétrologiques et géochimiques récentes [Seyler, 1986], les serpentinites qu'il contient sont encore mal connues, malgré quelques approches qui demeurent très fragmentaires [Gueirard, 1956 ; Bouloton *et al.*, 1998]. Une étude approfondie et détaillée des ultrabasites des Maures a donc été entreprise. Afin d'apporter une réponse cohérente aux problèmes que pose ce type de roches, nous avons volontairement adopté une approche pluridisciplinaire : cartographie précise (1/5 000), étude structurale et pétrostructurale, pétrographie, minéralogie, géochimie sur roche totale.

## 2. – ANALYSE STRUCTURALE

Serpentinites et métagabbros forment une bande discontinue dans le CLA et constituent un repère litho-tectonique majeur. Leur répartition dans le massif ne se fait pas au hasard : les gisements de serpentinites sont plus volumineux au Sud qu'au Nord du massif et inversement pour les métabasites. L'observation des microstructures a été réalisée à partir de lames minces taillées parallèlement au plan XZ de la déformation finie.

Les ultrabasites sont structurées par une foliation mylonitique très pénétrative verticale, orientée N170 qui porte une linéation d'étirement verticale très marquée. Cette déformation ductile (D1) est coaxiale. Elle est plan axial de plis isoclinaux de dunite dont les charnières sont parfois étirées jusqu'à la formation de boudins. L'axe d'allongement de ces derniers est parallèle à la linéation d'étirement.

Cette foliation très pénétrative est recoupée par des micro-cisaillements marqués par des couloirs de chlorite syncinématique. Dans les métagabbros amphibolitisés, la foliation mylonitique est recoupée par une schistosité de pli-fracture orientée N160-N20 à fort pendage vers le NW. Cette schistosité est plan axial de plis semblables dissymétriques de type B à déversement E-SE. Les critères d'asymétrie, tels que la présence de blastites sigmoïdes dans des gneiss, les plis asymétriques de plagioclases dans les métagabbros et de niveaux leucocrates dans les gneiss du CLA, attestent d'une déformation non-coaxiale associée à une cinéma-

tique haut-vers-l'E-SE. Les recristallisations témoignent d'une déformation dans un domaine ductile moins élevé que pour D1.

Les corps basiques et ultrabasiques sont démembrés (déformation D3) en lentilles dont l'allongement est parallèle à la linéation portée par la foliation de l'encaissant immédiat : N170 à N30, à faible plongement vers le Nord. L'enveloppe de ces corps est marquée par une anisotropie linéaire et planaire macroscopique, soulignée par une texture mylonitique très localisée. La linéation présente une nature composite : l'allongement des amphiboles syncinématiques est parallèle à l'étirement et au boudinage des plagioclases. Les observations en lame mince révèlent, entre autres, des ombres de pression asymétriques de chlorite et/ou de magnétite autour de clastes de spinelles chromifères. Elles montrent le caractère non-coaxial de la déformation qui est associée à un décrochement sénestre sub-méridien. Les conditions de recristallisation attestent d'une déformation à la limite des domaines ductile-cassant.

## 3. – PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

### Métamorphisme

Les méta-péridotites à grenat incluent des paragenèses reliques témoignant d'un métamorphisme dans les conditions du faciès granulite HP (Grt+Ol) puis granulite MP (Grt=Sp+Parg+Chl). De même, les gabbros coronitiques témoignent d'une phase granulitique MP à HP. Toutefois, dans la plupart des cas rencontrés, ultrabasites et gabbros montrent les indices d'un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite MT, suivi d'une rétro-morphose partielle à totale dans les conditions du faciès schistes-verts. C'est durant ce dernier stade que se produit la serpentinitisation des ultrabasites (Serp+Chl+Mgt±Talc±Carb).

### Nature du protolithe

Malgré la serpentinitisation intense, des minéraux reliques de la paragenèse primaire ont été conservés : olivine, orthopyroxène et spinelle chromifère. Le gisement le moins serpentinitisé, situé sur l'île du Levant, montre un rubanement minéralogique primaire auquel se surimpose la déformation D1. Les données minéralogiques [Laverne *et al.*, 1997], géochimiques [éléments majeurs et en traces ; Bellot *et al.*, 1998] ainsi que l'analyse des rares textures primaires conservées (fig. 2) convergent vers une origine cumulative des ultrabasites des Maures, point commun avec les massifs gabbroïques voisins sur le terrain. L'absence de texture typique de tectonite mantellique confirme cette hypothèse.

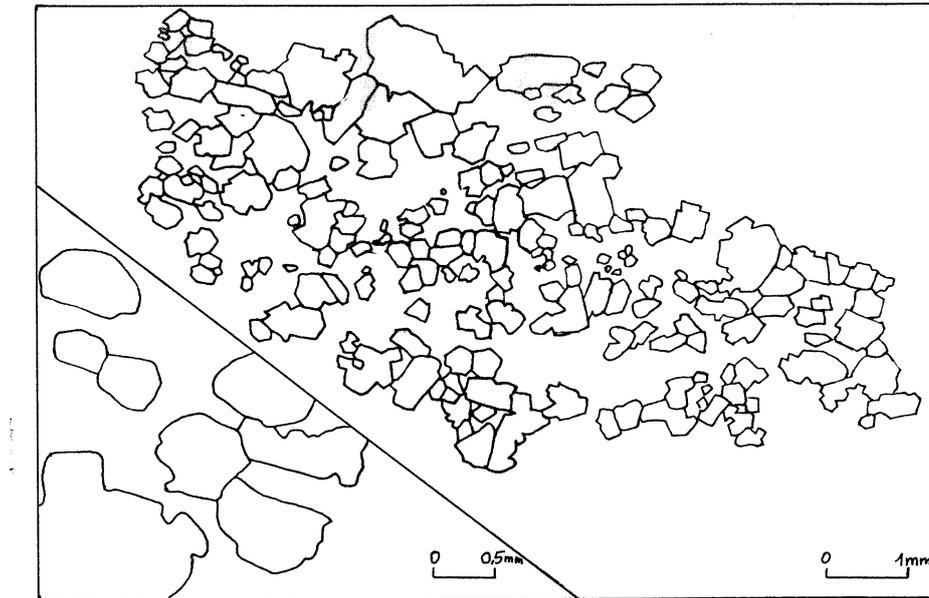


FIG. 2. – Dessin d'une texture de cumulats parfaitement préservée (lame A24) au cœur d'un boudin d'allongement décimétrique. Cette texture est caractérisée par la présence d'anciennes olivines automorphes aujourd'hui serpentinisées en Serp+Chl (phase cumulus), beignant dans une matrice de calcite interprétée comme d'anciennes plages de plagioclase (phase intercumulus).

#### 4. – SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE

##### Origine du protolithe

L'analyse de la composition des spinelles primaires des serpentinites ainsi que la compilation des données roches totales acquises sur l'ensemble des metabasites des Maures Centrales [Seyler, 1986 ; Bouloton *et al.*, 1998] suggèrent deux origines pour les méta-cumulats basiques et ultrabasiques des Maures : (i) origine océanique pour certains gabbros et les dunites à plagioclase témoignant d'un métamorphisme HP ; (ii) affinité de tholéiite d'arc pour les cumulats les plus ultrabasiques (dunites et pyroxénites) et les gabbros associés sur le terrain.

##### Devenir du protolithe

La déformation D1 est rapportée à un événement tangentiel liée à un épaissement crustal, vraisemblablement siluro-dévonien, dont les seuls témoins demeurent les reliques de paragenèses HP. À titre d'hypothèse

de travail, une vergence W-NW du charriage est ici proposée. Les déformations post-foliales sont les témoins d'une tectonique polyphasée affectant l'ensemble des unités du massif. D'une part, elles correspondent à un basculement des séries de l'Ouest vers l'Est [Buscail et Leyreloup, 1998] qui conduit à un épaissement modéré de la croûte par le jeu de failles inverses à vergence Est. Cet événement est attribué à la collision hercynienne *s.s.* du Dévonien terminal-Carbonifère inférieur, largement reconnu dans le Massif Central [Faure *et al.*, 1997]. D'autre part, des failles ductile-fragile N20, à jeu normal vers le NW [Sosson *et al.*, 1998] et situées au sommet des unités lithotectoniques contrôlent l'exhumation au Carbonifère moyen à supérieur du CLA des Maures Centrales. Cette tectonique polyphasée orientée vers l'E-SE puis vers le NW est confirmée par les premiers résultats d'une nouvelle étude cinématique entreprise sur les métapélites associées au CLA.

En conclusion, les serpentinites du CLA des Maures Centrales sont des méta-cumulats d'origine océanique et arc ; elles témoignent d'une histoire tectono-métamorphique polyphasée. Ce CLA marquerait donc un contact anormal majeur ayant valeur de suture.

## Références bibliographiques

- BELLOT J.P., LAVERNE C. & BRONNER G. (1998). – Du caractère cumulatif des ultrabasites des Maures (résumé). Réunion BRGM-SGF : Géologie du massif des Maures, 2-3.
- BOULOTON J., GONCALVES P. & PIN C. (1998). – Le pointement de péridotite à grenat-spinelle de La Croix-Valmer (Maures centrales) : un cumulat d'affinité océanique impliqué dans la subduction éohercynienne ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, **326**, II a, 473-477.
- BUSCAL F. & LEYRELOUP A. F. (1998). – Le métamorphisme régional collisionnel dans le segment varisque des Maures-Tanneron. Une revue critique (résumé). – Réunion BRGM-SGF : Géologie du massif des Maures, 4-5.
- FAURE M., LELOIX C. & ROIG J.Y. (1997). – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. France*, **168**, 6, 695-705.
- GUEIRARD S. (1956). – La serpentine de la Carrade près Cavalaire (Var). – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Marseille*, **5**, 85-101.
- GUEIRARD S. (1960). – Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). – Thèse d'Etat. Marseille et *Ann. Fac. Sc., Marseille*, **VI**, 194 p.
- LAVERNE C., BRONNER G. & BELLOT J.-P. (1997). – Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var), témoins d'une zone avant-arc ? Evidences pétrographiques et minéralogiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **325**, II a, 765-771.
- SEYLER M. (1986). – Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). Thèse d'état. *Université Lyon I et Doc. Lab. Géol. Lyon*, **96**, 371 p.
- SOSSON M., MORILLON A.-C., FERAUD G., RUFFET G., CREVOLA G. & LEROUGE G. (1998). – L'exhumation hercynienne du massif des Maures : contraintes tectoniques et thermochronométriques (résumé). Réunion BRGM-SGF : Géologie du massif des Maures, 40-41.

Tuteurs : C. LAVERNE, G. BRONNER, CEREGE, Univ. Aix-Marseille III  
 Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Pétrologie magmatique, Univ. Aix-Marseille III

## Évolution tectono-sédimentaire de la plate-forme campano-maastrichtienne du Huqf (Oman)

Julien BELTRAMO

### 1. – INTRODUCTION

Le massif du Haushi-Huqf est situé sur la côte est du Sultanat d'Oman (fig. 1). Les formations carbonatées campano-maastrichtiennes à rudistes (groupe Aruma : formation Samhan, Filim et Simsima) de ce massif ont été étudiées en terme de stratigraphie séquentielle dans la perspective d'une modélisation des réservoirs carbonatés effectuée par la société Elf-Aquitaine. Cette étude s'est particulièrement attachée aux relations tectonique/sédimentation et à l'impact du facteur tectonique dans un modèle de stratigraphie séquentielle.

Le Haushi-Huqf constitue une boutonnière d'érosion localisée sur un axe anticlinal N030E-N045E, affectant des terrains allant du Précambrien (550 Ma) au Tertiaire. La zone étudiée (fig. 2) se situe sur son flanc E entre les villages de Hayy et Filim, secteur où le Crétacé supérieur (Groupe Aruma) repose directement sur la formation Shuram (Protérozoïque à Cambrien). Ce groupe est constitué de cinq formations [Platel *et al.*, 1992] :

- la formation Qitqawt (Turonien à Santonien) est continentale ;
- la formation Samhan (Campanien inférieur) est formée par des constructions carbonatées à rudistes de plate-forme interne ;
- la formation Fiqa (Campanien moyen-Maastrichtien), représentée par des faciès crayeux de bassin, est discordante sur les formations sous-jacentes et cantonnée à des demi-grabens NW-SE créés par une phase de distension ;

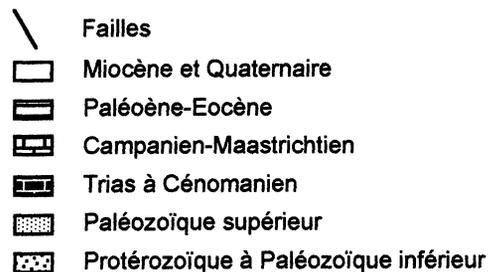
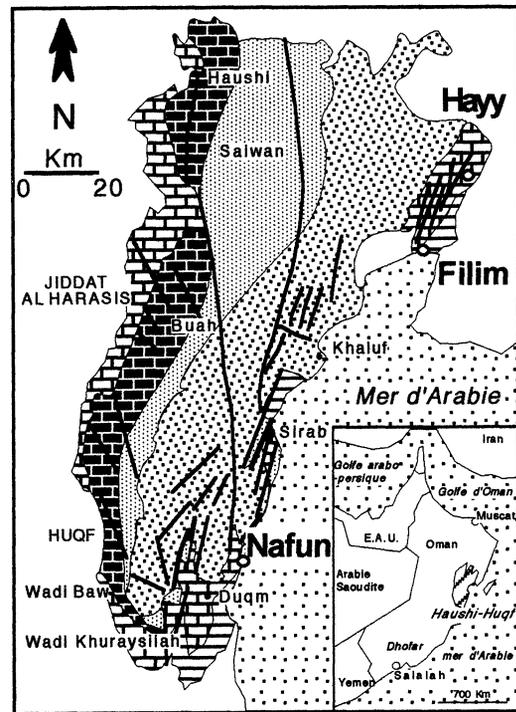


FIG. 1.– Carte géologique de la région du Haushi-Huqf (modifiée d'après Platel *et al.*, 1994).

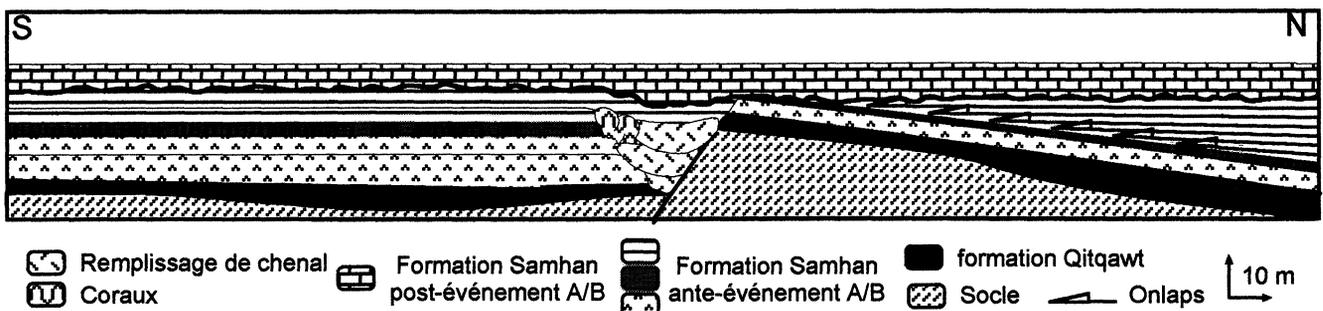


FIG. 2. – Séquence de dépôt Ca1 : géométrie actuelle en horsts et grabens montrant les onlaps suite à l'événement tectonique syn-A et l'érosion à la limite A/B due à l'événement tectonique A/B.

- la formation Sirmsima (Maastrichtien), elle aussi discordante, est constituée par des constructions à rudistes de plate-forme carbonatée interne ;

- la formation Filim (Maastrichtien), représentée par des sédiments de pente, est formée par des calcarénites à litages entrecroisés s'intercalant entre les deux séquences de la formation Sirmsima.

Les données de terrain sont fournies essentiellement par des coupes dans les carbonates de plate-forme dans la région de Hayy-Filim et par une coupe de bassin dans le secteur de Nafun, 100 km au sud (fig. 1).

Ces formations sont affectées par deux phases tectoniques compressives déjà décrites dans l'île de Masirah (50 km à l'est du secteur Hayy-Filim) : l'une située entre le Campanien et le Maastrichtien moyen, l'autre à la limite K/T [Immenhauser, 1995].

## 2. – STRATIGRAPHIE

La formation Samhan de la région du Haushi-Huqf est datée du Campanien inférieur grâce aux ostracodes et aux foraminifères benthiques dont *Orbitoides tissoti* [Platel *et al.*, 1994]. De même, les foraminifères benthiques (*Omphalocyclus macroporus*, *Loftusia elongata*) donnent un âge maastrichtien à la formation Sirmsima. La formation Filim initialement attribuée au Campanien moyen par Platel *et al.* [1992] a été placée dans le Maastrichtien à la suite de la mission de terrain d'Elf-Aquitaine qui a mis en évidence la présence des foraminifères benthiques caractéristiques du Maastrichtien, cités ci-dessus.

## 3. – STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE ET HISTOIRE TECTONO-SÉDIMENTAIRE

Les séquences de dépôt ont été définies par les changements d'assemblages de faune (déterminés par J. Philip, Université de Marseille et H. Soudet, Elf-Aquitaine). Les limites de séquences de dépôt correspondent à des surfaces d'émersion, marquées par une érosion aérienne voire une discordance.

Ainsi, quatre séquences de dépôt ont été mises en évidence, au-dessus des dépôts continentaux de la formation Qitqawt. Elles semblent plus ou moins influencées par la tectonique dans les formations marines campano-maastrichtiennes.

### 3.1. Séquence de dépôt Ca1 : 1<sup>re</sup> séquence de la formation Samhan, Campanien inférieur

#### 3.1.1. Découpage séquentiel

L'intervalle transgressif débute par les premiers dépôts marins surmontant les argiles silteuses de la formation Qitqawt, de nature continentale. Il s'agit de faciès d'installation de plate-forme correspondant à des dépôts d'abord peu profonds puis montrant progressivement un approfondissement. Ils comportent une faune très riche et diversifiée, notamment dans des bioconstructions à rudiste puis à *Chaetetidae* (éponges calcaires). Les dépôts les plus profonds (*mfs*) sont représentés par des dalles à *Cyclolites* (coraux isolés circulaires) contenant des ammonites. Dans la partie la plus distale du secteur de Nafun, cet intervalle transgressif est constitué par des calcaires à spicules et à calcisphères et le maximum d'approfondissement contient les mêmes ammonites (cf. *Tissotia*).

Le prisme de haut niveau contient à nouveau des rudistes dans des faciès de moyenne énergie.

#### 3.1.2. Événements tectoniques

Deux épisodes tectoniques perturbent cette séquence de dépôt. Le premier est enregistré dans les sédiments d'installation de plate-forme. Dans le secteur de plate-forme interne de Hayy-Filim, elle se manifeste, d'une part, par la création de horsts et grabens plurimétriques déterminant la position et le creusement de chenaux de plate-formes et, d'autre part, par une disposition en *onlaps* des sédiments sus-jacents sur les surfaces basculées (fig. 2). Dans la région de Nafun, elle se manifeste par des séismes en structures anastomosées.

Le second épisode tectonique se traduit par le jeu de failles synsédimentaires, par une période d'émersion et d'érosion des hauts (présence de tronçatures érosionnelles), une rubéfaction des surfaces, un *lag deposit* et un dépôt en *onlaps* des dalles à *Cyclolites* (région de Filim).

### 3.2. La séquence de dépôt Ca2 : 2<sup>e</sup> séquence de la formation Samhan, Campanien inférieur

Cette séquence est quasiment inexistante à Nafun en raison d'une ablation sous-marine. Dans le secteur Hayy-Filim, surmontant une limite érosive, son intervalle transgressif est caractérisé par des dépôts d'environnements deltaïques [grès conglomératiques, calcaire gréseux et marnes à *Vaccinites* (rudistes)]. Le maximum d'approfondissement de cette séquence est représenté par des surfaces condensées riches en *Vologesia* (Oursins) [H. Soudet comm. pers.] dans des calcaires gréseux. Le prisme de haut niveau est formé d'une succession de niveaux condensés à *Acteonella* (gastéropodes).

Des événements tectoniques ont affecté les sédiments riches en matériel détritique, déposés sous une faible tranche d'eau. Ces conditions ont permis de les enregistrer sous la forme de séismites et tsunamites. Deux types principaux de séismites ont été reconnus :

- **Les convolutes (fig. 3)**

Elles ont été remarquées par le BRGM lors de la réalisation de la carte géologique du Huqf. Il s'agit d'une déformation hydroplastique des sédiments sableux se présentant, ici, sous la forme de doublets appelés *seismite-tsunamite dyads* [Szulc, 1998]. Le banc de la dyade est composé de sédiments autochtones affectés par des convolutes, correspondant à l'effet direct des secousses sur les sédiments. En effet, lors de chocs sismiques, la surface du sol des basses plaines et des sédiments peu profonds est déformée par des ondulations (*earth waves*) [Fuller, 1912 et Witkind, 1960] à la manière de la surface des océans par la houle. Sur la crête de ces "vagues" s'ouvrent des fissures permettant le passage de l'eau et des sédiments sous pression, formant des volcans de sable (fig. 3) et rebroussant les litages sédimentaires.

Le banc métrique supérieur de la dyade possède une surface basale érosive. Il est constitué par des débris allochtones non classés – quartz grossiers, *Vaccinites* brisés et galets du banc sous-jacent – transportés par un courant brutal (*tsunami*). Ces débris se sont déposés lors du reflux du *tsunami* induit par les secousses sismiques (fig. 3 et 4), formant après induration une *tsunamite*.

- **Les drop structures (fig. 4)**

Lors de la mission de terrain d'Elf-Aquitaine, un autre type de séismite a été trouvé dans des séries plus argileuses. Ces structures ont été observées quand il y avait superposition d'un niveau sableux propre sur des sables argileux. Dans ce cas, la surpression des fluides, engendrée par les ondes sismiques a entraîné une remontée du lit sablo-argileux qui est venu s'injecter dans les sables propres, tandis que ces derniers, liquéfiés ont eu tendance à descendre les dépressions ainsi créées. Les structures ont alors une forme globuleuse rattachée par un pédoncule massif au reste du banc sus-jacent (fig. 4).

### 3.3. Séquence de dépôt Ma1 : première séquence de la formation Simsima

Une lacune du Campanien supérieur est présente au niveau de la limite inférieure de cette séquence.

Son prisme de bas niveau a été observé à Nafun sur la plate-forme distale où il est représenté par des grès argileux suivis par des calcaires argileux à rares ammonites de l'intervalle transgressif. Sur la plate-forme interne de Hayy-Filim, cet intervalle transgressif est composé par des grès deltaïques, surmontés par des bioconstructions à *Sauvagesia*. Le prisme de haut niveau est constitué par des mudstones à foraminifères plancto-

niques en direction du bassin et par des mudstones à algues en direction de la plate-forme.

Un troisième événement tectonique se manifeste sur la plate-forme par une structuration en horsts et grabens limités par des failles rapidement scellées par les premiers bancs gréseux.

### 3.4. Séquence de dépôt Ma2 : formation Filim et deuxième séquence de la formation Simsima

La limite inférieure de cette séquence de dépôt est très fortement érosive dans la série jusqu'à la formation Qitqawt. Cette érosion détermine un réseau de vallées incisées, ultérieurement comblé par des grès.

Dans le secteur de bassin de Nafun, le prisme de bas niveau est représenté par un grès grossier suivi d'un intervalle transgressif argilo-gréseux. Dans le secteur intermédiaire de Filim, l'intervalle transgressif débute par des remplissages gréseux de chenaux incisés et se poursuit par une calcarénite à oursins et orbitoïdes. Dans le secteur interne de Hayy, son intervalle transgressif commence par des grès et se poursuit par des marnes à *Plesiaster* (oursins fousseurs). Le prisme de haut niveau est carbonaté à Nafun et à Hayy.

Aucun épisode tectonique pouvant expliquer l'émergence et l'érosion des vallées incisées n'a pu être mis en évidence. Aussi, est-il possible d'envisager que cet abaissement relatif du niveau marin puisse être d'origine glacio-eustatique. Il correspondrait, alors, à l'une des nombreuses chutes du niveau marin qui ont été mises en évidence dans le Maastrichtien par géochimie isotopique [Barrera 1994 ; Li *et al.*, sous presse].

## 4. – CONCLUSION

L'analyse des données sédimentologiques et tectoniques acquises au cours de la mission de terrain conduit à un découpage séquentiel qui permet de distinguer les événements globaux des événements tectoniques locaux.

Les quatre séquences de dépôt trouvées pourraient correspondre aux grandes variations globales du niveau marin identifiées dans les cycles de Haq *et al.*, [1987] pour le Campanien inférieur et le Maastrichtien malgré l'importance d'une tectonique extrêmement active pendant le Campanien et une partie du Maastrichtien (fig. 5).

Les mouvements tectoniques ont troublé la sédimentation de manière significative mais il est possible de distinguer les mouvements marins d'origine tectonique de ceux d'origine eustatique grâce à une analyse environnementale fine des coupes de terrain. Les manifestations tectoniques sont différentes selon la nature et les

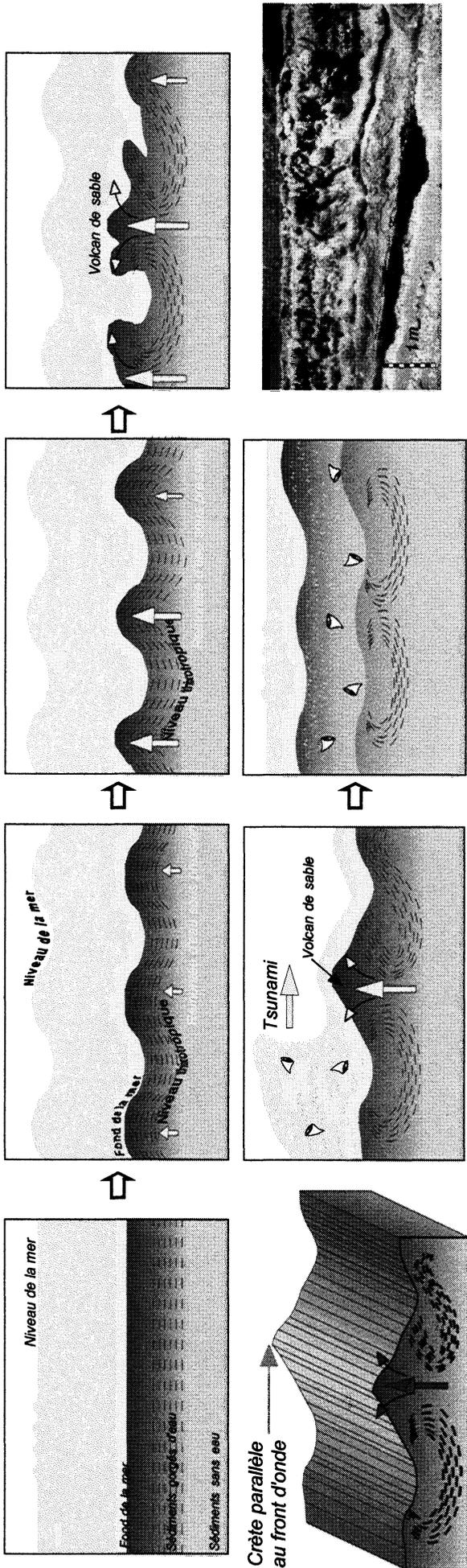


FIG. 3.- Mécanisme de formation des convolutes.

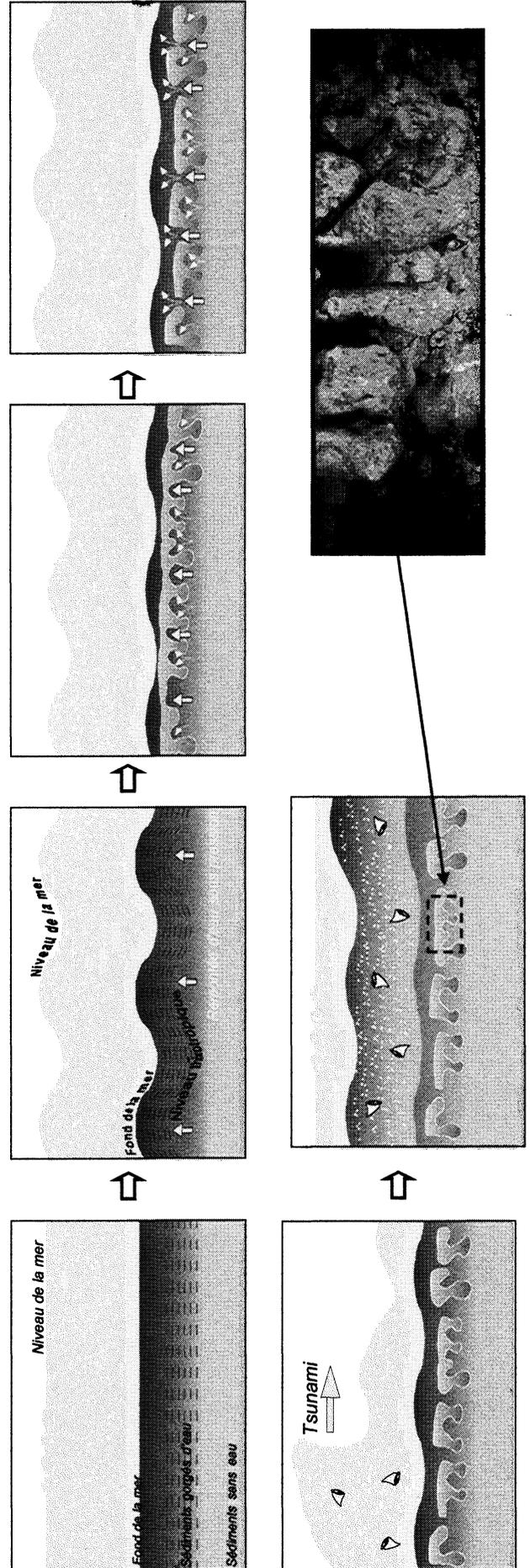


FIG. 4.- Mécanisme de formation des drop fractures.

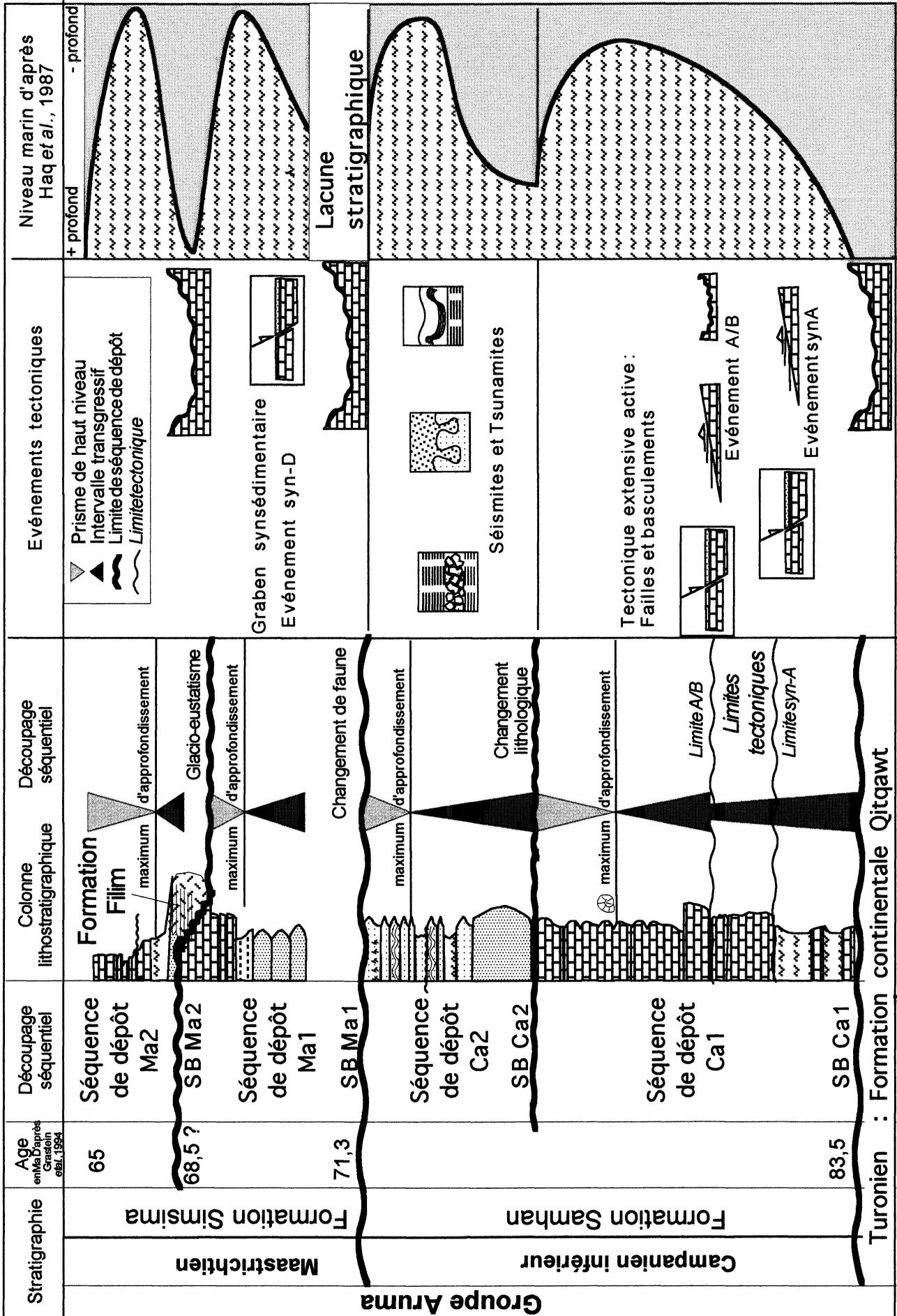


FIG. 5. - Tableau synthétique montrant les séquences de dépôt et l'origine de leurs limites.

environnements de dépôt : une tectonique cassante se traduisant par des basculements et des découpages en horsts et grabens dans les carbonates de plate-forme et

les grès indurés ; une tectonique plastique créant des séismites dans les sédiments meubles gorgés d'eau et situés sous une faible tranche d'eau.

### Références

- BARRERA E. (1994). – Global Environmental Changes Preceding the Cretaceous-Tertiary Boundary : Early-Late Maastrichtian Transition. *Geology*, **22**, 877-880.
- FULLER M.L. (1912). – The New Madrid Earthquake, in Montenat C. (1980). - Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, (7), **XXII**, 3, 501-509.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VENN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1994). – A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 24051-24074.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., & VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuation sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 255-260.
- IMMENHAUSER A. (1995). – The Autochthonous Mesozoic Sediment Record on The Masirah Island Ophiolite (Sultanate of Oman). Inaugural dissertation der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Universität Bern, 260 p.
- LI L., KELLER G., ADATTE T., STINNESBECK W., (sous presse). – Late Cretaceous sea-level fluctuations in the Southwestern Tethys : evidence from foraminiferal Sr/Ca ratio, stable isotopes and bulk rock analysis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
- PLATEL J.P., BÉCHENNEC F., BERTHIAUX A., DUBREUILH J., LE MÉTOUR J., ROGER J. & WYNS R. (1992). – Geological map of Duqm and Madraca, Sheets NE 40-03/07, scale 1 : 250,000 and Explanatory Notes (92 p.) : Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- PLATEL J.P., PHILIP J., BOURDILLON-JEUDY DE GRISSAC C., BABINOT J.F., ROGER J. & MERCADIER C. (1994). – Modalités de la transgression campanienne sur le massif du Haushi-Huqf (Oman). *Bull. Soc. géol. France*. **165**, 2, 147-161.
- SZULC J. (1998). – Syndepositionary records of seismic activity in shallow marine and lacustrine carbonate sediments. Abstract in 15 th International Sedimentological Congress, Alicante.
- WITKIND I.J. (1960). – The Hebgen Lake, Montana, earthquake of august 17, 1959. In West Yellowstone earthquake area. *Billing geol. Soc.*, ann. Field conf., 31-34.

Tuteurs : A. ARNAUD-VANNEAU, G. MASSONAT, CNRS, Elf-Aquitaine

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes alpines. CNRS/UJF Grenoble 1.

## Étude de zones de failles normales dans les Grès d'Annot peu poreux à diverses échelles d'observation (La Bonette-Alpes sud occidentales)

Cécile BORDARIER

Dans les Alpes sud occidentales françaises, de nombreuses zones de failles découpent les séries priabonniennes de la région de la Bonette. L'objectif de ce mémoire consiste en l'étude de deux zones de failles normales dans les Grès d'Annot peu poreux, à diverses échelles d'observation (de l'échelle de l'affleurement au

grain). Cette étude s'est portée sur la définition de l'anatomie des zones de failles normales de l'affleurement du « Général » et des « Casernes de Restefond » et sur la détermination des événements responsables de la genèse des réseaux de fractures, ainsi que sur l'analyse de la distribution spatiale de la fracturation.

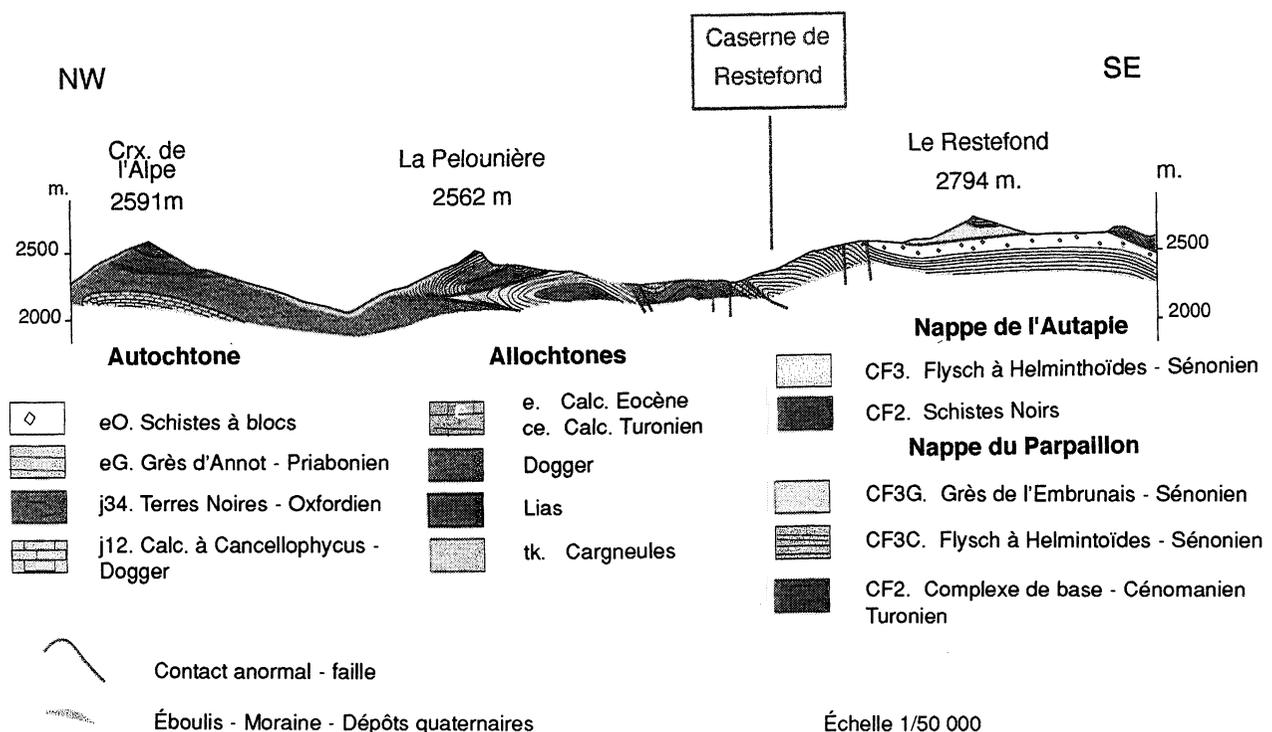


FIG. 1. – Coupe des Casernes de Restefond au 50 000<sup>e</sup>.

Les études conventionnelles (orientation, densité) ont permis de définir ces zones de failles normales comme étant constituées d'un couloir de faille où se concentre la déformation, marquée par des densités de fractures maximales, des zones de brèche et de gouge, et d'une zone fracturée adjacente, nommée zone d'endommagement, où la déformation est moins intense.

Aux diverses échelles d'observation, les typologies des fractures sont les surfaces de glissement striées, les fractures d'extension, les fentes de tension et veines de

quartz-calcite à géométrie de relais, queue de cheval ou d'échelon.

Ces réseaux de fractures sont issus de deux événements tectoniques majeurs : le premier correspond à la compression alpine, responsable de la formation d'un premier réseau en N070E. Cette phase de déformation s'accompagne d'une circulation de fluides chargés en silice, créant ainsi des veines N070E de quartz et calcite contemporains. Au Pliocène, se surimpose à cette fracturation alpine, un deuxième événement, cette fois-ci

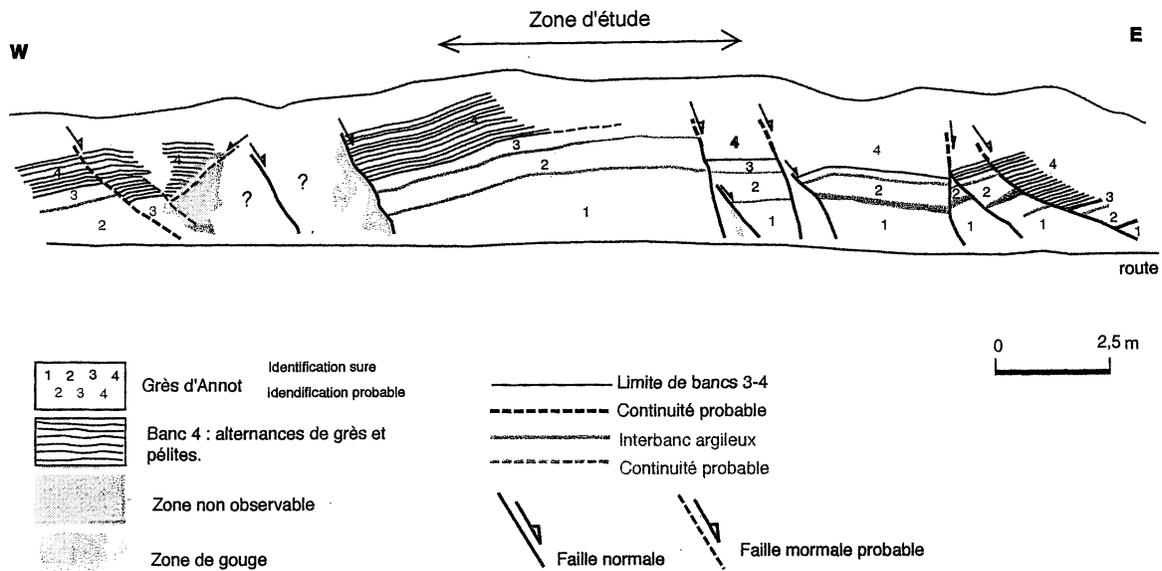


FIG. 2. – Coupe schématique de l’affleurement du « Général ».

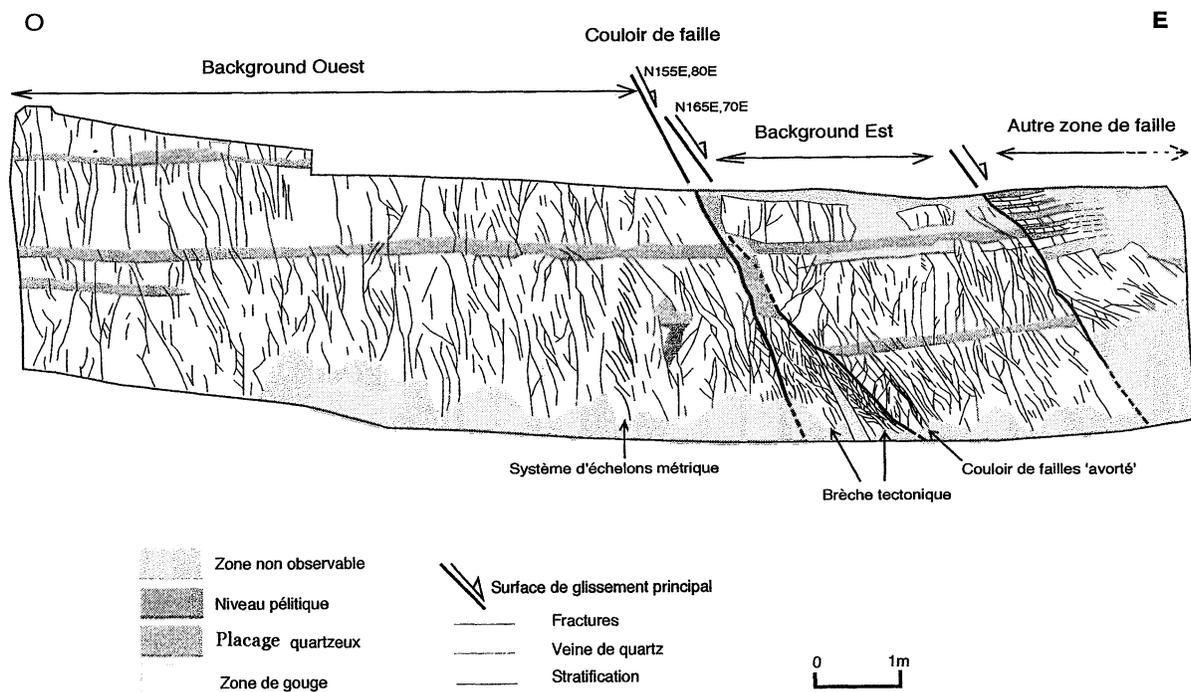


FIG. 3. – Schéma structural de la zone de faille de l’affleurement du « Général ».

extensif, responsable des zones de failles normales et des directions de fracturation N150E. De ces deux phases de déformation, il en résulte un fonctionnement des zones de failles normales, des affleurement étudiés, selon un système de horsts et grabens.

L’analyse de la distribution spatiale de la fracturation par la méthode de la géométrie fractale (technique de l’intégrale de corrélation) montre que la population de

fractures de l’affleurement du « Général » est caractérisée par une invariance d’échelle, dans la gamme 10 cm et 250 cm. Cette méthode nous indique que la distribution sur l’ensemble de la zone de faille est la même. Le couloir de faille n’est pas un lieu privilégié à la concentration des fractures, en terme de spatialité. Il semblerait que la distribution des fractures soit contrôlée par un processus d’auto-organisation par interaction entre fractures.

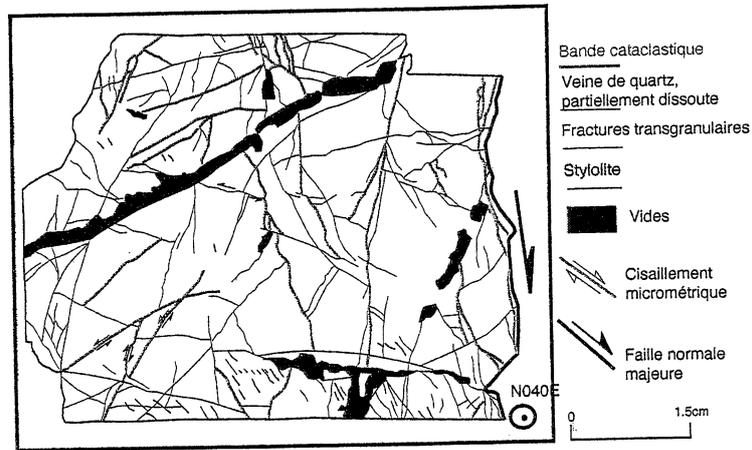


FIG. 4. – Schémas des objets structuraux observés aux abords de la faille bordière sud du couloir de faille sud, à l'échelle microscopique (lame CO). Affleurement des casernes de Restefond.

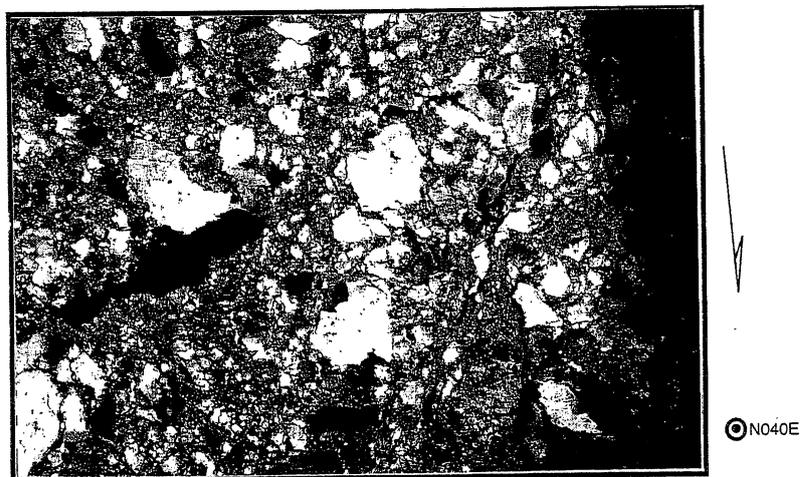


FIG. 5. – Texture cataclastée contenant des bandes cataclastiques bordées d'oxydes et associées à des stylolites observée aux abords de la faille sud du couloir de faille sud du couloir de faille sud (lame CO). Affleurement de Restefond. Grossissement x 1,5

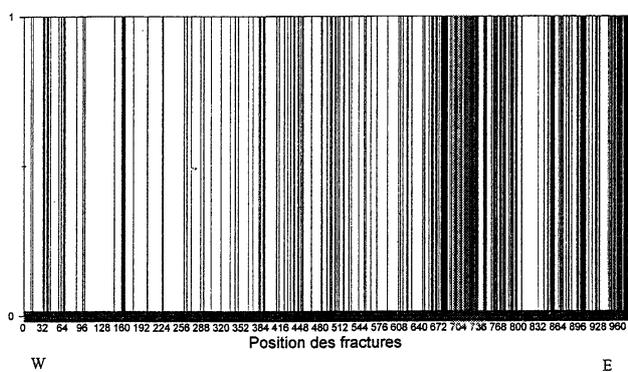


FIG. 6. – Distribution spatiale de la fracturation de la zone de faille de l'affleurement du « Général ».

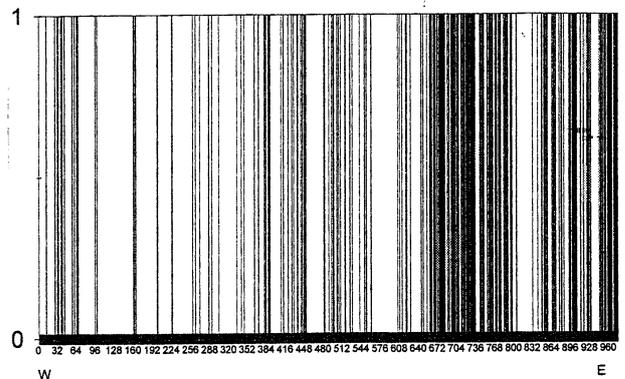


FIG. 7. – Distribution spatiale des fractures ayant un espacement inférieur à 10 cm. Affleurement du « Général » - données de terrain.

Tuteurs : P. LABAUME, J.-F. GAMOND, CNRS/LGIT UJF Grenoble 1  
 Laboratoire d'accueil : LGIT, CNRS/UJF Grenoble 1.

## Étude morphotectonique du canal de Sardaigne : analyse structurale et morphologique à partir des plongées des campagnes Sarcya, Sartucya, et de la bathymétrie multifaisceaux

Gilles BROCARD

### 1. – INTRODUCTION

Le Canal de Sardaigne est un rift asymétrique situé au sud-est de la Sardaigne, qui relie la Mer Tyrrhénienne et le Bassin Nord-Algérien. Les données sismiques et géochronologiques permettent de penser qu'il s'est ouvert au Tortonien. La région évolue suivant un dispositif assez semblable à celui du bassin tyrrhénien, où les zones en extension et en compression sont très proches et se déplacent rapidement. On peut penser que le canal, dans son état actuel, résulte d'une évolution polyphasée où se succèdent en un même lieu des événements compressifs et distensifs. Ainsi, des structures orogéniques préexistantes, remobilisées, pourraient déterminer la configuration du rift [Tricart et Torelli, 1994].

Les escarpements du canal permettent d'étudier l'enregistrement tectonique et morphologique de cette évolution. L'objectif est de tester ces hypothèses à partir de films de plongée et de cartes bathymétriques provenant de ces escarpements.

### 2. – CADRE GEODYNAMIQUE

Le Canal de Sardaigne se situe à la jonction entre deux bassins océanisés qui se sont ouverts successivement, au Miocène inférieur (Bassin Algéro-Provençal), et du Miocène supérieur au Quaternaire (Mer Tyrrhénienne), en contexte d'arrière arc. Pendant cette période, la zone où le domaine océanique téthysien était subduit sous l'Europe a migré vers l'Afrique. Les bassins résultent de la dislocation de la marge européenne et de la dérive de ses fragments accompagnant la fosse à travers le domaine téthysien. L'arrivée de la marge africaine dans la zone de subduction provoque la surrection des Apennins en Italie, et des Maghrébides en Afrique du Nord. Certains fragments de la marge européenne entrent alors en collision avec la marge africaine (fig.1).

Le canal de Sardaigne s'ouvre au Miocène supérieur, dans le prolongement de la chaîne maghrébide, tandis que la Mer Tyrrhénienne commence à se former.

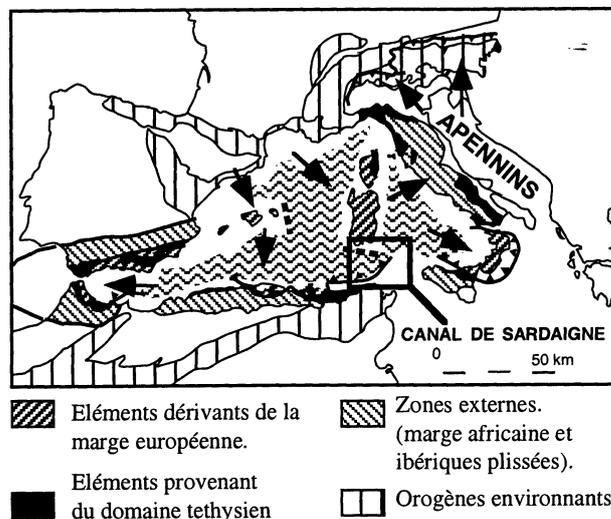


FIG. 1. – Extension et organisation de la ceinture orogénique apennino-maghrébide.

### 3. – LES CAMPAGNES SARCYA, SARTUCYA ET BRETAGNE

Les marges du canal sont escarpées, et échappent partiellement à l'enfouissement sous les sédiments post-rift. Les films et les échantillons utilisés pour cette étude ont été pris sur les affleurements de ces marges au cours des missions Sarcya [1994] et Sartucya [1995], et les relevés bathymétriques multifaisceaux analysés sont ceux du transit valorisé Bretagne effectué en 1995 par l'Atalante sur le versant sud du canal.

### 4. – L'HISTOIRE ALPINE PRÉRIFT

#### 4.1. Nature des roches dans le canal

Il est difficile de préciser la nature des différents corps qui apparaissent sur les nombreux profils sismiques qui traversent le canal, car les connaissances sur la lithologie se limitent aux échantillons recueillis en submersible et par dragage sur les marges les plus escarpées du canal.

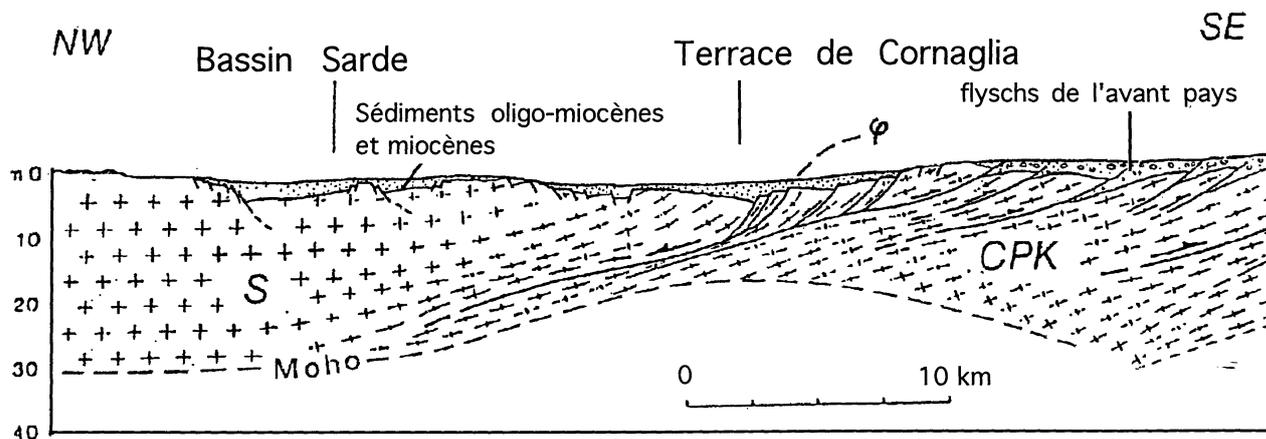


FIG. 2. - Coupe interprétative du Canal de Sardaigne Ooriental [Compagnoni *et al.* 1989].

Le canal s'est ouvert dans un socle cristallin et cristallophyllien chevauchant au sud la couverture sédimentaire de la marge africaine au niveau du Plateau Siculo-Tunisien.

Par extrapolation de ce qui est connu à terre de part et d'autre du canal, on considère que ce socle est d'origine européenne, et qu'il constitue le prolongement immergé du domaine Calabro-Peloritano-Kabyle (CPK). Il serait chevauché au Nord par le socle sarde au niveau du canal profond, où l'on observe d'importants réflecteurs sismiques pentés vers la Sardaigne, et ce jusque sous le plateau Siculo-Tunisien. Ces réflecteurs sont généralement considérés comme des chevauchements semblables à ceux qui délimitent les grandes nappes de socle caractéristiques du domaine CPK (fig. 2). Les roches des échantillons de socle sont très semblables à celles que l'on connaît dans le domaine CPK. Ce sont des granitoïdes et des roches métamorphiques hercyniennes et antéhercyniennes.

Le socle est recouvert par des sédiments datés sur la base de quelques échantillons fossilifères et par analogies de faciès avec ce que l'on connaît à terre. Il apparaît que les cortèges sédimentaires sont très voisins de ceux que l'on rencontre sur le domaine CPK émergé. On trouve ainsi des associations détritiques, grés-conglomératiques à marneuses de type Oligo-Miocène Kabyle et série de Stilo-Capo d'Orlando, des flyschs crétacés-paléocènes du domaine téthysien qui se sont épanchés en nappes gravitaires sur les unités de socle européennes, et du volcanisme calco-alcalin daté au Miocène moyen (âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  et  $\text{K}/\text{Ar}$ ).

**4.2. Evolution de la région du canal à l'Oligo-Miocène**

Situé en retrait par rapport au domaine CPK, le socle du canal de Sardaigne aurait été épargné, comme la Sardaigne, par le métamorphisme et les déformations

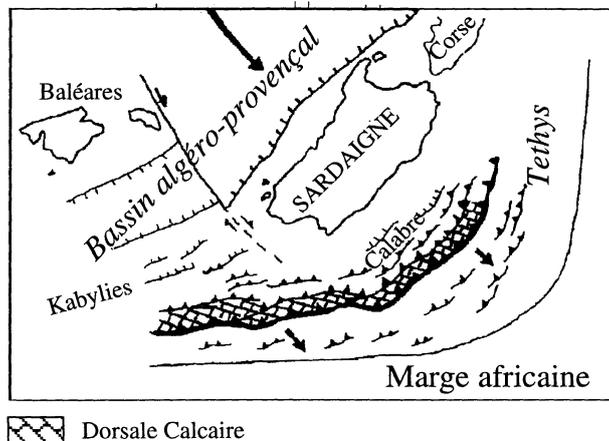


FIG. 3a. - Paléogéographie au Miocène inférieur.

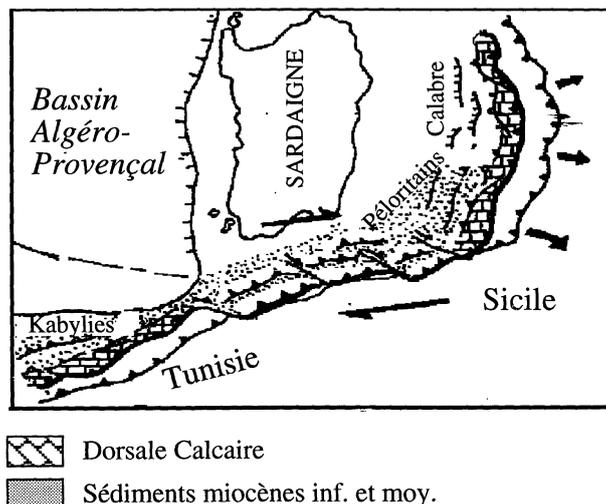


FIG. 3b. - Paléogéographie au Miocène moyen.

d'âge vraisemblablement oligocène qui affectent le socle CPK (fig. 3a). Par la suite, des mouvements décrochants auraient propulsé ce socle directement au front de la plaque CPK. Ces décrochements importants sont prédits par les modèles cinématiques pour accommoder la dérive différentielle des Kabylies et de la Sardaigne (fig. 3b).

Un grand bassin sédimentaire s'installe dès la fin de l'Oligocène sur le domaine CPK et sur le socle sarde au moins dans la région du canal. D'après les interprétations sismiques, des sédiments seraient engagés dans des chevauchements du socle. Cette configuration est sans équivalent à terre, ni dans le domaine CPK, ni en Sardaigne. Les fronts des nappes de socle seraient dégagés des sédiments par l'érosion et formeraient alors les éperons que l'on observe sur la marge sud du canal. L'âge et la nature des sédiments éventuellement chevauchés reste indéterminée (peut être Miocène inférieur).

## 5. – STRUCTURES DU RIFT, HÉRITAGES

Les failles bordières du canal et la fracturation dominante sur les sites de plongée ont des orientations assez variables, ce qui traduit leur appartenance à différents dispositifs régionaux. On retrouve ainsi les directions des grabens de Sardaigne et du canal de Sicile, des décrochements dextres situés sous le Plateau Siculo-Tunisien, du canyon de Bizerte et de la Faille Centrale de la Mer Tyrrhénienne, et de manière plus

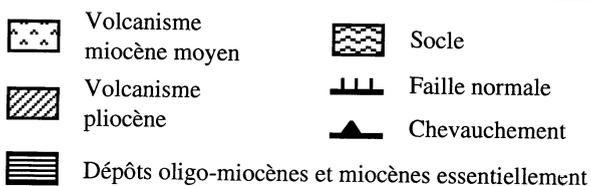
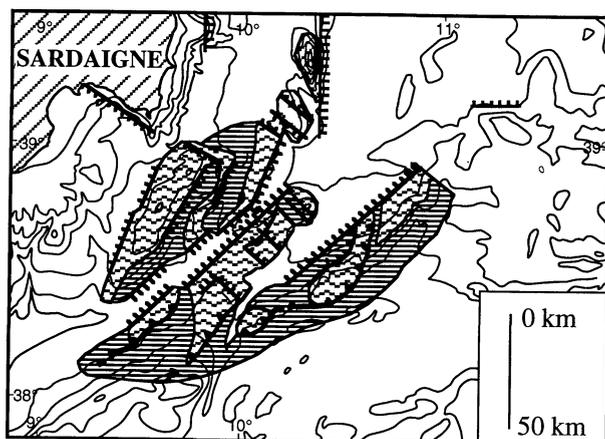


FIG. 4. – Schéma structural du canal de Sardaigne.

prononcée des directions propres au canal, ainsi que celles de la Mer Tyrrhénienne Ouest (Bassin Sarde, Terrasse de Cornaglia). Les directions tyrrhéniennes n'ont quasiment aucune expression morphologique dans le canal.

La marge nord-ouest (sarde), large, constituée de successions, à différentes échelles, de blocs basculés, de horsts et de grabens, présente la structure la plus typique d'une marge passive, tandis que la marge sud-est est au contraire très étroite et tombe directement du Plateau Siculo-Tunisien. Sa morphologie conserve les traces d'une importante érosion qui révèle, grâce à des contrastes lithologiques marqués, une structure plus complexe, issue des événements antérieurs au rifting.

Le canal a pu s'ouvrir en recoupant ou en remobilisant les accidents préexistants (fig. 4).

Certains escarpements de la marge sud semblent avoir la morphologie de surfaces de dénudation, mais cette hypothèse n'a pas été confirmée par les observations de plongée.

### 5. 1. Age de l'ouverture

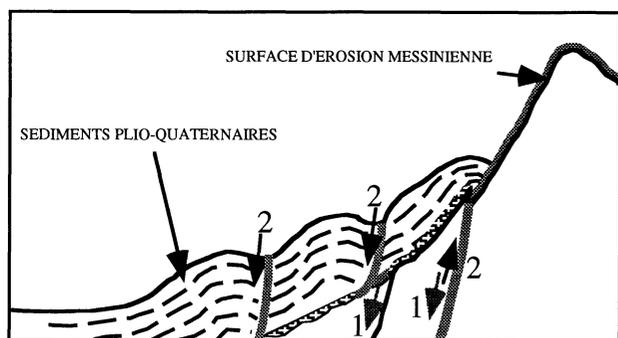
La surface postrift est constituée de vallées et de canyons qui incisent des formations sédimentaires et cristallophylliennes. Elle est parsemée de formations conglomératiques. On peut rapporter cette surface au messinien et l'associer à une baisse importante du niveau marin, mais on n'a pas trouvé de preuves formelles d'une exondation sur les sites de plongée.

Les âges de refroidissement obtenus par la méthode des traces de fission dans l'apatite sur des échantillons du socle concordent avec une phase de rifting d'âge tortonien [Bouillin *et al.* 1998].

## 6. – LES DÉFORMATIONS POSTRIFTS

L'analyse morphologique des escarpements sud révèle l'existence de plis, de bombements, de soulèvements et de déstabilisations des versants pouvant affecter la couverture plio-quadernaire (fig. 5). Ces déformations traduisent un régime compressif postérieur au rifting et qui perdure peut être à l'Actuel, bien que le canal soit présentement asismique.

Les tectoniques extensives plio-quadernaires environnantes reconnues dans Canal de Sicile, le graben du Campidano en Sardaigne, et dans la Mer Tyrrhénienne ne semblent pas avoir d'effet morphologique notable au niveau du canal.



1: jeux de faille tortoniens. 2: jeux plio-quaternaires.  
Rides anticlinales associées à des failles inverses et normales.

FIG. 5 – Déformations plio-quaternaires.

## 7. – CONCLUSION

Quelques indices morphologiques et certaines interprétations sismiques permettent d'envisager l'existence de chevauchements alpins antérieurs au rifting. Ils ne sont pas équivalents aux chevauchements de socle du domaine CPK (absence de métamorphisme et de déformation, possibilité de sédiments engagés sous les chevauchements). Les observations n'apportent pas d'arguments décisifs concernant une éventuelle inversion tectonique lors du rifting, pas davantage que sur son âge (problème de caractérisation de la surface messinienne). Par contre, la morphologie de la marge siculo-tunisienne fait apparaître une reprise en compression des structures du rift au Plio-Quaternaire.

## Références

- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976). L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, **17**, 1-60.
- BOUILLIN J.-P., POUPEAU G., TRICART P., BIGOT-CORMIER F., MASCLE G., TORELLI L. et l'Equipe scientifique embarquée (1998). – Premières données thermo-chronologiques sur les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le Canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **326**, 561-566
- CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1985). – Marine geology of the NW Sicily offshore (Sardinia Channel) and its relationships with mainland structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 207-215.
- COMPAGNONI R., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1989). – Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily-Sardinia Trough and Cornaglia Terrace (southwestern Tyrrhenian Sea, Italy): Paleogeographic and geodynamic implications. *Chemical Geology*, **77**, 375-398.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. W. H. & KNOTT S. D. (1989). – Kinematics of the western Mediterranean in : Coward M. P., Dietrich D. & Park G., éd., *Alpine Tectonics, Spec. Publ., Soc. Geol.*, London, **45**, 265-283.
- DI GIROLAMO P. (1984). – Magmatic character and geotectonic setting of some tertiary-quaternary italian volcanic rocks: orogenic, anorogenic and "transitional" association. A review. *Bull. volcanol.*, **47**, 3, 421-432.
- MARINI A. & MURRU M. (1983). – Movimenti Tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **6**, 39-42.
- SARTORI R. (1990). – The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of perityrrhenian areas. in Kastens K. A., Mascle J. et al., *Proc. O.D.P., Scient. Results*, **107**, 715-730.
- SAVELLI C. (1988). – Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea : implication for the process of opening in a young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics*, **146**, 163-181.
- TRICART P. & TORELLI L. (1994). – Extensionnal collapse related to compressionnal uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, **238**, 317-329.

Tuteurs : J.P. BOUILLIN, P. TRICART, CNRS/UJF Grenoble 1.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes alpines, CNRS/UJF Grenoble 1.

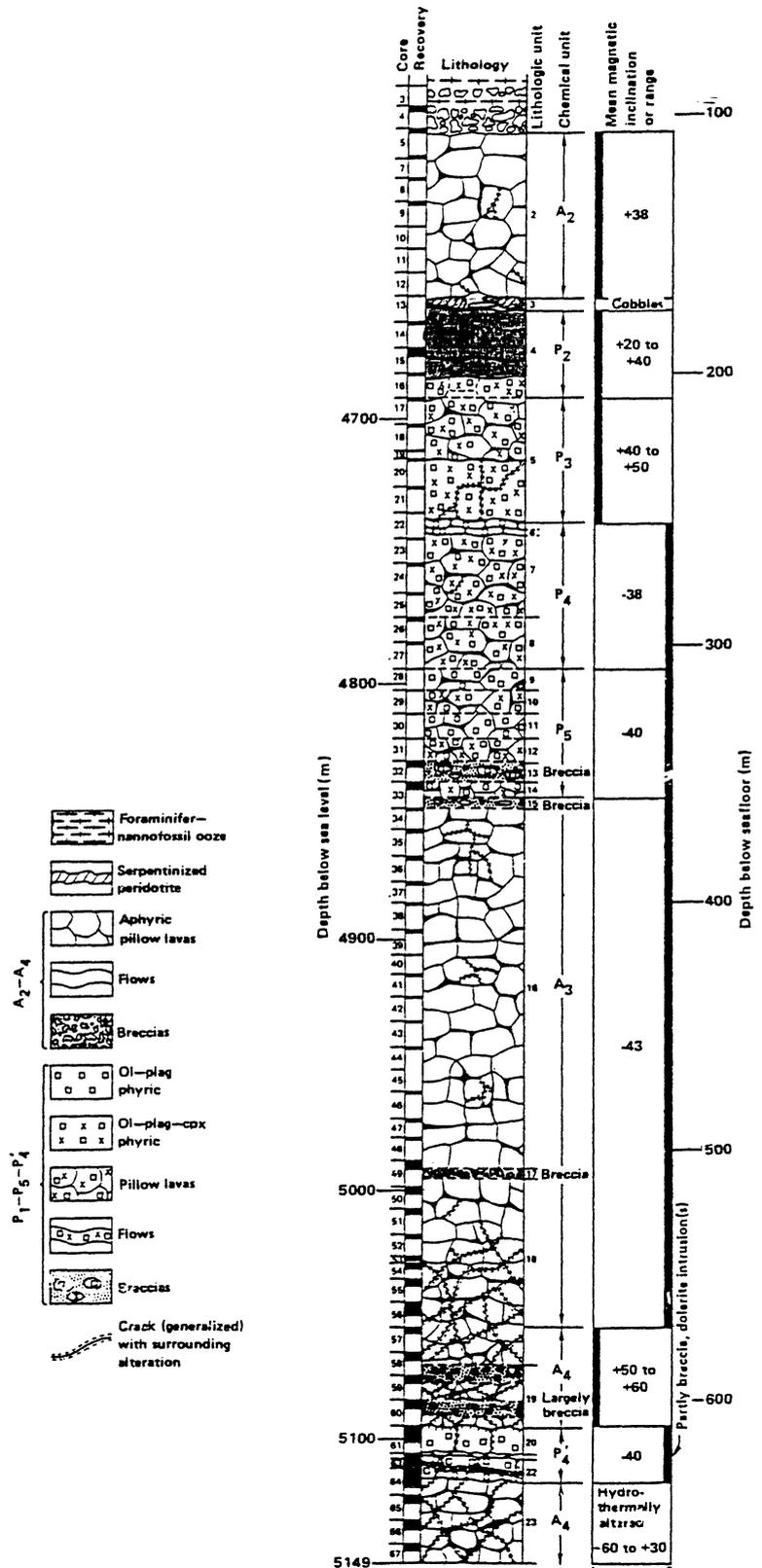
## Étude de la rythmicité des processus d'accrétion à l'aide des images « ARI » Exemple du puits DSDP 395A

Sonia DOUCET

### 1. – INTRODUCTION

Le puits DSDP 395A appartient à la zone MARK (pour Ride Médio-Atlantique au Sud de la zone de fracture de Kane) qui s'étend de 22 à 24°N sur la ride Médio-Atlantique et définit un segment de dorsale limitée au Nord par la faille transformante de Kane. La zone MARK est caractérisée par une segmentation intense qui révèle une évolution très complexe des processus d'accrétion avec intervention de processus tectoniques et magmatiques dont l'influence respective est encore mal comprise [Gente *et al.*, 1995 ; Cannat *et al.*, 1995 ; Durand *et al.*, 1996 ; Ghose *et al.*, 1996]. Dans cette zone très segmentée, une séquence de basaltes de plus de 500 m a été récupérée dans le puits DSDP 395A (22°45'N; 46°05'W). Les données de carottes [Melson, Rabinowitz *et al.*, 1978] sont particulièrement fragmentaires pour ce puits affecté d'un taux de récupération faible (environ 20 %). Toutefois, l'analyse des carottes révèle une lithologie dominée par les basaltes en coussin (fig. 1). Au sein de grands ensembles aphyriques et porphyriques sont individualisées des unités définies par des caractères pétrographiques et géochimiques particuliers. De plus, des variabilités lithologiques s'observent au sein de l'édifice en coussin. On distingue en effet des zones bréchiées et la présence d'une coulée massive. Ainsi, l'observation des carottes révèle une organisation pétrographique, texturale et lithologique.

FIG. 1. – Succession lithostratigraphique dans le puits DSDP 395A. [d'après Melson, Rabinowitz, *et al.*, 1979b].



## 2. – DIAGRAPHIE TRADITIONNELLE

Au cours de ré-entrées successives [Hyndman, Salisbury *et al.*, 1984 ; Detrick, Honnorez *et al.*, 1988], les mesures *in situ* réalisées grâce aux mesures en forage ont permis d'observer ce même édifice à l'échelle métrique. Le signal électrique permet notamment de mettre en évidence des cycles pluridécimétriques (fig. 2), qu'Hyndman et Salisbury [1984] relie

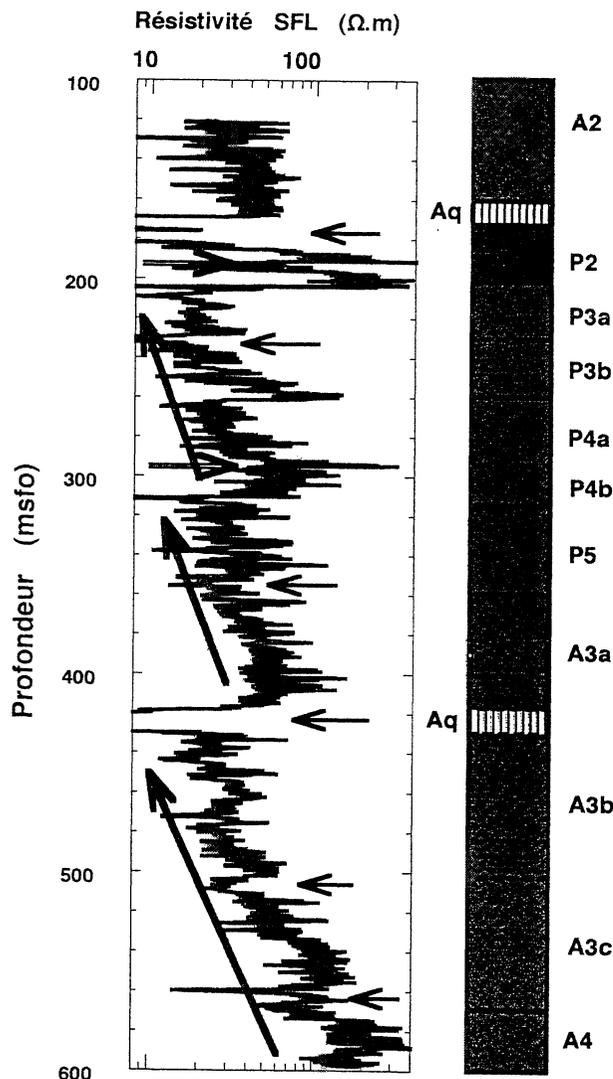


FIG. 2. – Profil de résistivité SFL ( $\Omega.m$ ) enregistré dans le puits DSDP 395A, mettant en évidence des cycles pluridécimétriques.

à des phénomènes éruptifs en considérant que les brèches observées au sommet de ces cycles pluridécimétriques représentent une lithologie de fin de cycle magmatique. Les inflexions de moindre amplitude, néanmoins marquées sur le profil de résistivité électrique semblent également traduire des discontinuités

lithologiques. Les inflexions plus résistives correspondent à de rares coulées massives, et les plus conductrices à des zones d'intense bréchification. Ces inflexions nous conduisent à définir des sous-unités qui pourraient délimiter des cycles plus courts dans le processus éruptif.

## 3. – AZIMUTHAL RESISTIVITY IMAGER

Les images ARI (Azimuthal Resistivity Imager) enregistrées lors de la dernière campagne de ré-entrée ODP (174B) dans le puits DSDP 395A apportent une représentation à plus haute fréquence de ce signal électrique, permettant ainsi d'appréhender l'existence d'une organisation du signal éventuellement liée à des processus éruptifs à plus haute fréquence. L'outil ARI est une combinaison de deux outils, le « Laterolog Double » et un jeu de douze électrodes azimutales. L'outil ARI permet de réaliser des images électriques pénétratives et d'obtenir un signal électrique de résolution verticale décimétrique. La cartographie des limites électriques de banc repérées sur les images ARI permet d'acquérir des paramètres géométriques à l'échelle des coulées et des séquences de coulées.

### 3.1. Densité de plans

La densité des plans cartographiés à partir des images ARI (fig. 3) révèle une succession de tendances très directement corrélées aux unités pétrologiques définies sur carottes. Si les zones de brèches se traduisent par une très faible densité de plans, la coulée massive P2 se caractérise par une organisation interne très dense qui peut être attribuée à une forte lamination interne en dépit d'un aspect extérieur homogène. De plus, on remarque une évolution progressive de la densité des plans au sein de certaines séquences pétrologiques (comme les unités P3 et P4), ce qui suggère une évolution progressive des modes éruptifs.

### 3.2. Angles de plongement

Les angles de plongement des plans cartographiés ont une valeur moyenne de 15 degrés et montrent une dispersion assez faible. On observe des ruptures de pente qui correspondent, pour certaines, à des interfaces entre unités pétrochimiques. Il se dégage de ce profil des tendances progressives (augmentation ou décroissances en fonction de la profondeur, et donc du temps), ce qui suggère dans un cas la formation d'une topographie par amoncellement de produits volcaniques, et dans l'autre remplissage progressif d'un creux topographique.

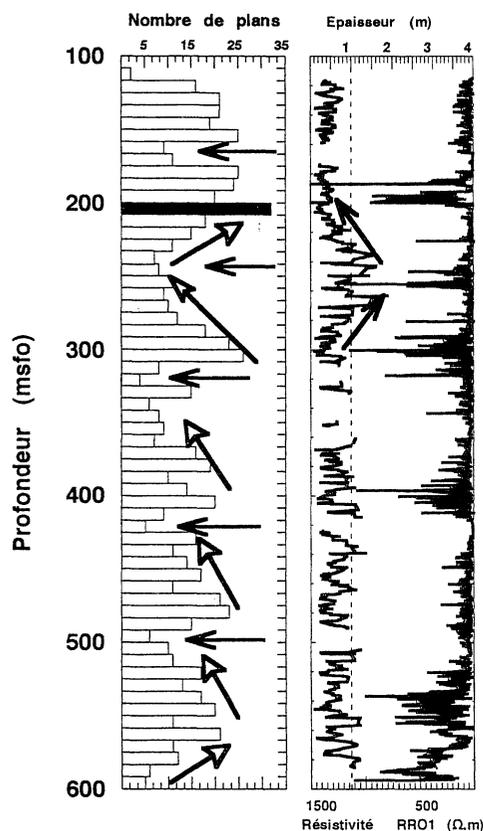


FIG. 3. – Profils obtenus grâce au traitement des images « ARI ». Colonne 1 : histogramme de densité des limites électriques. Colonne 2 : épaisseurs et résistivité RR01 enregistrée par le patin n°1 de l'outil « ARI ».

### 3.3. Directions de plan

Les directions de plans sont généralement très dispersées (fig. 4), ce qui est également observé sur les diagrammes polaires (fig. 5). Cette information négative suggère que les épisodes tectoniques qui pourraient avoir contribué à ce signal, n'ont toutefois pas conduit à un basculement de l'édifice préexistant. En comparant deux unités pétrochimiques, d'égale épaisseur et de densité de points équivalentes (P4 et P3), on observe une dispersion plus grande des points dans le cas de l'unité la plus récente, ce qui suggère l'intervention de points d'émission de lave distincts. Les diagrammes en rose se focalisent sur les paléodirections d'écoulement. On observe deux directions majeures NS et ENE/WSW dans le cas de l'unité P3, par exemple, alors que l'unité plus ancienne P4 suggère un paléo-écoulement unidirectionnel. Ces observations suggèrent l'intervention de points d'émission géographiquement différents. Une inversion magnétique a en effet été mise en évidence à l'interface entre P4 et P3, ce qui suggère un hiatus d'au

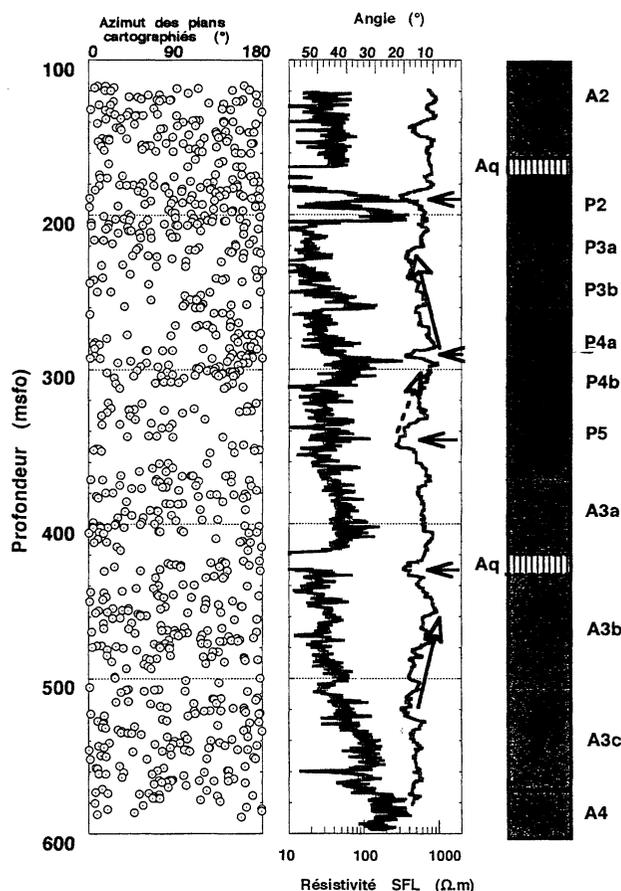


FIG. 4. – Profils comparés des données ARI et des données traditionnelles. Colonne 1 : répartition verticale et azimutale des plans cartographiés. Colonne 2 : résistivité traditionnelle mesurée par le SFL et angle des plans cartographiés.

moins cinq mille ans entre ces deux phases volcaniques, hiatus au cours duquel des phénomènes tectoniques pourraient avoir favorisé une organisation différente des épanchements de lave.

### 4. – MESURES EN LABORATOIRE

Les mesures de résistivité réalisées en laboratoire sont cohérentes avec les valeurs enregistrées par l'ARI (fig. 6). La texture des lames minces réalisées sur ces échantillons présente des variabilités que l'on peut relier à des propriétés physiques. En effet, les basaltes porphyriques peu résistifs sont caractérisés par des phénocristaux et microphénocristaux de plagioclases essentiellement (olivine très discrète) dispersés dans une mésostase riche en plagioclases squelettiques et clinopyroxène en plumes. Au contraire, les plus résistifs présentent une texture beaucoup plus cristallisée traduisant une vitesse de refroidissement moindre.

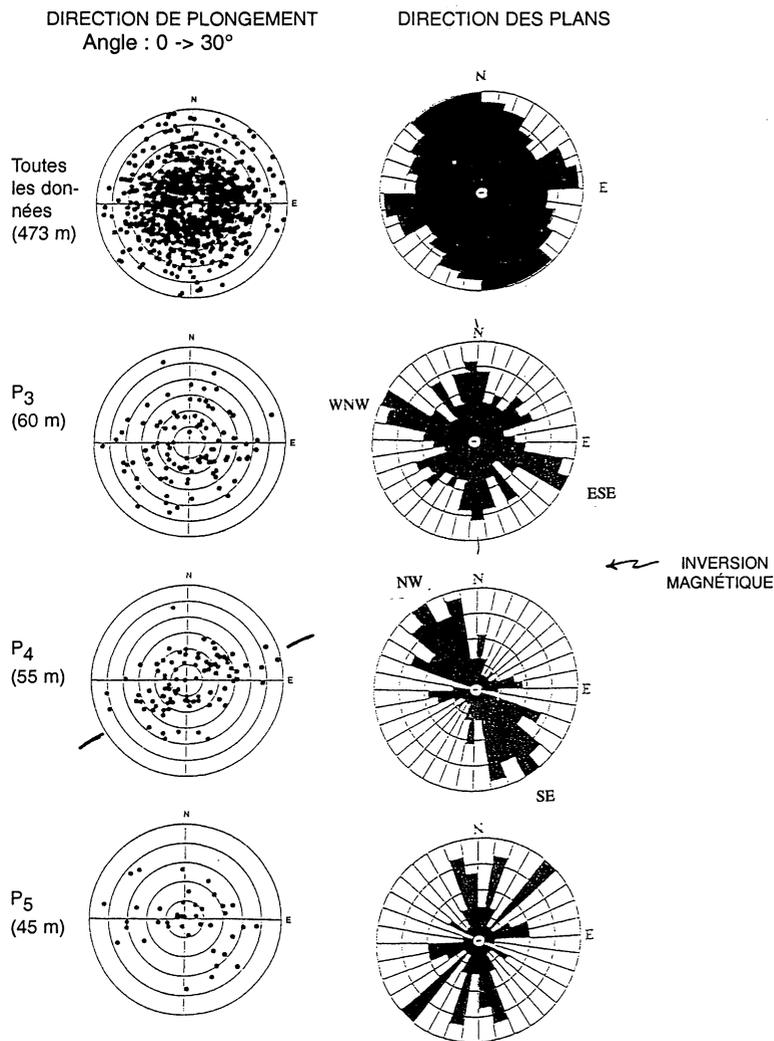


FIG. 5. – Diagrammes polaires (colonne de gauche) des directions de plongement associées à l'angle de plongement des plans cartographiés et diagrammes en rose (colonne de droite) mettant en évidence la répartition directionnelle des azimuts de plans cartographiés.

## 5. – SYNTHÈSE

Macdonald (1990) est l'initiateur d'une terminologie maintenant largement employée pour décrire les variabilités spatio-temporelles basse fréquence dans les processus d'accrétion. Dans cette étude, notre propos était semblable bien que s'adressant à des processus à beaucoup plus haute fréquence. Pour comprendre le fonctionnement d'un volcan dont la durée de vie est courte, à l'échelle des temps géologiques, la verticalité du forage nous permet d'appréhender les événements volcaniques suivant une logique temporelle, avec la formation d'un empilement volcanique. Trois échelles d'observation nous permettent de déduire une organisation de la texture, de la géochimie et du comportement électrique. Ces différentes échelles et méthodes d'observation nous permettent, comme l'a fait notamment

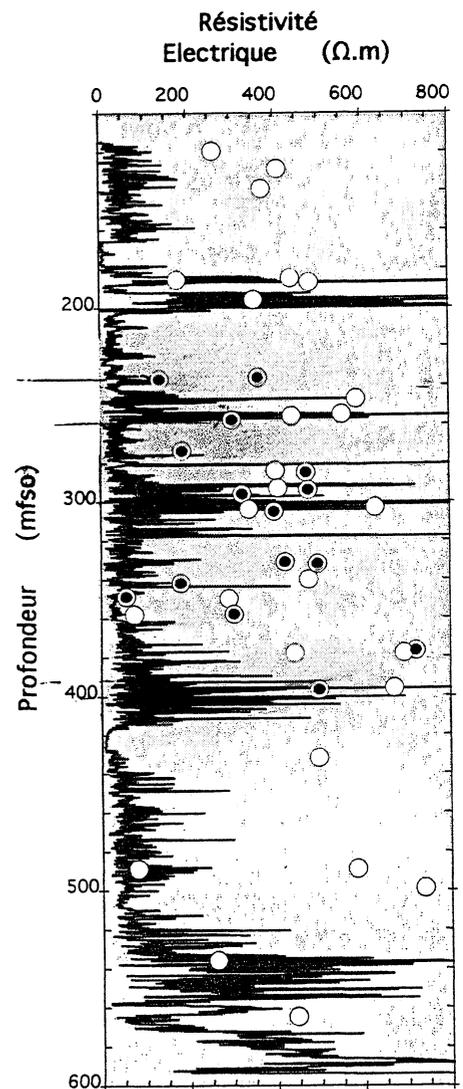


FIG. 6. – Résistivité mesurée en laboratoire (points) comparée à la résistivité enregistrée en continu (trait plein)

Macdonald à beaucoup plus basse fréquence, d'établir une hiérarchie entre événements volcaniques. L'étude comparative des données sur carottes, des mesures traditionnelles et de l'exploitation des données ARI, conduit à la détermination de trois ordres de discontinuités : (1) des discontinuités de rang I, d'ordre géochimique, et qui traduisent le fonctionnement de « chambres magmatiques » différentes ; (2) des discontinuités de rang II, définies par des interfaces lithologiques majeures et par une continuité des paramètres chimiques, ce qui suggère une discontinuité des phénomènes éruptifs ; (3) des discontinuités de rang III, suggérées par l'image ARI et correspondant aux interfaces de coulées. Cette observation à l'échelle de la coulée nous permet d'affiner les hypothèses obtenues grâce à l'analyse des mesures traditionnelles en appréhendant les processus éruptifs à beaucoup plus haute fréquence et donc, les processus éruptifs de manière beaucoup plus évolutive.

## 6. – CONCLUSION, PERSPECTIVES

Alors que les données sur carottes sont affectées par un taux de récupération (inférieur à 20 %) particulièrement problématique dans le cas du puits DSDP 395A, les mesures in-situ apportent une représentation indirecte mais continue des structures traversées. Le signal électrique souligne les discontinuités d'ordre I, toutefois sans correspondance systématique. Les mesures traditionnelles révèlent en effet des discontinuités dans les processus éruptifs sans qu'il y ait intervention d'une source différente. La description ARI à échelle de la coulée nous permet d'appréhender ces processus éruptifs de manière très évolutive. Les variabilités du comportement rhéologique du magma sem-

blent jouer un rôle prépondérant dans les variabilités du comportement électrique. Il est donc nécessaire de caractériser la rhéologie du magma, qui est soumis à sa température et son chimisme [Fernandez, 1984], ainsi qu'aux conditions de refroidissement qui peuvent influencer la topographie du milieu d'épanchement. Ainsi les perspectives majeures se focalisent sur une étude pétrographique de l'unité A3. Cette unité chimiquement et lithologiquement très homogène présente des variabilités de propriétés électriques que l'on peut relier aux caractéristiques éruptives du système. Ces paramètres seraient accessibles, par exemple, grâce à l'analyse statistique de la distribution de la taille des cristaux (CSD). Au sein d'unités chimiquement indépendantes, la caractérisation des paramètres régissant la rhéologie du magma peut également être réalisée grâce à l'analyse chimique de l'équilibre plagioclase-liquide.

## Références

- DETRICK R., HONNOREZ J., BRYAN W.B., JUTEAU T., *et al.*, (1988). – New hard rock drilling and coring techniques tested at Site 648 during ODP legs 106 and 109. *Proc. ODP, Init. Repts. (PtA) 106* : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 23-32.
- DURAND C., BALLU V., GENTE P. & DUBOIS J. (1996). – Horst and graben structures on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge in the MARK area (23°22'N): Submersible observations. *Tectonophysics*, **265**, 275-297.
- FERNANDEZ A. (1984). – Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'analyse structurale des granitoïdes. Thèse ès-Sciences, Clermont-Ferrand.
- GENTE P., POCKALNY R.A., DURAND C., DEPLUS C., MAIA M., CEULENEER G., MÉVEL C., CANNAT M. & LAVERNE C. (1995). – Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, 55-71.
- GHOSE I., CANNAT M. & SEYLER M. (1996). – Transform fault effect on mantle melting in the MARK area (Mid-Atlantic Ridge south of the Kane transform). *Geology*, **24**, 12, 1139-1142.
- HYNDMAN R.D., SALISBURY M.H. *et al.* (1984). – Mid-Atlantic ridge site 395 revisited : operations and explanatory notes. *Initial Repts. DSDP, 78B* : Washington (U.S. Govt. Printing Office). 653, 661.
- MACDONALD K.C. & FOX P. J. (1990). – The Mid-Ocean Ridge. *Scientif. American*, 72-79.
- MELSON W.G., RABINOWITZ P.D., *et al.*, (1978). – Cruise objectives and major results, analytical procedures, and explanatory notes. *Initial Repts, DSDP, 45* : Washington (U.S. Govt .Printing Office), 5-20.

Tuteurs : J.P. PEZART, A. DEMANT, Université Aix-Marseille III  
Laboratoire d'accueil : Laboratoire de pétrologie magmatique, Univ. Aix-Marseille III.

## La campagne sismologique Géofrance 3D, contribution à la connaissance sismotectonique des Alpes Maritimes

Tanguy ERTLEN

Dans le cadre du projet GEOFRANCE 3D une campagne sismologique a été effectuée dans les Alpes occidentales afin de mieux déterminer la structure crustale et de préciser la déformation actuelle de cette région. Le but de ce travail de DEA consistait à exploiter les données de cette campagne qui s'est déroulée d'août 1996 à fin janvier 1997, afin de préciser les structures actives de la région étudiée, en nous focalisant plus sur la partie méridionale de cette zone, c'est-à-dire la région située entre l'Argentera et la côte ligure.

Cette étude s'est déroulée en trois étapes principales.

### La constitution de la base de données

Pour construire une base de données sismologiques il faut d'abord rassembler les sismogrammes puis les pointés des temps d'arrivées. Cette première étape était pratiquement terminée mais certaines lectures étaient encore à faire et d'autres pointés ont été révisés. Notons que les différents réseaux temporaires installés par le LGIT, l'IGG et Nice comportaient 60 stations, que le nombre des différentes stations des réseaux permanents susceptibles d'enregistrer les séismes régionaux étaient supérieur à la centaine et que nous avons travaillé sur une base de 300 séismes.

Le travail le plus long a résidé dans la mise à un format unique des données provenant des différents réseaux temporaires et des bulletins produits par l'Istituto Geofisico di Genova, Le ReNass (Réseau National sismologique) et le LDG (Laboratoire de détection et Géophysique du CEA).

### La localisation des événements

Nous avons dans cette partie abordé la méthodologie de la localisation en recherchant quel était le modèle de croûte fournissant les meilleures localisations au sens statistique du terme, puis en testant trois logiciels de localisation très différents dans leur conception.

Tout d'abord nous avons utilisé la technique de localisation la plus classique : le *programme Hypo71*, minimisant les différences entre temps d'arrivée théorique, dans un milieu 1D, et temps d'arrivée expérimental, lu sur le sismogramme ; la validité de la localisation est exprimée par la valeur du résidu quadratique moyen : le RMS. Ceci nous a permis de tester la cohérence des pointés effectués par différentes personnes.

Puis, nous avons testé un programme utilisant une *inversion non linéaire des données* [Lomax, 1998].

Enfin nous nous sommes initiés à l'utilisation d'un programme permettant un *tracé de rai dans un milieu 3D à gradient de vitesse* [Virieux, 1988].

Ce travail a permis

- de proposer des modèles de croûte 1D semblant les mieux adaptés aux différentes zones de la région étudiée.

- De calculer des « corrections de station » correspondant à des anomalies de vitesse locales par rapport à ces modèles de croûte 1D.

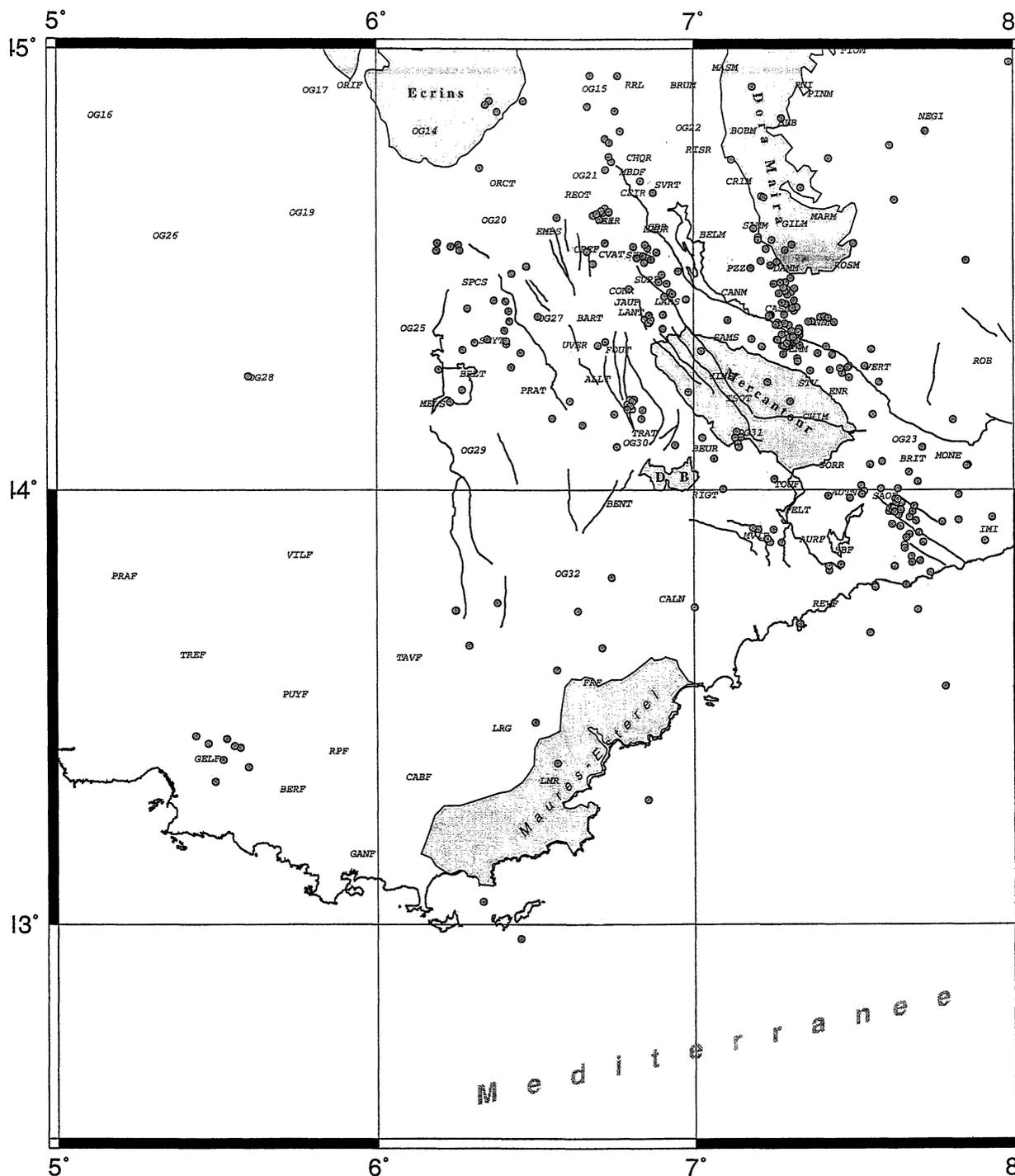
- D'établir une première cartographie de zones lentes ou rapides dans la région.

Nous avons pu montrer que si globalement, quelque soit la méthode et le modèle de croûte, les résultats concernant les épicesentres étaient très semblables (ce qui prouve la qualité des données), les modèles de localisations plus sophistiqués fournissent une meilleure description des essaims de séismes enregistrés pendant la campagne, avec des hypocentres beaucoup plus resserrés en profondeur. Nous en déduisons que les erreurs sur la profondeur sont minimisés.

### Implications tectoniques

La sismicité se trouve représentée sur la figure suivante. La partie ouest de la zone d'étude est très peu sismique, avec cependant quelques alignements d'épicesentres localisés sur des failles normales reconnues dans la région. En ce qui concerne les profondeurs, la sismicité enregistrée est superficielle les foyers les plus profonds étant à 15 km de profondeur.

Le premier résultat global de ces localisations permet de montrer l'adéquation de la carte des épicesentres localisés pendant ces six mois de campagne et la carte de la sismicité instrumentale des dix dernières années établie à partir du réseau SISMALP. Malgré la très forte densité de stations nous n'avons pas décelé de zones de microsismicité inconnue. Cependant le nombre et la qualité des données permet une précision meilleure surtout sur la profondeur des événements ce qui nous a conduit à construire pour les essaims les plus importants des coupes à travers les hypocentres et d'en déduire des hypothèses sur la géométrie des failles en profondeur.



(aoutf, sepf, octf, novf, decf96 par Hypo71 poids mis manuellement)

FIG. 1. – Répartitions des stations et des événements dans les Alpes méridionales.

#### *La faille de Saorge-Taggia*

Elle est reconnue pour être une faille décrochante dextre N120- N130. Elle est le siège d'une microsismicité assez fréquente. Les événements enregistrés pendant la campagne Géofrance 3D (magnitude maximale, 3,3) ont des profondeurs assez faibles réparties de 1 à 10 km, le maximum d'activité se trouvant à 10 km. Le

calcul du pendage obtenu par régression linéaire à travers notre essaim fournit une valeur de 70° à 80°, suivant la direction N40, perpendiculaire à la faille.

#### *La vallée de la Stura*

C'est dans cette vallée, située entre les massifs de l'Argentera et de Dora-Maira, que l'on trouve l'activité

la plus importante enregistrée pendant la campagne, avec plus de cent événements localisés dans la zone. Le centre de l'essai correspond au abords du village de Demonte ( point de coordonnées 44° 21' N, 7° 18' E), sa profondeur moyenne est de 12 km. La distribution des foyers assez verticale, semble donner en projection horizontale une direction N45, qui ne correspond à aucun accident reconnu en surface dans la région. Les mécanismes au foyer des plus gros événements ont été effectués [Sue, 1998] et fournissent des mécanismes en décrochement avec un plan nodal commun N75-N80. Nous en concluons que ces séismes sont l'expression de l'activité d'un système de décrochements sénestres en relais de direction N75, fournissant globalement l'image d'une faille N45 en projection horizontale.

### Conclusion

Ce travail correspondait à une analyse préliminaire des données fournies par une campagne de sismologie. Les résultats obtenus sur les modèles de croûte et les « corrections de station » devraient permettre à l'avenir de mieux localiser en routine la sismicité régionale. Nous avons obtenu par l'utilisation de techniques de localisation sophistiquées une meilleure description des essais enregistrés autorisant une cartographie de certaines failles en profondeur. Enfin cette étude correspondait à une étape préliminaire et indispensable avant un travail de tomographie devant préciser la structure crustale des Alpes Méridionales.

*Tuteur : N. BETHOUX, UNSA*

*Laboratoire d'accueil : Institut de Géodynamique, Géosciences Azur, UNSA/CNRS.*

## Accrétion océanique arrière-arc : transition entre les axes orthogonaux Central et Sud Pandora dans le Bassin Nord-Fidjien (SW-Pacifique)

Marianne FONT

### 1. – INTRODUCTION

L'objectif de cette étude était d'exploiter les données de bathymétrie multifaisceaux recueillies lors de la campagne NOFI-94 pour comprendre de quelle manière s'effectue le passage entre deux axes d'accrétion perpendiculaires situés dans le Bassin Nord-Fidjien.

Le Bassin Nord-Fidjien (BNF, 10-12 Ma) est un bassin marginal évolué situé dans le SW-Pacifique, à la limite entre les plaques Australie et Pacifique. Il s'étend sur 1200 km entre 10° et 25°S et 700 km entre 168° et 180°E (fig. 1). Sa profondeur moyenne est de 2,5 à 3,5 km. Il est essentiellement constitué de croûte océanique.

Cerné à l'ouest par la zone de subduction des Nouvelles Hébrides et à l'est par la Plate-forme Fidjienne, il est délimité au nord et au sud par de grands linéaments : la Fosse fossile du Vitiaz et la Zone de Fracture de Hunter.

L'accrétion océanique dans le BNF se produit le long de nombreuses dorsales, ce qui entraîne une structuration complexe du bassin. Ainsi la majeure partie de l'accrétion s'effectue le long des axes Sud, Central, Ouest-Fidjien et Sud Pandora-Tripartite (fig. 2).

Deux de ces axes (l'axe Central et l'axe Sud Pandora-Tripartite) ont la particularité de se développer perpendiculairement l'un par rapport à l'autre, sans qu'il n'y ait de point triple ou de zone transformante entre les deux systèmes. Ils paraissent de ce fait indépendants [Ruellan *et al.*, 1966].

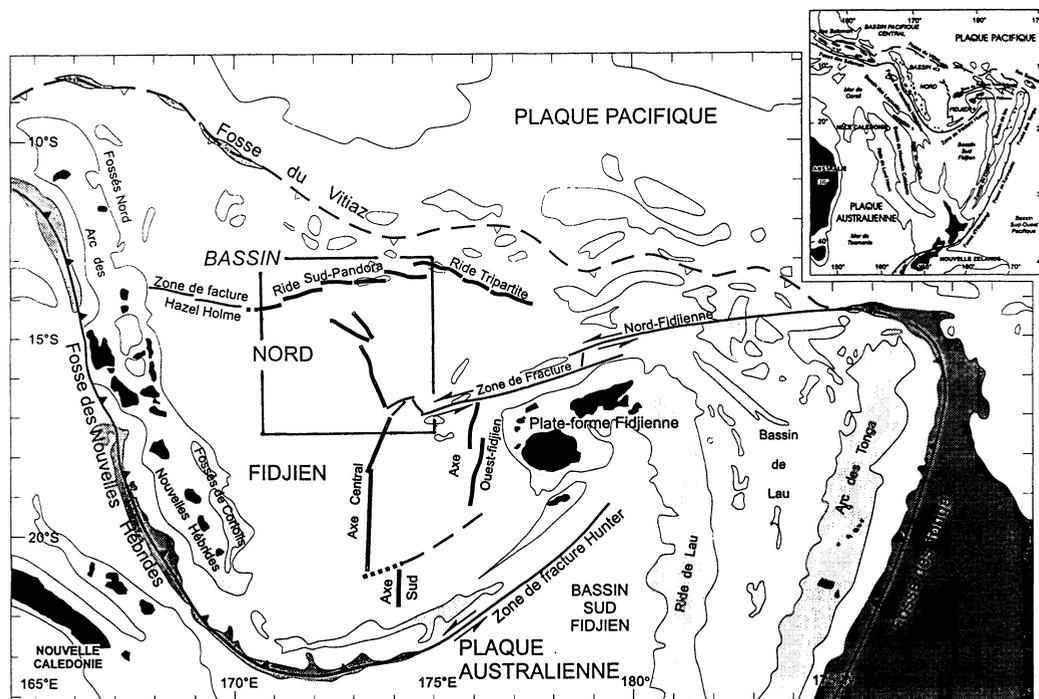


FIG. 1. – Le Bassin Nord-Fidjien et ses principales structures.

Nous avons donc analysé en détail la connexion entre le segment N160° et les branches nord, terminaisons nord de l'axe Central nord-sud, avec le segment Sud Pandora d'orientation E-W. La région d'intérêt se limite au cadre géographique de 13°30'S-17°00'S et 170°50'E-174°10'E (fig. 2).

### 2. – EXPLOITATION DES DONNÉES

Les données à ma disposition pour étudier cette zone étaient principalement, pour la partie nord, les données de bathymétrie multifaisceaux de la campagne

NOFI (programme franco-japonais NEW STARMER) recueillies à bord du R/V l'Atlante, entre le 25 août et le 19 septembre 1994, auxquelles les données de la campagne SOPACMAPS-93 ont été intégrées. Concernant la partie sud du secteur d'étude (segment N160°), les campagnes Kaiyo-87 et 89, Yokosuka-90 et 91 et SEAPSO-3 (1985) ont été compilées avec les données précédentes.

Ces données de bathymétrie multifaisceaux ont été exploitées avec des logiciels de cartographie et de traitement d'image. Elles ont été échantillonnées en une grille régulière de façon à obtenir des modèles numériques de terrain (MNT). Des cartes bathymétriques détaillées ont été effectuées à partir de ces MNT, et ont permis une analyse tectonique assez fine des structures en présence.

### 3. – LES SEGMENTS CONCERNÉS

Ces segments (branches nord, segments N160° et Sud Pandora) présentent majoritairement des grabens à leur axe. Ceci est théoriquement l'indice d'une accréation globalement lente, ce que le magnétisme a déjà confirmé sur le segment Sud Pandora [Price et Kroenke, 1991 ; Pelletier *et al.*, 1993 ; Lagabrielle *et al.*, 1995 ; Ruellan *et al.*, 1996 ; Guivel *et al.*, 1997 ; Pelletier *et al.*, 1998].

Si l'on analyse les données de sismologie on s'aperçoit que les séismes sont très diffus et peu nombreux. L'activité sismique caractérise donc aussi un régime d'accréation lent.

L'expansion du segment Sud Pandora paraît s'être effectuée de manière oblique, vers le SE, par rapport à la direction actuelle des sous-segments.

Enfin, qu'il s'agisse des segments N160° ou Sud Pandora ils présentent tous les deux une forte sous-segmentation avec une activité différente sur chaque sous-segment, qui se traduit par une morphologie variable le long des segments.

#### *Segments N160°*

Le segment N160°, mis en place dans un plancher océanique assez élevé (2400 m) et d'aspect granuleux, est affecté par de nombreux décalages dextres qui le divisent en trois principaux sous-segments dont la profondeur s'accroît du sud vers le nord :

- **au sud de 16°10'S**, s'observe un sous-segment d'environ 120 km de long et 40 km de large. C'est le plus large des sous-segments. Ces structures principales sont orientées N160°.

À l'extrémité sud de N1, des structures N160° très bien marquées et régulièrement espacées sont visibles. Ces linéations définissent un éventail dont la pointe est dirigée vers le SE, vers le point triple de 16°40'S.

- **entre 16°10' et 15°30'S**, un deuxième sous-segment N2, s'étend sur environ 60 km. Ses structures principales sont orientées N160°.

- **au nord de 15°30'S**, trois grabens parallèles se présentent.

Le sous-segment N3 d'orientation N150° est au nord de N2 dont il semble prolonger les structures.

Le sous-segment N5, orienté N150°, est décalé vers l'ouest par rapport à N2 d'environ 10 km. Il mesure environ 40 km de long. G5 est le plus profond des grabens du segment N160° puisqu'il atteint 4 500 m.

Le sous-segment N4 est localisé entre N3 et N5. Il est orienté N160° et c'est le plus petit des grabens du segment N160° : il mesure 30 km de long. Comme N3, il se situe dans le prolongement de N2, mais il présente des structures NW-SE à son extrémité nord.

Enfin, nous pouvons deviner un troisième graben à 80 km à l'ouest de l'axe Central, entre 16°S et 15°30'S et centré sur 172°30'S (4 000 m de profondeur maximale).

#### *Branches nord de l'axe Central (fig. 2)*

Situés au nord de la latitude 15°S, ces deux éléments sont décalés vers l'est de 10-20 km par rapport au sous-segment N160°.

La branche N125° présente un graben sud G10, dont la profondeur peut atteindre 3 800 m au nord. Il s'agit d'une structure assez linéaire, de 50 km de long, entourée de deux crêtes bathymétriques prononcées.

Ces reliefs sont « striés » de linéations N100-N110, obliques par rapport à la zone axiale. Ces linéations présentent une forme d'éventail ouvert vers le SE. Il pourrait s'agir de traces laissées par une propagation de cette branche vers le NW même si la géométrie ne correspond pas à la description d'un propagateur classique. Cela peut être attribué au fait que l'accréation le long de la branche N125° varie. Elle augmente graduellement au cours du temps le long de la branche, du SE vers le NW, d'où la convergence des structures vers le NW.

Les linéations obliques cessent à 14°30'S au niveau du changement de direction de la branche N125°, qui devient pratiquement E-W à cet endroit.

Cette portion nord, E-W, est constituée d'un second graben d'environ 10 km de long qui est bordé au sud par un accident majeur WNW-ESE à regard nord (A1).

La branche N140° est constituée de deux sous-segments : N6 et N7. Contrairement aux segments précédents, elle présente à son axe une ride, orientée N150°, d'une profondeur minimale de 2 200 m et bordée de deux grabens :

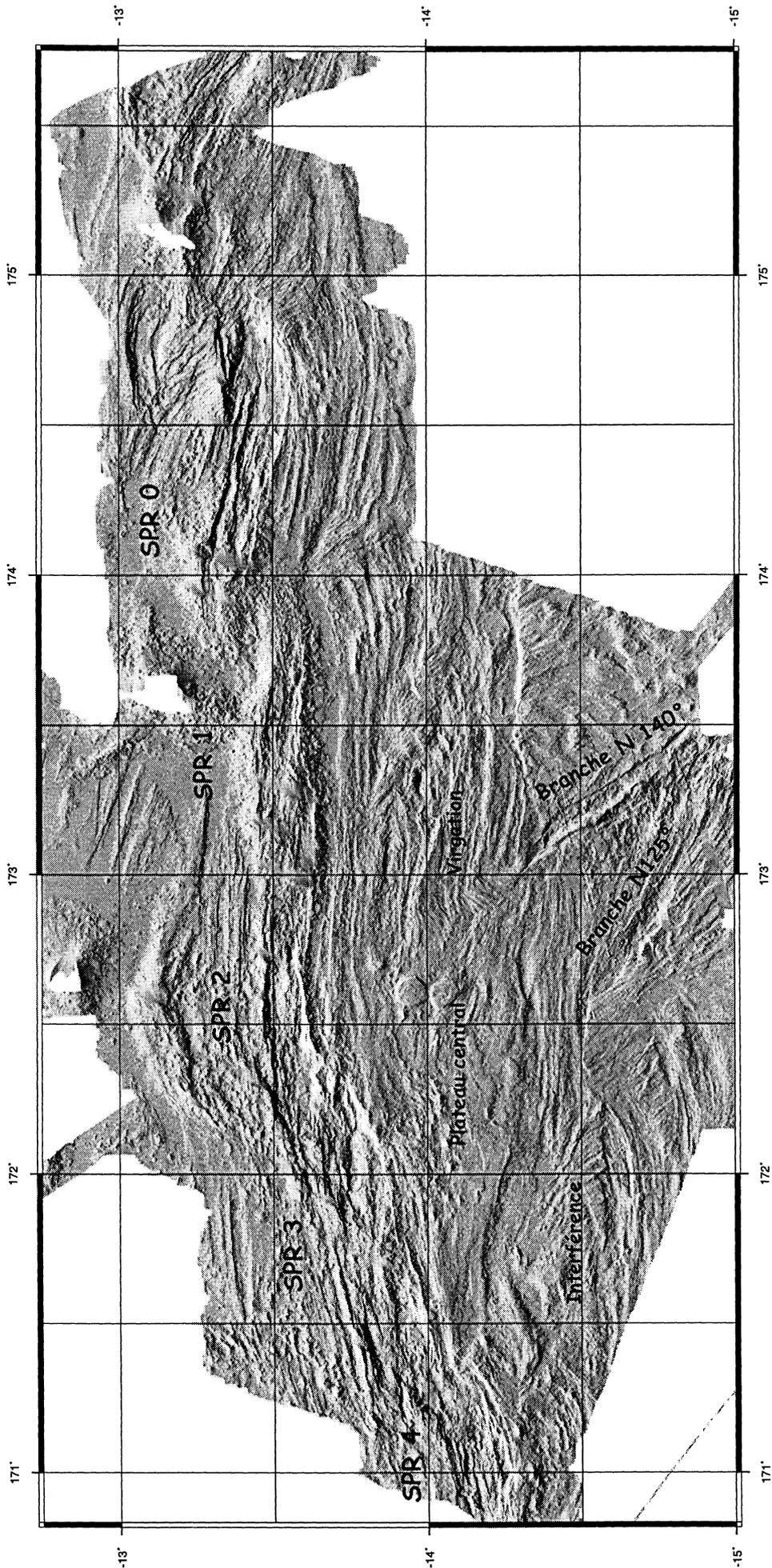


FIG. 2. – Carte bathymétrique de la zone de transition entre les branches nord de l'axe Central et le segment Sud Pandora.

- l'un à l'est atteint 3900 m de profondeur. Il est bordé à l'est par un accident très rectiligne A3. A sa terminaison nord il se connecte à un accident très marqué à regard nord (A2).

Ce graben s'introduit à son extrémité nord dans les structures E-W du segment Sud Pandora, qui présentent une virgation dans le prolongement du graben. Le graben montre alors une réorientation, passant de N160° à N130° à proximité de l'accident A2 que l'on suit sur 90 km et dont le rejet peut atteindre 1 000 m.

- l'autre à l'ouest, présente une morphologie un peu plus complexe avec une direction globale N140°. Il est composé de deux grabens orientés N125° (15 et 25 km de long), et d'un graben plus petit (10 km) au nord, pratiquement N-S.

Les deux branches nord se sont développées dans une croûte océanique aux structures NW-SE à N-S, peu marquées. Le plancher océanique est environ à la même profondeur que celui du sud, autour du segment N160°. Sa fabrique structurale s'arrête net au niveau des accidents A1 et A2 au nord desquels on n'observe plus que les structures E-W du segment Sud Pandora.

Du fait de leur mise en place assez récente, et donc du peu de structures accrétées qui en découle, il est difficile de déduire une direction d'expansion pour les branches N140° et N125°.

De plus, l'activité de la branche N140° paraît faible, voire nulle, de part l'absence de structures accrétées et de volcanisme, et par sa forte bathymétrie. La branche N125°, du fait des traces d'une possible propagation vers le NW et de son influence sur le développement de structures contiguës à la branche N140° (grabens ouest), démontre ainsi une activité plus importante.

#### *Segments Sud Pandora (fig. 2)*

Ce segment a été l'objet de plusieurs études, notamment suite à la campagne NOFI [Price et Kroenke, 1991] : Pelletier *et al.*, 1993 ; Lagabrielle *et al.*, 1995 ; Ruellan *et al.*, 1996 ; Guivel *et al.*, 1997 ; Matsumoto *et al.*, 1997]. Des cinq sous-segments définis sur le segment Sud Pandora, quatre se situent dans la zone d'étude (SPR1, SPR2, SPR3 et SPR4). Ils se distinguent entre autre par leur morphologie.

La morphologie la plus fréquente est un large graben (sous-segments SPR2, SPR3 et SPR4).

Dans certains cas, un dôme volcanique central de taille variable peut s'être mis en place dans le graben (SPR3). L'axe peut aussi ne présenter qu'un dôme central constitué d'une succession de petits volcans empilés les uns sur les autres (SPR1).

Les quatre sous-segments étudiés sont séparés par des zones de relais de natures diverses, mais ne présentant pas d'accidents transformants. On observe soit un net décalage (entre SPR3 et SPR4), soit une différence d'orientation (la direction oblique NE-SW de SPR2 contraste avec la direction E-W de SPR3), soit une

simple différence morphologique (SPR2 et SPR1 sont en continuité, connectés, et ne présentent ni décalage ni zone transformante entre eux).

#### **4. – LA ZONE DE TRANSITION ENTRE LES BRANCHES NORD ET LE SEGMENT SUD PANDORA**

##### *Structures principales*

Dans la zone de transition, ce sont les structures orientées E-W, très marquées et présentes jusqu'entre les branches nord, qui dominent. Il y a une totale absence d'éléments N160°, N140° ou N125°. Il apparaît donc que ce sont les branches nord qui s'introduisent dans les structures E-W antérieures du segment Sud Pandora.

Nous observons néanmoins des géométries particulières avec d'ouest en est :

##### *Structures d'interférence (fig. 2)*

Ce secteur est compris entre 171°30'-172°45'E et 14°45'-15°S. Il comprend deux structures en forme de U dont l'apex est dirigé vers l'est. Chacun de ces deux éléments présente deux fabriques de structures différentes :

- une fabrique NNW-SSE qui, de par son faible marquage et son orientation semblable à celle des anomalies magnétiques (cf. Héritage) et du plancher océanique qui l'entoure, s'apparente à ce plancher océanique plus ancien.

- une fabrique E-W devenant progressivement NE-SW vers l'est. Il s'agit de grabens courbés semblables à celui observé sur SPR4.

L'alternance de tels grabens, paraissant liés à la direction d'accrétion E-W mais très isolés par rapport à l'axe E-W, avec des éléments du plancher océanique suppose une interaction entre le segment Sud Pandora et la croûte plus ancienne.

##### *Le linéament au NW de la branche N125°*

Situé entre 14°S-14°30'S et 171°20'-172°30'E, un linéament N100-N110° se propage sur près de 100 km depuis l'extrémité nord de la branche N125° jusqu'à la zone de transition entre les sous-segments SPR4 et SPR3, en passant par l'accident A1.

Cette structure se prolonge vers la zone de relais SPR3-SPR4, qui décale SPR4 vers le SE.

##### *Le plateau central*

Il s'agit d'une zone volcanique particulière dans cette zone de transition dans le sens où, contrairement aux autres secteurs, elle ne présente pas de structuration marquée que l'accrétion des sous-segments SPR2 et

SPR3 aurait dû provoquer. Il semblerait que l'accrétion de SPR3 dont il découle ait été dominée par des cycles volcaniques plutôt que tectoniques comme sur les autres sous-segments.

*La virgation au NW de la branche N140° (fig. 2)*

Dans le prolongement de la terminaison nord de la branche N140°, les structures sub E-W de la ride Sud Pandora marquent une virgation de près de 20 km de large et 50 km de long. Ces structures paraissent illustrer un mouvement décrochant sénestre.

Cette virgation s'atténue progressivement vers le nord. Les structures au-delà de 13°50'S ne sont plus affectées.

L'hypothèse la plus probable pour expliquer cette virgation est qu'elle serait la trace d'un décrochement de mouvement sénestre qui a joué lors de la mise en place des premières structures accrétées par les sous-segments SPR2 et SPR3. Le décrochement s'effectuait selon un axe NNW-SSE. Le mouvement a eu lieu au début de l'accrétion des sous-segments SPR2 et SPR3, provoquant la formation de crochons que l'on observe à l'extrémité nord de la branche N140°. Puis les structures accrétées ont modelé le décalage induit par le décrochement en l'atténuant au fur et à mesure qu'elles s'en éloignaient, jusqu'à ce qu'il disparaisse (au-delà de 13°50'S).

## 5. – HÉRITAGE STRUCTURAL

A l'échelle du BNDF, l'ancienne structuration a été mise en évidence par l'analyse des données d'aéromagnétisme, entre autres. Dans notre secteur d'étude nous retrouvons les orientations NW-SE du flanc est d'un événement ouvert vers le sud, interprété par les auteurs [Larue *et al.*, 1982 ; Malahoff, 1982, 1994] comme le témoin de l'ouverture initiale en ciseaux du BNF par rotation horaire de 30° de l'arc néo-hébridais.

Plusieurs faits nous permettent de penser que la mise en place des branches nord s'est effectuée à la faveur d'accidents hérités NW-SE, traces de cette phase d'accrétion antérieure :

- la structuration NW-SE du plancher océanique qui les entoure semble apparentée aux anomalies de mêmes directions présentes au nord-est de l'éventail décrit plus haut.

- leurs orientations semblables à celles des linéations des anomalies magnétiques décrites ci-dessus, présentent un changement de direction par rapport au reste de l'axe Central. La branche N140° est bordée à l'est par

un accident N150° très marqué dans la bathymétrie, et que l'on suit sur environ 70 km de long. Il peut correspondre au décrochement responsable de la virgation analysée précédemment.

Il est fort probable que, comme la branche N140°, la branche N125° se soit mise en place au niveau d'une zone de faiblesse représentée par les accidents N130° qui bordent son graben.

Le linéament L serait lui aussi une zone de faiblesse héritée.

Les linéations magnétiques NW-SE sont très bien marquées au niveau des structures en U. Ici aussi, il est donc probable que des structures héritées NW-SE expliquent les interactions entre les deux familles de structures et aient guidé leur alternance.

D'autre part, les structures NW-SE du plancher océanique ne sont plus observées au nord des accidents A1 et A2. On n'y trouve plus que les structures E-W du segment Sud Pandora. En outre, A1 et A2 présentent des similitudes morpho-structurales : regard vers le nord, escarpement très marqué, orientation semblable, localisation entre 14°20'S et 14°30'S. Ils constituent une limite discontinue entre le domaine d'accrétion E-W (dont on retrouve l'orientation dans les structures au nord) et le domaine NNW-SSE à travers laquelle s'effectue la mise en place des deux branches nord et du segment N160°.

Je pense donc que ces accidents matérialisent une zone de faiblesse qui existait dans le plancher océanique ancien et à travers laquelle s'est mise en place l'accrétion du segment Sud Pandora.

La branche N125° s'est aussi connectée à cette limite au niveau de A1.

Elle profiterait de la zone de faiblesse offerte par cet accident et éviterait ainsi une propagation difficile à travers les structures E-W qui lui sont pratiquement perpendiculaires.

Il apparaît donc clairement que les accrétions des segments concernés aient été fortement guidées par la structuration antérieure de la croûte océanique.

## 6. CONCLUSION

Les déformations observées au sein de cette zone ne correspondent pas à des interactions entre le segment Sud Pandora et les branches nord. Elles représentent au contraire des interactions entre les sous-segments du segment Sud Pandora au niveau de leurs zones de relais (virgation et structures arquées au nord des branches nord) et de structures anciennement accrétées (structures en U à l'ouest des branches nord).

Cette structuration très déformée correspondrait à une première phase d'accrétion du segment Sud Pandora, son accrétion récente ne présentant pas de telles désorganisations (la virgation et la structure arquée C sont scellées par une accrétion beaucoup plus continue entre les sous-segments environ à la même distance par rapport aux sous-segments actuels). Le segment Sud Pandora a donc subi une réorganisation de son régime d'accrétion entre ces deux phases.

Si l'on observe la position et l'orientation des branches nord par rapport au segment Sud Pandora, nous constatons qu'elles semblent se diriger en direction des zones de relais SPR3-SPR4 pour la branche N125°, et SPR3-SPR2 pour la branche N140°.

Nous avons vu qu'un linéament L apparaît entre la branche N125° et la zone de relais SPR4-SPR3.

De la même manière, un linéament dans le prolongement de l'axe du décrochement sénestre au nord de la

branche N140° peut correspondre à un semblable élément entre la branche N140° et la zone de relais SPR2-SPR3.

Les similitudes d'orientation des branches nord, des linéaments qui les prolongent vers les zones de relais et des anomalies magnétiques dans la zone de transition peuvent expliquer que la mise en place des branches nord et la localisation des zones de relais du segment Sud Pandora soient attribuables à une ancienne structuration NW-SE à NNW-SSE.

Les branches nord, malgré les linéaments que l'on observe dans leur prolongement, et qui pourrait leur permettre de se « propager » dans le domaine est-ouest, ne présentent pas actuellement une activité suffisante pour évoluer dans la zone de transition.

Ainsi, aucune interaction effective entre les deux axes orthogonaux n'est observable dans leur zone de transition.

## Références

- GUIVEL C., LAGABRIELLE Y., EISSEN J. P., DOSSOL L. & RUELLAN E. (1997). – Mise en place des basaltes enrichis le long d'un axe d'accrétion actif en domaine arrière-arc (dorsale Sud-Pandora-Tripartite, Bassin Nord-Fidjien, SW-Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **325**, 651-658.
- LAGABRIELLE Y., RUELLAN E., TANAHASHI M., BOURGEOIS J., BUFFET G., DE ALTERIS G., GOSLIN J., GRACIA-MONT E., IWABUSHI Y., JARVIS P., JOSHIMA M., KARPOFF A. M., MATSUMOTO T., ONDREAS H., PELLETIER B., SARDOU O. & TUPPA E. (1995). – Segmentation d'une dorsale océanique en domaine arrière-arc : l'axe d'accrétion Sud Pandora-Tripartite (Bassin Nord-Fidjien). Résultats de la NOFI de l'Atlantique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, 393-400.
- LARUE B. M., PONTOISE B., MALAHOFF A., LAPOUILLE A. & LATHAM G. (1982). – Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : Plateau Nord-Fidjien, Bassin de Lau. *in* Equipe Géologie-Géophysique (ORSTOM), Nouméa, Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique.
- MATSUMOTO T., GOSLIN J., LAGABRIELLE Y., RUELLAN E. & TANAHASHI M. (1997). – Gravity Anomaly and Tectonics in the Northern Part of the North Fiji Basin. Preliminary Result of the 1994 NOFI Cruise under the NEW STARMER Programme. *Mar. Geophys. Res.*, **19**, 37-53.
- PELLETIER B., CALMANT S. & PILLET R. (1998). – Current tectonics on the Tonga-New Hebrides region. (Soumis).
- PRICE R. C. & KROENKE L. W. (1991). – Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin. *Mar. Geophys. Res.* **98**, 241-258.
- RUELLAN E., LAGABRIELLE Y., TANAHASHI M. & THE SHIPBOARD PARTY (1996). – Study yields surprises about seafloor spreading in back-arc basins. *EOS*, **38**, 365, 368, 369.

Tuteur : E. RUELLAN, CNRS/UNSA  
Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Sophia Antipolis.

## Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôts du bassin de Kathmandou

Ananta Prasad GAJUREL

Le bassin de Kathmandou est une dépression intra-montagneuse située au-dessus du décollement majeur himalayen. Il est délimité au sud par le moyen pays népalais qui est une nappe (la nappe de Kathmandou) chevauchant le Bas Himalaya au sud, et au Nord par une autre nappe (la nappe de Gosaikunda) chevauchant la nappe de Kathmandou. Selon les données de terrain, les dépôts au sud de la dépression (formation de Lukundol) sont divisés en deux parties : les dépôts de cône alluvial proximal et les dépôts fluviaux-lacustres. Plus au Nord, au centre du bassin, on suggère que les dépôts fluvio-lacustres de la formation de Thimi soient l'équivalent latéral de la formation de Gokarna, qui recouvre elle-même de manière discordante la formation de Lukundol.

Les résultats des analyses du cortège argileux, des isotopes de l'oxygène des opercules des gastéropodes

fossiles et l'analyse d'un carbonate biogénique échantillonnés dans la formation de Lukundol indiquent un paléoclimat aride, avec une évaporation intense dans le lac.

Deux datations radiométriques au  $^{14}\text{C}$  de débris du bois carbonisés échantillonnés dans la formation de Thimi permettent de calculer un taux de sédimentation de 6 mm/an pour les dépôts au centre du bassin, ceci entre 43 000 et 45 000 ans.

Dans la formation de Thimi, 8 niveaux superposés de déformations hydroplastiques ont été observés, et sont interprétés comme des sismites. Leur récurrence moyenne, voisine de 660 ans, est probablement supérieure à celle des séismes destructeurs relatés historiquement dans la vallée. Ceci pourrait indiquer que les sédiments du lac n'étaient pas systématiquement dans des conditions favorisant l'enregistrement des séismes.

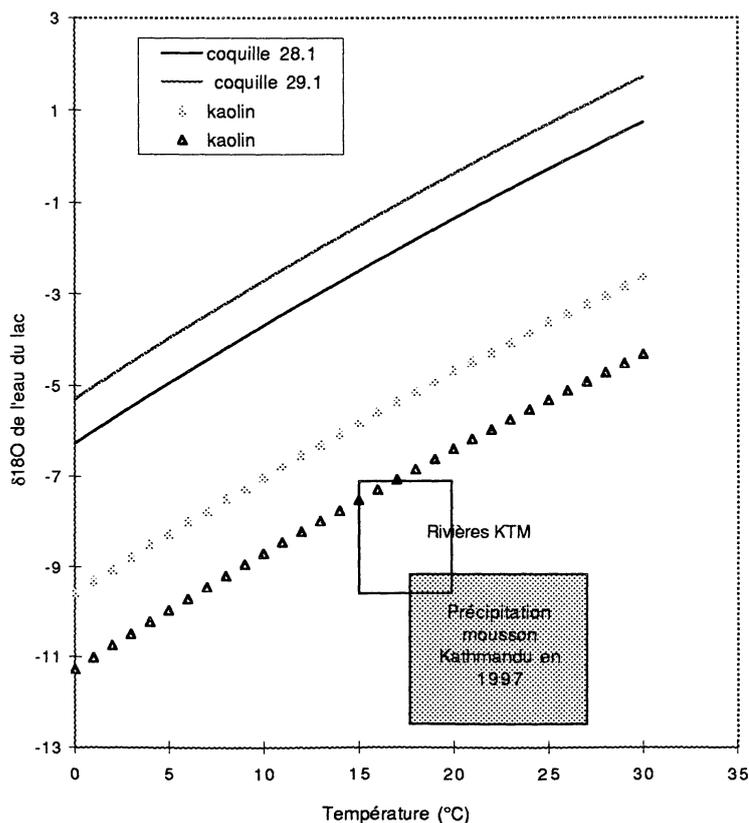


Fig. 1. – Courbes  $\delta^{18}\text{O}$  eau-température caractérisant les conditions de formation pour les coquilles de gastéropodes et la kaolinite.

## Volcanisme boueux et déformation récente à actuelle au sein de la Ride Méditerranéenne, d'après les données de la campagne PRISMED II

Caroline HUGUEN

Depuis les 80 derniers Ma, le domaine méditerranéen est le lieu d'une évolution géodynamique complexe résultant de la convergence progressive des plaques Africaine et Européenne. Ce mouvement a entraîné la subduction de la lithosphère africaine sous l'Europe et la création d'un prisme d'accrétion : la Ride Méditerranéenne (R.M.) [Ryan *et al.*, 1982].

Cet édifice, de dimensions importantes (1500 km d'E en W, et 150 à 300 km de large), est bordé, au N, par le système des fosses helléniques, actuellement interprétées comme la trace de grands accidents décrochants [Huchon *et al.*, 1982] et domine, au S, une série de plaines abyssales discontinues dont la profondeur décroît d'W en E, depuis la plaine abyssale Ionienne (- 4140 m) jusqu'à la plaine abyssale d'Hérodote (- 3225 m). Sur le plan morphologique, on distingue, au sein de la R.M., trois régions [Chaumillon, 1995] : une branche occidentale (ou Ionienne), une zone centrale (ou Libyenne), et une branche orientale (ou Levantine). Chacune de ces régions peut également être subdivisée transversalement en plusieurs domaines morphostructuraux (fig. 1). Du S vers le N, on reconnaît :

– Un domaine interne, peu penté, entre le système des fosses helléniques et le front de déformation interne de la Ride. Ce domaine, longtemps interprété comme

élément du prisme d'accrétion serait en fait un butoir de nature continentale, correspondant au prolongement de la marge crétoise [Lallemant *et al.*, 1994].

– Un domaine central, limité au N par le front de déformation interne. Cette région, correspondant à l'axe de l'édifice, présente une largeur constante, et se caractérise par une argilocinèse importante (fig. 1).

– Enfin, un domaine externe, limité au S par le front de déformation externe et présentant une largeur très variable sur l'ensemble du prisme, puisque pratiquement inexistant au centre de la R.M. et dépassant 100 km au sein de la branche Ionienne.

L'objectif de cette étude concerne l'analyse de la déformation récente d'un domaine de près de 50 000 km<sup>2</sup> situé au centre de ce prisme d'accrétion (fig. 1). Les données utilisées ont été celles provenant de l'imagerie acoustique, de la bathymétrie multifaisceaux ainsi que la sismique réflexion, enregistrées au cours de la campagne PRISMED II, du 28/01 au 1/03/1998 sur le NO "L'Atalante".

L'interprétation de ces données a permis d'analyser à la fois la déformation récente au sein de cette région (Boîte Hérodote), et l'important phénomène d'argilo-

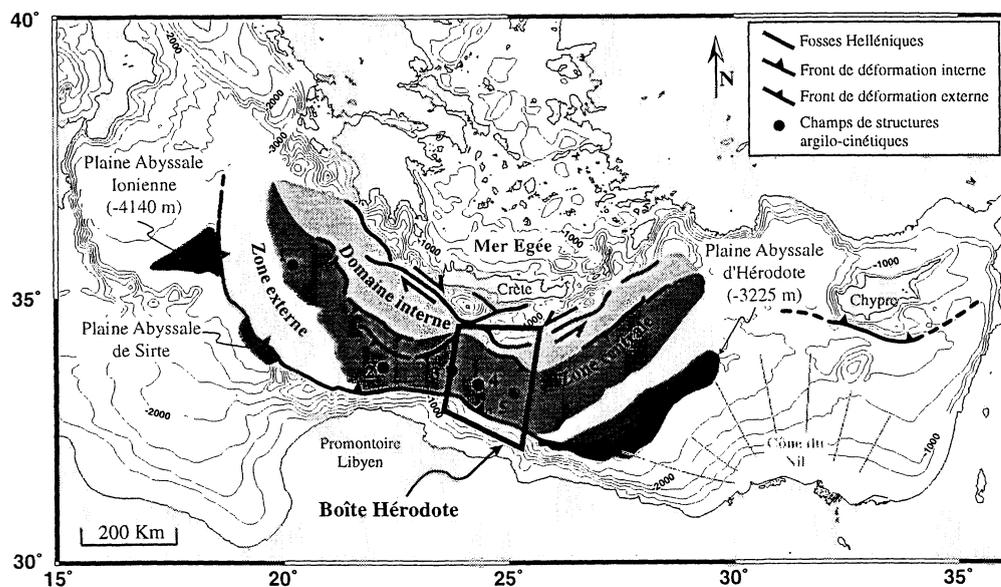


FIG. 1. – Principales caractéristiques morphologiques et structurales de la Ride Méditerranéenne, localisation des principaux champs de structures argilo-cinétiques connus avant PRISMED II [d'après Chaumillon et Mascle, 1996, Robertson *et al.*, 1996 et Cronin *et al.*, 1997].

(Boîte Hérodote), et l'important phénomène d'argilo-cinèse qui la caractérise.

### La déformation actuelle et récente au centre de la R.M. : analyse morphostructurale de la boîte Hérodote

Depuis la marge libyenne, au S, et jusqu'à la marge crétoise, au N, les trois grands domaines structuraux antérieurement identifiés au sein de la R.M. (Zones externe, centrale et interne) ont pu être bien mis en évidence à partir des données de la campagne PRISMED II (fig. 2).

Les marges libyenne et crétoise sont caractérisées par des réflectivités faibles et homogènes, ce qui permet de les distinguer aisément du prisme d'accrétion au sein duquel on observe par opposition plusieurs régions offrant des teintes de rétrodiffusion différentes.

La zone externe de la R.M. est en contact direct avec la marge libyenne et montre une réflectivité relativement forte. Ce domaine, qui présente une forme en biseau, se caractérise par une déformation de surface assez importante. Cette dernière se traduit par la coexistence de plissements de faible amplitude et courte longueur d'onde, et de linéaments assez continus interprétés grâce à la sismique réflexion comme des chevauchements. L'imagerie acoustique illustre également la présence d'un double réseau de fractures rectilignes, de directions N140 et N40, offrant des décalages décrochants et qui pourraient correspondre à deux familles d'accidents conjugués.

Au N de ce domaine, s'étend la zone centrale de la R.M., de dimensions beaucoup plus importantes et offrant deux caractéristiques spécifiques sur le plan de la réflectivité.

– On observe tout d'abord un grand nombre de taches de très forte réflectivité, déjà observées pour la majeure partie au cours des campagnes antérieures [Kenyon *et al.*, 1982 ; Cronin *et al.*, 1997]. Des prélèvements effectués sur ces structures [Cita *et al.*, 1981 ; Robertson, 1996], ont montré qu'il s'agissait de formations argilo-cinétiques composées de nombreux clastes très hétérométriques au sein d'une matrice argileuse à l'origine de la forte rétrodiffusion acoustique.

– On remarque d'autre part une bande de réflectivité très faible, orientée globalement E-W, qui partage la zone centrale en trois secteurs. De part et d'autre de cette bande, la réflectivité est plus importante, mais reste toutefois moins accentuée qu'au sein de la zone externe, tout comme la déformation de surface, qui apparaît beaucoup moins marquée.

Ce domaine central est en contact, vers le N, avec le domaine du butoir, à réflectivité très faible et ce dernier semble plutôt se caractériser par une déformation de surface de type gravitaire.

La corrélation avec les profils de sismique réflexion a permis d'établir un schéma structural interprétatif illustrant les grandes régions et la déformation au centre du prisme d'accrétion méditerranéen (fig. 3).

Sur ce schéma, on reconnaît la marge libyenne, qui présente un décalage vers le N (promontoire libyen), avant d'acquérir une orientation générale N110 vers l'E. Sur le plan structural, la marge se caractérise en profondeur par la présence de réflecteurs fracturés. Au niveau du promontoire libyen, ces réflecteurs internes sont basculés vers le S alors qu'ils montrent une allure beaucoup plus tabulaire partout ailleurs.

Le contact entre la marge et le prisme d'accrétion présente une variabilité importante sur l'ensemble de la région. En effet, il fait intervenir une série de chevauchements imbriqués à l'W, alors que vers l'E il met en jeu à la fois des chevauchements et un réseau de failles subverticales bien visibles en sismique, qui pourrait correspondre au double réseau de fractures de directions N140 et N40 observé en imagerie acoustique (fig. 2 et 3).

Le domaine externe, caractérisé par ce double réseau d'accidents offre également une déformation de surface importante qui se traduit en imagerie acoustique par une série de linéaments assez continus. Ces derniers correspondent soit à la trace superficielle de chevauchements (extrémité W), soit à des plis de courte longueur d'onde et faible amplitude. Enfin, on note que la majeure partie du domaine externe est construite sur des évaporites messiniennes (fig. 3).

Dans la zone centrale, on remarque une bande de réflectivité très claire orientée E-W, très diffractante en sismique réflexion et dont la signification reste à préciser. Elle pourrait correspondre à une zone intensément déformée du fait de la diffraction très forte des ondes sismiques, mais sa rétrodiffusion très faible serait plutôt représentative d'un domaine très riche en fluides. Au-delà vers le N, on observe une déformation de surface moins accentuée que dans la zone externe, et qui correspond à une déformation plicative, d'orientation plutôt NW-SE. Aux environs de la longitude E25, ces plis prennent une direction N-S à l'aplomb d'un bassin évaporitique épais, décelable en sismique réflexion. L'orientation N-S des structures de surface pourrait alors résulter d'un phénomène de fluage de la couverture plio-quadernaire sur les formations évaporitiques sous-jacentes. Cependant, la limite occidentale très nette de ce bassin évaporitique selon une direction subméridienne, fait également penser à un contrôle structural antérieur au dépôt des évaporites. A l'W de ce bassin, existe une série de chevauchements à vergence S qui semblent mimer la morphologie du domaine interne, et sur lesquels s'alignent une série de structures argilo-cinétiques importantes très fréquentes au sein de la zone centrale de la R.M. Dans la zone d'étude, ces manifestations sont regroupées en trois régions principales qui sont : le champ Olympie déjà bien documenté, la Ride des Nations-Unies moins bien connue, et une ceinture de structures subcirculaires de dimensions plus réduites,

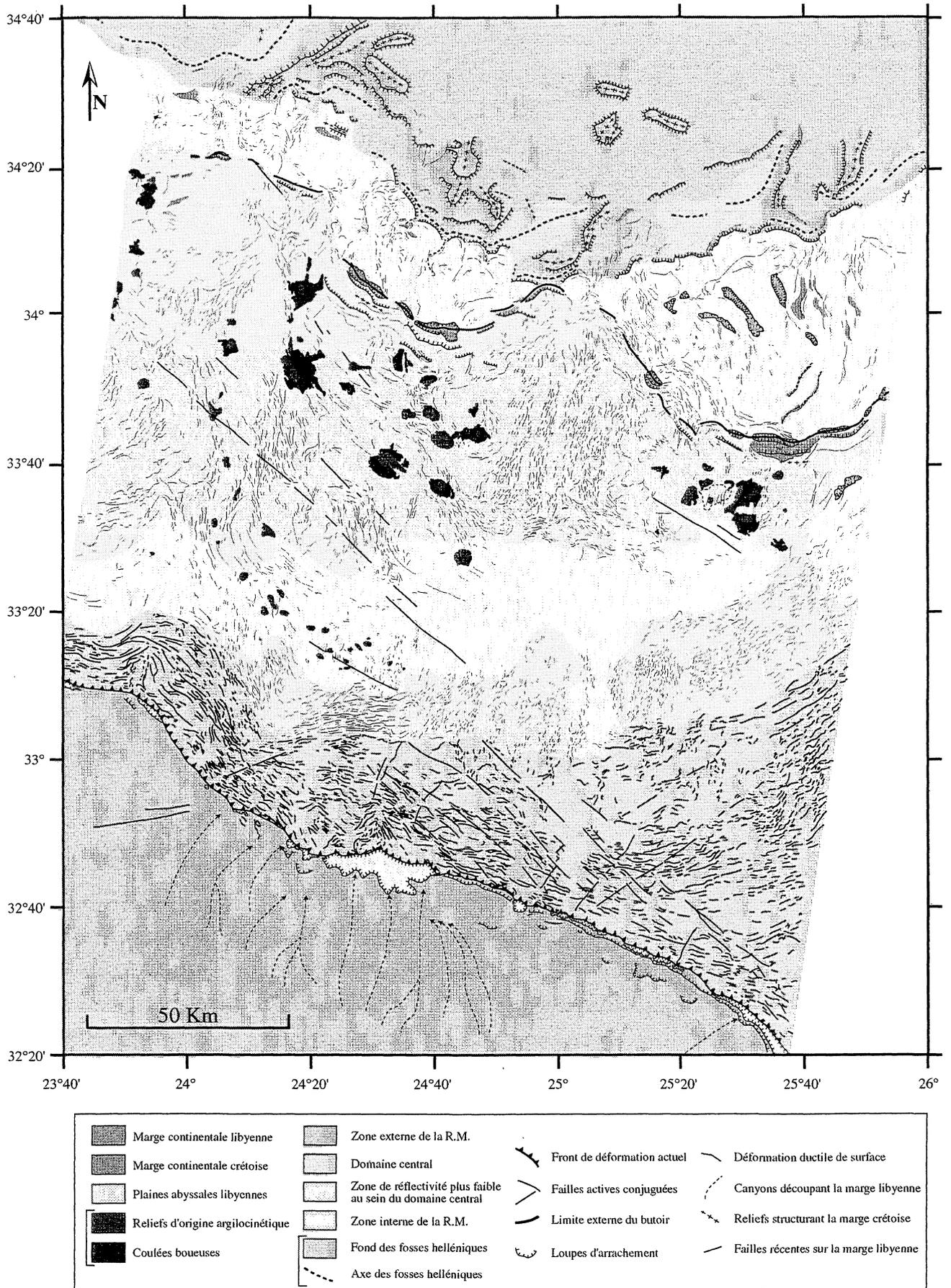


FIG. 2. – Schéma morphostructural détaillé de la boîte Hérodote dans son ensemble, obtenu à partir des données de réflectivité acoustique, contrôlées par la bathymétrie.

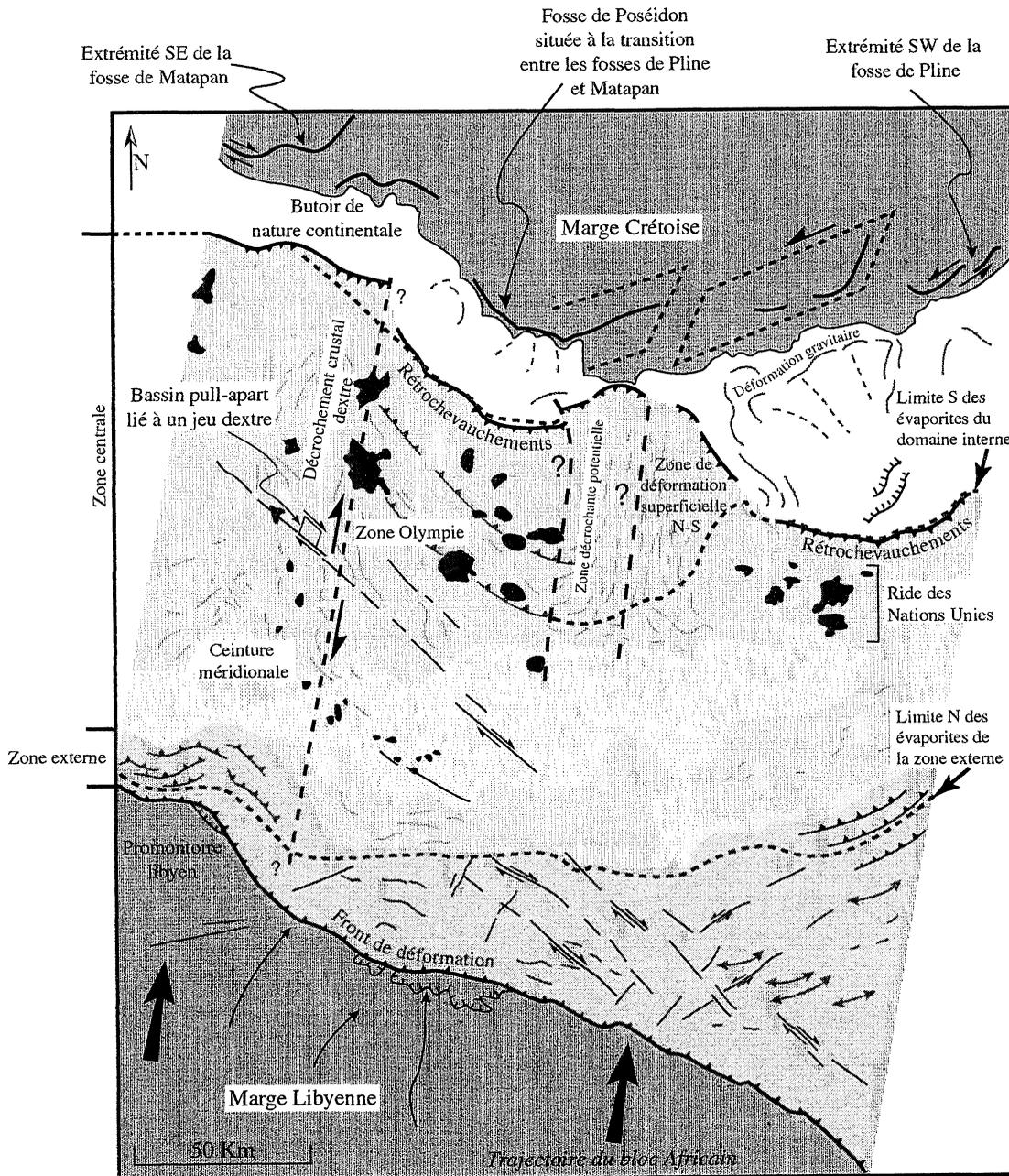


FIG. 3. – Schéma structural interprétatif de la déformation au sein de la boîte Hérodote établi à partir de l'ensemble des données analysées.

découverte au cours de la campagne PRISMED II, et dénommée ceinture méridionale. Dans le secteur occidental de la boîte Hérodote, s'observent également des fractures de direction N140, et l'un de ces accidents qui se suit sur plus de 100 km est accompagné par un bassin de type pull-apart qui permet de lui attribuer un jeu décrochant dextre. Enfin, l'ensemble du domaine central est découpé par un important accident subméridien, qui se superpose à un gradient bathymétrique important, un alignement de coulées boueuses de dimensions importantes, et la présence de sigmoïdes dans la déformation de surface qui lui attribuent un jeu décrochant dextre. Enfin, l'analyse des données de gravimétrie montre un

gradient gravimétrique E-W à ce niveau, ce qui nous laisse supposer que le décrochement dextre observé en surface soit relié à un accident crustal.

Cette zone centrale est en contact par une série de rétrochevauchements avec le domaine interne, lui-même corrélé du fait de sa réflectivité et de la localisation des séismes, au butoir continental déjà connu au niveau de la branche Ionienne de la R.M. [Lallemant *et al.*, 1994]. Dans la boîte Hérodote, ce domaine qui présente deux excroissances vers le S correspond à un bassin évaporitique épais caractérisé par des phénomènes de diapirisme. La pente légère de cette zone vers le N, associée à la présence du sel messinien, pourrait donc être à

l'origine des déformations gravitaires que l'on y observe. Le glissement vers le N de la couverture Plio-Quaternaire de cette région entraînerait ainsi un comblement progressif des fosses helléniques qui séparent ce domaine de la marge crétoise *sensu stricto*.

**Les structures argilocinétiques : relations avec le cadre tectonique**

Ainsi que déjà indiqué, ces manifestations se répartissent en trois domaines bien distincts : le champ Olympie, la Ride des Nations Unies, et une ceinture méridionale.

Une première observation concernant la distribution de ces structures réside dans le fait qu'elles se répartissent en "essaims" face aux promontoires du butoir continental (Zone Olympie et Ride des Nations-Unies), c'est-à-dire vraisemblablement dans des zones de forte surpression.

Pour ce qui est de la morphologie de ces structures et de leurs relations avec les principaux accidents tectoniques, l'analyse des données a permis de mettre en évidence trois principaux types de manifestations argilo-

cinétiques : des diapirs de boue, des volcans de boue et des amas de coulées boueuses.

(1) Les diapirs de boue correspondent pour l'essentiel aux structures de la ceinture méridionale (fig. 3) ; ils sont de petites dimensions et présentent des morphologies subcirculaires, avec des formes coniques ou en dômes.

(2) Les volcans de boue ont été observés principalement au sein du champ Olympie. Ils sont de dimensions importantes (jusqu'à une dizaine de kilomètres), et parfois entourés d'une dépression circulaire plus ou moins profonde (jusqu'à 150 m).

(3) Enfin, les ensembles de plus grande dimension (jusqu'à 15 ou 16 km), tels que ceux qui se trouvent sur le grand décrochement N-S de la zone centrale, offrent des reliefs relativement plans et semblent surtout correspondre à l'empilement de coulées boueuses successives.

Les profils de sismique réflexion montrent une relation génétique très nette entre ces différents types de structures et de grands accidents tectoniques. Diapirs et volcans sont apparemment liés à des chevauchements à vergence S plus ou moins redressés, alors que les grandes coulées boueuses semblent en relation avec des accidents de type décrochant. La mise en place des différentes

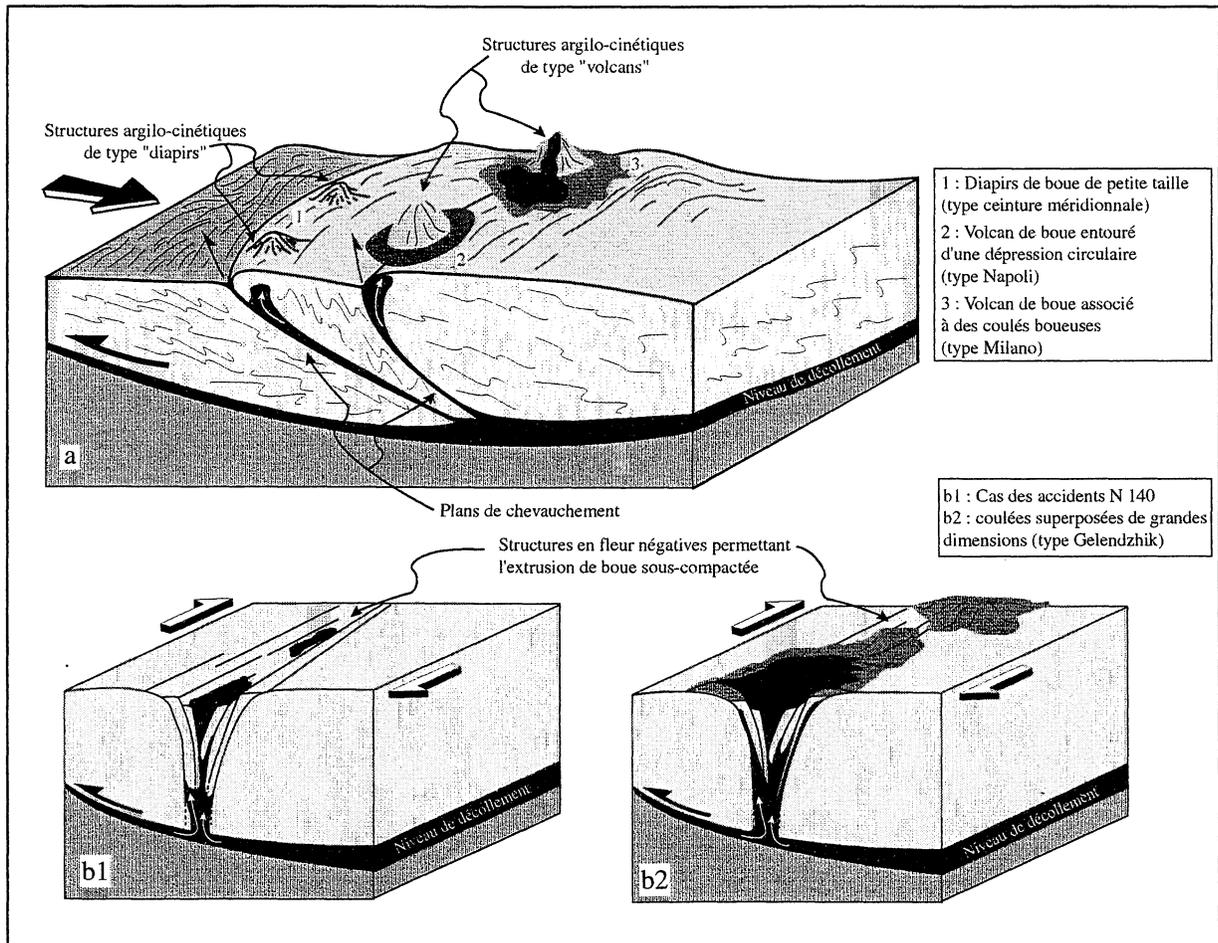


FIG. 4. – Schéma interprétatif du mécanisme de mise en place des structures argilo-cinétiques en régime compressif (a) et transtensif (b). Les différents stades représentés illustrent, pour chaque régime de contraintes, les morphologies successives en fonction de la quantité de matériel extrudé.

structures argilo-cinétiques est donc vraisemblablement liée à deux régimes de contraintes distincts, à savoir la compression et la transtension (fig. 4).

– Selon cette hypothèse, un régime compressif entraînerait la mise en place de diapirs le long de plans de chevauchement peu inclinés. Le pendage faible des plans de chevauchement induirait ainsi une remontée lente du matériel boueux, et la création de diapirs en arrière des chevauchements, quand la pression au sein du fluide devient supérieure à la pression lithostatique (fig. 4a, 1). Dans le cas d'une compression plus accentuée, qui aboutit à des plans de chevauchement redressés, le matériel boueux s'injecterait plus facilement le long de ces plans de fracture, conduisant à la mise en place de structures de dimensions plus importantes (fig. 4a). Ces "volcans" pourraient, dans un premier temps, être entourés de dépressions annulaires résultant d'une extrusion brutale de la boue (fig. 4a, 2), puis ces dernières seraient comblées par les coulées successives (fig. 4a, 3).

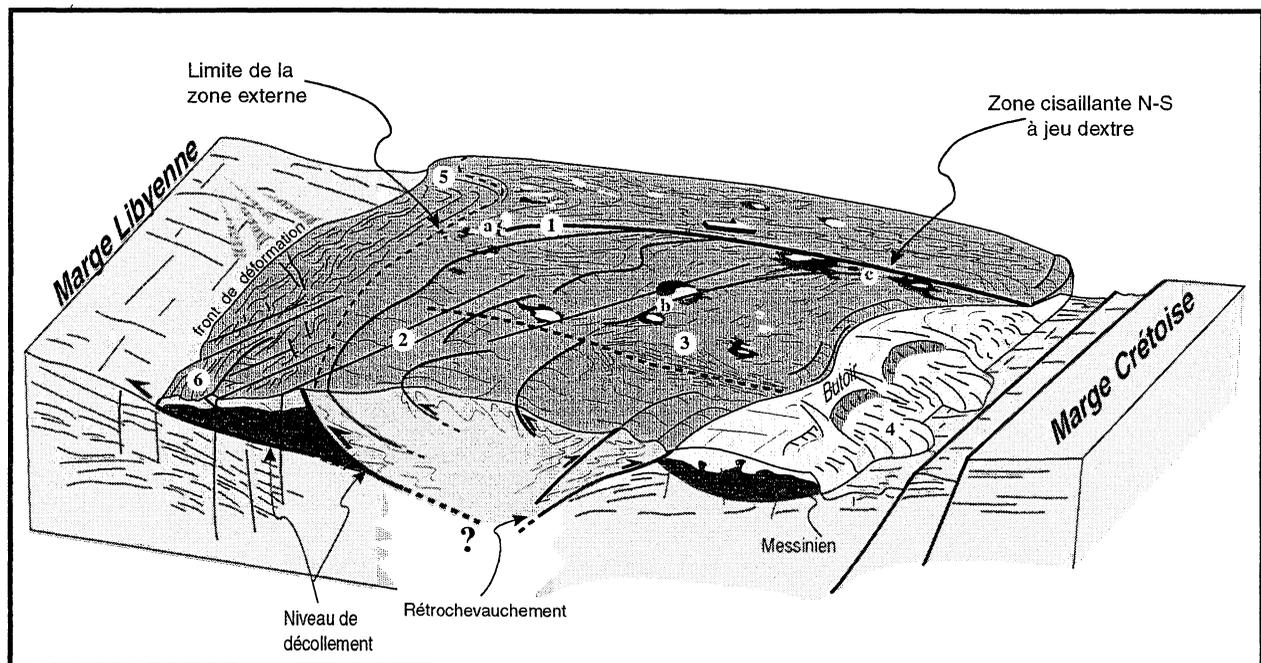
– En régime transtensif, se matérialisant par des structures en fleur négatives, l'ascension de matériel boueux le long des plans de fracture serait facilitée par la composante extensive, ce qui donnerait naissance à des ensembles de beaucoup plus grandes dimensions formés d'un empilement de coulées de boue (fig. 4b). Dans ce cas, les reliefs d'origine argilocinétiques présentent des morphologies beaucoup plus aplanies.

## Conclusion

Les résultats de cette étude concernent à la fois la structure géologique du domaine central de la R.M. et les phénomènes d'argilocinèse que l'on y observe.

Pour ce qui est de la déformation récente à actuelle, trois résultats importants ont été mis en évidence (fig. 5) :

(a) La coexistence de trois types de déformation. On observe en effet à la fois des accidents de grande



1 : Déformation de nature crustale  
2 : Fractures conjuguées affectant l'ensemble du prisme d'accrétion ainsi que la marge libyenne

3 : Fluage de la couverture de sédiments Plio-Quaternaire sur les évaporites messiniennes  
4 : Glissements gravitaires des sédiments du domaine interne sur les évaporites messiniennes

5 : Accommodation de la convergence par une série de chevauchements (absence d'évaporites messiniennes)  
6 : Déformation plicative liée à la présence d'une importante quantité de matériel messinien

a : Diapirs de boue (ceinture méridionale)  
b : Volcans de boue (Zone Olympie)  
c : Amas de coulées boueuses

FIG. 5. – Bloc diagramme illustrant la structure de la Ride Méditerranéenne au niveau de sa branche centrale.

ampleur vraisemblablement de nature crustale (1 sur la fig. 5), des fractures conjuguées N140 et N40 découpant l'ensemble du prisme d'accrétion de même que la couverture sédimentaire de la marge libyenne (2 sur la fig. 5), enfin une déformation plus superficielle, présente sur l'ensemble du domaine, se traduit par des plis de courte longueur d'onde et de faible amplitude.

(b) L'activation d'un mécanisme de poinçonnement issu du promontoire libyen, et ayant certainement un lien avec le grand accident N-S découpant le domaine central. Selon ce modèle, les accidents de direction N 140 pourraient être les conséquences d'un échappement latéral du prisme en réponse au poinçonnement par le promontoire libyen.

(c) Enfin, le rôle joué par les évaporites messiniennes dans la déformation semble essentiel. Ces dernières ont d'une part été associées à des glissements gravitaires à la fois au sein de la Zone centrale (3 sur la fig. 5) et dans le domaine interne (4 sur la fig. 5). D'autre part, ces sédiments contrôlent le style de déformation, en particulier au sein de la zone externe où la convergence s'accommode par un empilement de chevauchements dans le secteur occidental de la boîte Hérodote, où l'on ne reconnaît pas d'évaporites messiniennes (5 sur la fig. 5), et une déformation plutôt plicative vers l'E, en raison de la présence d'une quantité importante de matériel messinien ductile (6 sur la fig. 5).

Pour ce qui est de l'argilocinèse, les résultats concernant pour l'essentiel la morphologie de ces manifestations et leurs relations génétiques avec deux niveaux de décollement potentiels.

– Trois types de structures argilocinétiques ont pu être mises en évidence : des diapirs (ceinture méridionale) (a sur la fig. 5), des volcans (principalement au sein de la zone Olympie) (b sur la fig. 5), et des amas de coulées boueuses (c sur la fig. 5).

– Ces structures semblent être reliées, dans le cas de la zone Olympie, à un niveau de décollement profond ayant guidé l'édification du domaine central de la R.M.

Dans le cas de la ceinture méridionale, ces structures qui ne présentent que peu de coulées, seraient issues d'un niveau de décollement plus récent, l'équivalent pour le domaine central du prisme, du niveau de décollement messinien pour les branches Ionienne et Levantine.

## Références

- CHAUMILLON E. (1995). – Structure de la Ride Méditerranéenne : apports de la sismique multitrace, Thèse de troisième cycle, 234 p.
- CITA M. B., RYAN W. B. F. & PAGGI L. (1981). – Prometheus mud breccia. An example of shale diapirism in the Western Mediterranean Ridge. *Annales géologiques des pays Helléniques*, **30**, 543-569.
- CRONIN B.T., IVANOV M.K., LIMONOV A.F., EGOROV A., AKHMANOV G.G., AKHMETJANOV A.M., KOZLOVA E., & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY TTR-5 (1997). – New discoveries of mud volcanoes on the Eastern Mediterranean Ridge. *Journal of the Geological Society*, London, **154**, 173-182.
- HUCHON P., LYBERIS N., ANGELIER J., LE PICHON X. & RENARD V. (1982). – Tectonics of the Hellenic Trench : a synthesis of Seabeam and submersible observations, *Tectonophysics*, **86**, 69-112.
- KENYON N. H., BELDERSON R. H. & STRIDE A. H. (1982). – Detailed tectonic trends on the Central part of the Hellenic outer ridge in the Hellenic trench system. In : J. K. Leggett, Trench fore-arc geology. *Special Publication Geological Society London*, London, 335-343.
- LALLEMANT S. J., TRUFFERT C., JOLIVET L., HENRY P., CHAMOT-ROOKE N. & DE VOOGD B. (1994). – Spatial transition from compression to extension in the western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, **234**, 33-52.
- ROBERTSON A. (1996). – Mud volcanism on the Mediterranean Ridge : Initial results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Geology*, **24**, 239-242.
- RYAN W. B. F., KASTENS K. A. & CITA M. (1982). – Geological evidence concerning compressional tectonics in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, **86**, 213-242.

Tuteur : J. MASCLE, CNRS/UPMC Paris VI-Villefranche s/mer.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique sous-marine, Geosciences Azur, Villefranche-sur-Mer.

## Évolution tectonique et structurale des Siwalik de l'Ouest Népal : Cinématique du prisme et géométrie 3D de la transition pli de rampe / rampe émergente

Laurent HUSSON

### 1. – INTRODUCTION

Les Siwalik de l'Ouest Népal forment un prisme d'accrétion de matériaux syn-orogéniques remaniés [Mugnier *et al.*, 1992], situés au front sud-himalayen (fig.1). Ils sont constitués de séries continentales molassiques granocroissantes, issues du démantèlement de la chaîne himalayenne. On y reconnaît un ensemble de chevauchements à vergence sud, limitant des écailles décollées. Ces accidents principaux sont le Main Frontal Thrust (MFT), qui est l'accident le plus méridional, le Main Boundary Thrust (MBT) qui limite le prisme Siwalik au nord, et le Main Dun Thrust (MDT), qui est constitué d'un ensemble de chevauchements discontinus latéralement (fig.1).

L'objectif de cette étude est de caractériser les mécanismes de déformation au front des Siwalik et de quantifier le cycle de transfert des sédiments dans le prisme, et en particulier au niveau de la transition entre rampe émergente et structure aveugle.

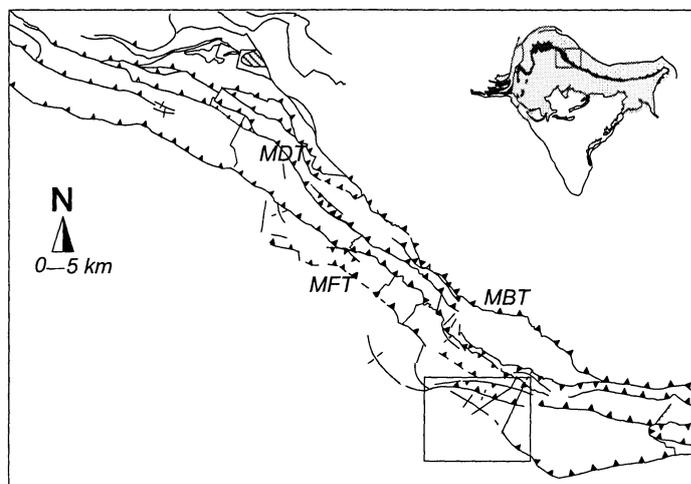


FIG. 1. – Schéma structural des Siwalik de l'Ouest Népal. Secteur local d'étude encadré. Localisation des coupes équilibrées.

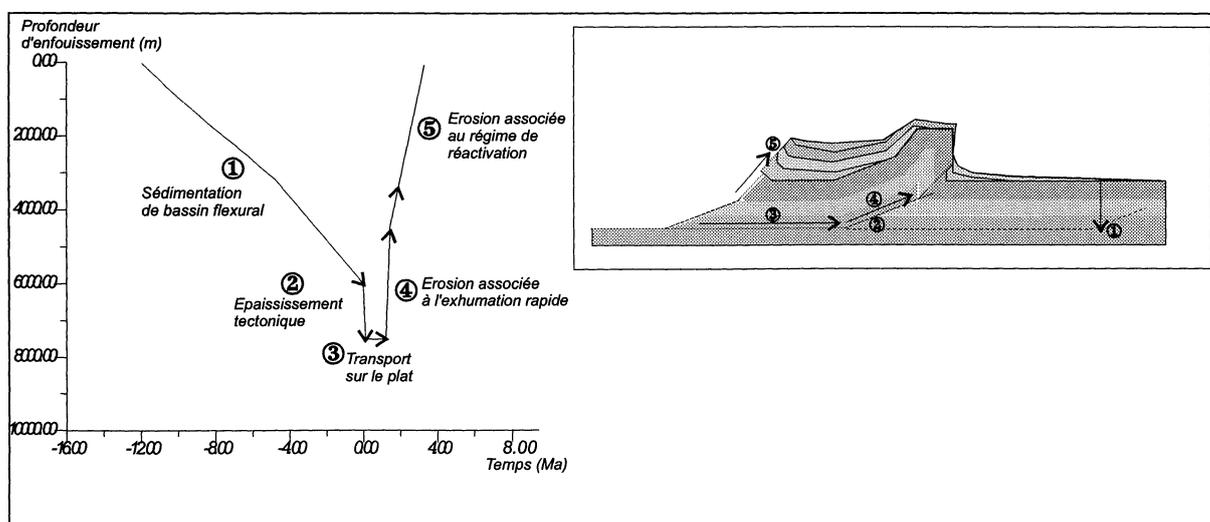


FIG. 2. – Cycle de l'enfouissement/exhumation d'un sédiment dans une écaille (ici pour l'extrémité arrière qui donne le temps de résidence maximal). En cartouche, différents stades évolutifs du déplacement du sédiment dans le repère géodésique.

## 2. – TRANSFERT DE LA MATIÈRE AU SEIN DU PRISME

### 2.1. Vitesses tectoniques

Les prismes d'accrétion continentaux sont en régime permanent [Dahlen et Barr, 1984]. Leur volume est constant et chaque écaïlle rentre rapidement en équilibre dynamique, c'est-à-dire que l'érosion compense la surrection. Ainsi, la morphologie de surface d'une écaïlle dépend de la vitesse tectonique de la rampe sous-jacente.

Une analyse statistique de la géomorphologie met en évidence une conservation latérale des caractéristiques d'une structure topographique portée par un même accident, sur tout le prisme Siwalik. Ceci implique que les vitesses tectoniques sont constantes latéralement, et que des données ponctuelles de vitesses [Lavé, 1997 ; Leturmy, 1997] peuvent être étendues latéralement. On distingue sur le prisme trois types de vitesses pour trois ensembles d'écaïlles : vitesse d'activation (17 mm/an), à l'instar de l'écaïlle frontale ; vitesse de réactivation, comme sur le MDT (2,4 mm/an) et vitesse d'accrétion (0,5 mm/an), sous le MBT.

### 2.2. Bilan du cycle de transfert de la matière

A partir des données cinématiques et géométriques (vitesses et géométries du système), il est possible de décrire le cycle de transfert d'un sédiment au sein d'une écaïlle et de calculer le temps maximal de résidence d'un sédiment d'une écaïlle (fig. 2). Le cycle de transfert se divise en une période de sédimentation dans le bassin flexural (12 Ma) et une phase de transport tectonique au sein du prisme (4 Ma) ; une dernière phase de

transport superficiel est très rapide au regard de ces deux épisodes.

Un bilan en termes de masse et volume peut être estimé pour les Siwalik de l'Ouest Népal (fig. 3). Un flux de matière de l'ordre de 0,6 km<sup>3</sup> par kilomètre linéaire et par an s'applique au prisme Siwalik. Moins de 10% du matériel du prisme est capturé par le Moyen Pays, sous forme de duplex. L'érosion régionale moyenne (1,5 à 2 mm/an) valide l'hypothèse de l'équilibre dynamique car elle équivaut aux données de surrection [Bilham *et al.*, 1997].

## 3. – ANALYSE STRUCTURALE DE LA PARTIE FRONTALE

Le schéma structural de l'ensemble des Siwalik de l'Ouest Népal (fig. 1) a été réalisé à partir de l'imagerie spatiale.

L'étude d'une structure locale (fig. 1) illustre des mécanismes de développement particuliers de la structure frontale.

### 3.1. Propagation des structures et des reliefs sur le prisme Siwalik

La partie frontale des Siwalik montre un alignement de structures en croissants, de moins en moins développés vers l'Ouest. Chacun de ces croissants constitue des relais, greffons du MDT, qui deviennent MFT lorsque la rampe est émergente, et s'achèvent en plis de rampe. Ces croissants sont distribués avec un pas latéral régulier (fig. 4). Chacun se propage selon des vitesses frontales et latérales (respectivement 17 mm/an et

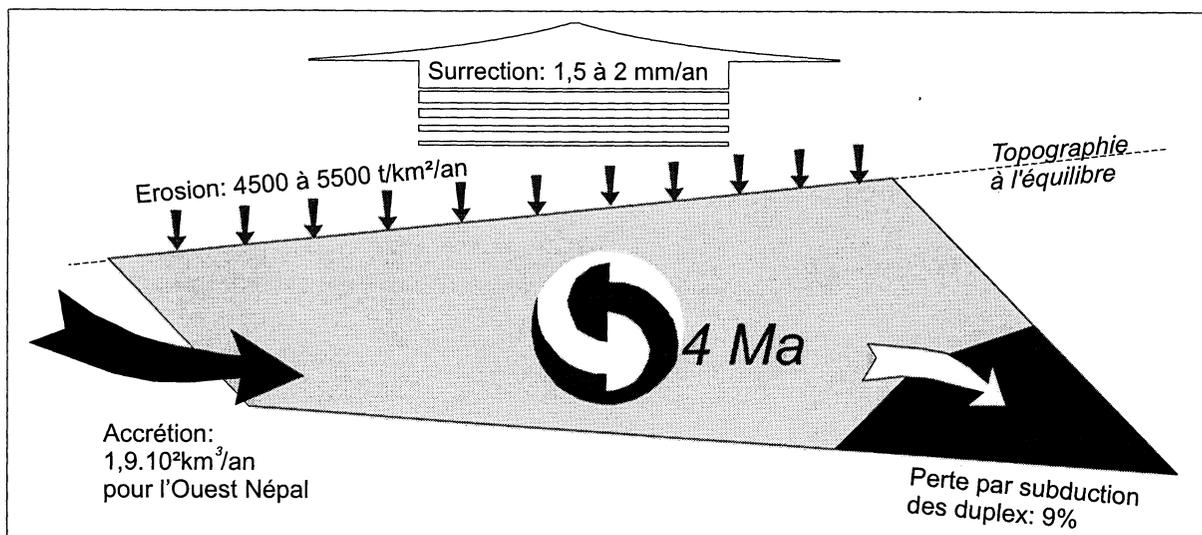


FIG. 3. – Bilan des transferts de matière au sein du prisme de matériaux syn-orogéniques.

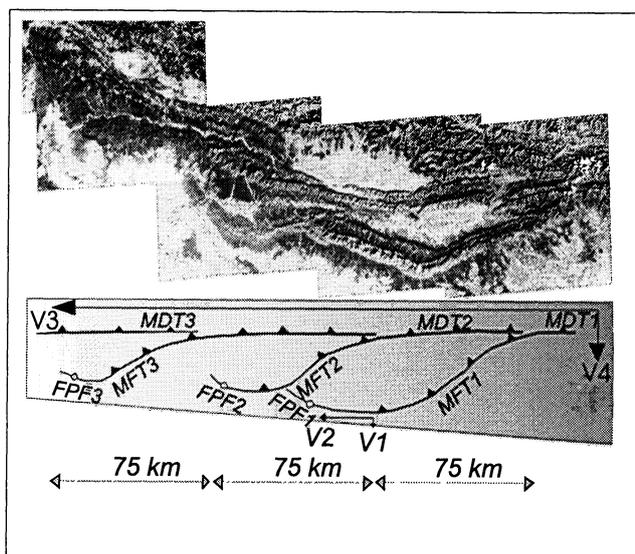


FIG. 4. – Développement des structures unitaires. Développement des crêtes frontaux.

17 cm/an). De nouveaux croissants naissent vers l’Ouest avec une période de 180 000 ans.

L’enveloppe de ces structures unitaires constitue un relief grossièrement linéaire (crête) qui se propage latéralement à raison de 42 cm/an. Frontalement, de nouveaux crêtes se développent avec une période de 1,65 Ma. Compte tenu de la distance séparant les crêtes, la naissance frontale de nouveaux crêtes s’établit à raison de 14 mm/an.

### 3.2. Géométrie de la structure frontale, implications

La réalisation de coupes équilibrées sur la structure frontale au niveau de la transition pli de rampe / rampe émergente (fig. 5) a révélé une structure composite en passive-roof duplex, le MFT correspondant alors à une évolution secondaire en rupture du dressant en *synclinal breakthrough*. Le raccourcissement subséquent s’élève à plus de 60%.

La première phase est marquée en surface par un rétrochevauchement majeur, et la seconde par le déve-

loppement du MFT. L’épisode secondaire est le mieux caractérisé en surface, et les unités décollées sont similaires à un pli de propagation de rampe.

Sur la structure locale, la propagation du MFT implique un très fort gradient de déplacement, impliquant une déformation rotationnelle.

## 4. – Reconstruction de la structure en 3D

### 4.1. Méthodologie

Une méthode originale de reconstitution en 3D des structures déformées de manière isopaque est proposée et appliquée à la zone de transition présentée ci-dessus, entre structure aveugle et rampe émergente. Le calcul des épaisseurs stratigraphiques entre chaque point de donnée et les surfaces limites de formation permet, par leurs projections selon le pôle des plans stratigraphiques, de décrire les surfaces stratigraphiques de référence en trois dimensions. Cette reconstruction 3D s’établit dans la partie préservée comme dans la partie érodée (fig. 6). A partir de données structurales ponctuelles, deux surfaces limites de formation repères sont reconstruites en 3D.

### 4.2. Dépliage

La structure reconstruite en 3D est ensuite dépliée sous *Patchwork* [Bennis *et al.*, 1991]. Ce dépliage est effectué de manière à minimiser la déformation sur l’ensemble de la structure. La déformation qui ne peut pas être accommodée par une simple remise à plat est la déformation résiduelle. Celle-ci met en évidence des incompatibilités de l’interprétation structurale. Il est proposé que celle-ci corresponde à de la déformation interne localisée. Le dépliage permet ainsi de mettre en évidence de la déformation interne à un degré de précision inférieur à celui de l’étude en 3D. La distribution de cette déformation résiduelle serait associée à la déformation rotationnelle induite par le gradient de déplacement sur le MFT.

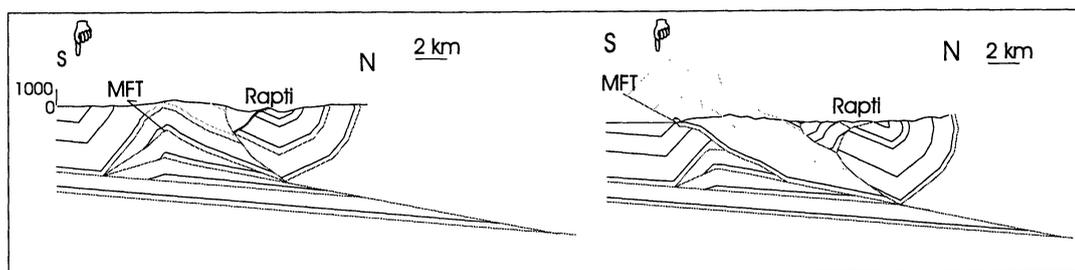


FIG. 5. – Coupes équilibrées de la structure frontale, passive-roof duplex.

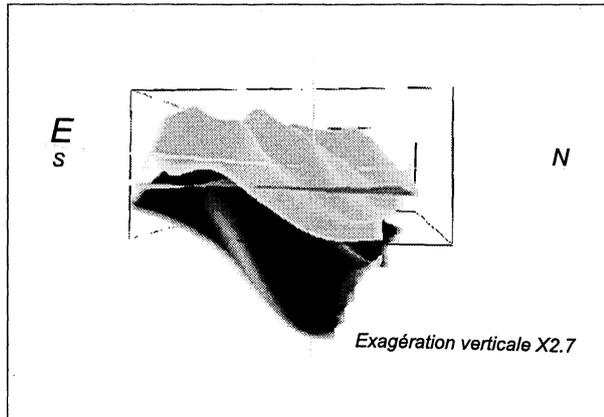


FIG. 6. – Visualisation 3D des surfaces limites de formation.

## 5. – CONCLUSIONS

Le développement d'une méthode de reconstruction 3D originale à partir de données structurales ponctuelles portées par la topographie permet d'une part de visualiser facilement une structure en 3D, et d'autre part de la soumettre au dépliage afin de tester l'interprétation structurale. Ainsi, de la déformation interne peut être caractérisée, alors qu'elle est ordinairement négligée dans les chaînes d'avant-pays. La géométrie et la cinématique d'ensemble du prisme permet de quantifier le cycle de transfert d'un sédiment au sein du prisme. Un développement structural complexe régit les déformations frontales, faisant intervenir les structures géologiques et les structures morphologiques. Les deux accidents distaux (MFT et MDT) interagissent dans les structures frontales.

## Références

- BENNIS *et al.*, (1991). – Piecewise surface flattening for non-distorted texture mapping. *Computer Graphics*, **25**, 4, 237-246.
- BILHAM R., LARSON K., FREYMUELLER J. & Project Idylhim members, (1997). – GPS measurements of present day convergence across the Nepal Himalaya, *Nature*, **386**, 6, 61-64.
- DAHLEN & BARR (1984). – Brittle frictional mountain building, 1. Deformation and mechanical energy budget, *Journ. Geol. Research*, **94**, B4, 13906-13922.
- LAVÉ J. (1997). – Tectonique et érosion : l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal central. Thèse d'Université, Paris VI.
- LETURMY P. (1997). – Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchants : Modélisation et exemples du front Andin et des Siwalik à l'Holocène. Thèse d'Université, Grenoble 1.
- MUGNIER J.-L., MASCLE G. & FAUCHER T. (1992). – La structure des Siwalik de l'Ouest Népal : un prisme d'accrétion intracontinental. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 5 ; 585-595.

Tuteurs : J.-L. MUGNIER, G. VIDAL, CNRS/UJF Grenoble, ENS Lyon.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géologie des Chaînes alpines, CNRS/UJF Grenoble.

## Modèle géostatistique de réservoir à partir d'une étude statistique et sédimentaire d'un analogue

Cécile LE DOUJET

L'optimisation des coûts de prospection pétrolière passe par l'utilisation complémentaire de données géologiques précises et de modèles géostatistiques. Cette étude tente, à partir d'une étude stratigraphique et sédimentaire du « Paradox Basin » de l'Utah, de créer un modèle de réservoir pour un système de type fluvial éphémère. L'objectif est d'obtenir depuis ce modèle l'architecture d'un réservoir non accessible.

Le support géologique du modèle est le « Paradox Basin » de l'Utah : au Trias, cette région était soumise à des alternances importantes de périodes sèches, suivies de périodes d'arrivées massives de matériel détritique porté par des courants violents (S. Mora). Le mode fluvial éphémère favorise la formation de chenaux d'épaisseur et de propriétés pétrophysiques variables.

Par ailleurs, le bassin de l'avant-pays pyrénéen a été étudié en vue d'un futur modèle. Cette zone est caractérisée par des successions importantes de chenaux, et de barres de chenaux (épaisseur pouvant atteindre jusqu'à 10 mètres) avec de l'argile très pédogénisée (d'épaisseur pouvant atteindre 20 mètres). Ici, le système de dépôt est fluvial.

Le logiciel *Gocad* a permis la construction d'un modèle de réservoir de type système fluvial éphémère, à partir des données de l'Utah. Les données sont des logs de granulométrie entrés dans deux types de grilles :

- des grilles « déformées » modelées sur chaque corps sédimentaire.
- Une grille orthogonale couvrant toute la zone d'étude et intégrant les grilles « déformées ».

Dans un chenal, pour déterminer l'ensemble des valeurs de granulométrie, *Gocad* utilise des *corrélations*, selon un coefficient qui varie selon la direction, et qui représente le taux de « similitude » entre le point

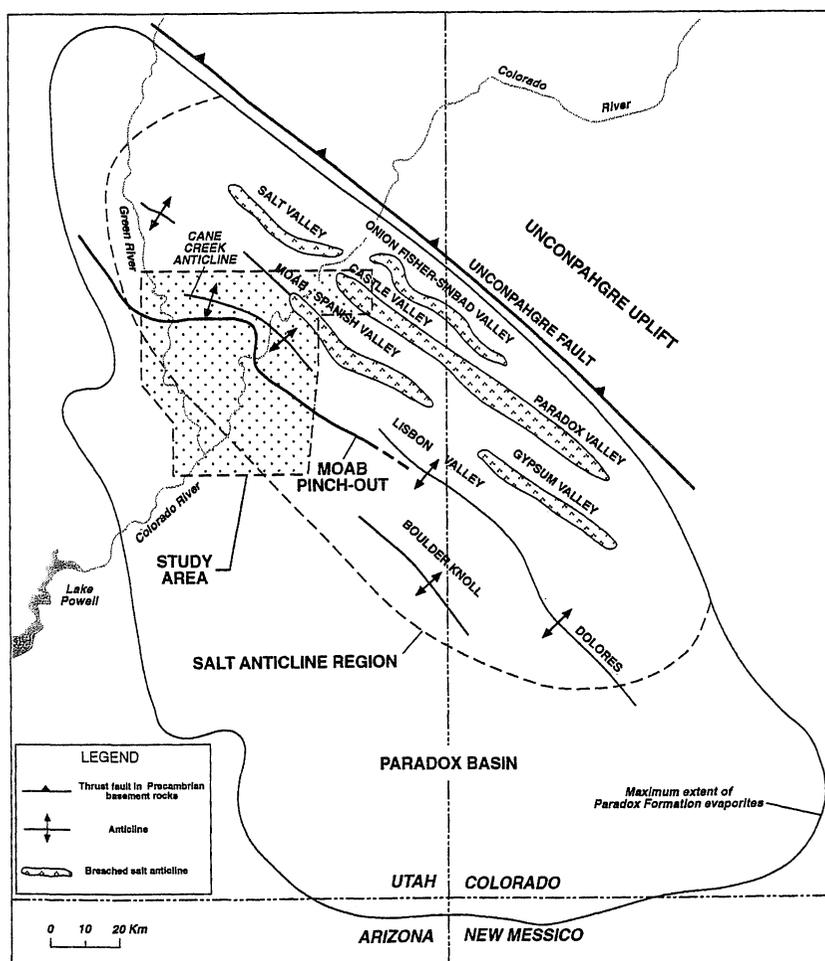


FIG. 1. – Carte structurale du Paradox Basin.

connu et le point à déterminer. L'ellipsoïde est un objet statistique à trois dimensions, qui regroupe en un point donné, l'ensemble des coefficients de corrélation dans l'ensemble des directions de l'espace : dans chaque direction, la longueur de l'axe de l'ellipsoïde représente le coefficient de corrélation. Pour chaque chenal, *Gocad*, utilise un seul ellipsoïde, défini en chaque point dans un repère  $u, v, w$  ( $u$  : direction longitudinale de la grille déformée,  $v$  : direction transversale,  $w$  : direction verticale).

Pour un chenal, la détermination de l'ellipsoïde est au mieux calculée par *Gocad*, dès lors que le nombre de logs est suffisant et que la répartition des logs est telle que des alignements soient possibles dans toutes les

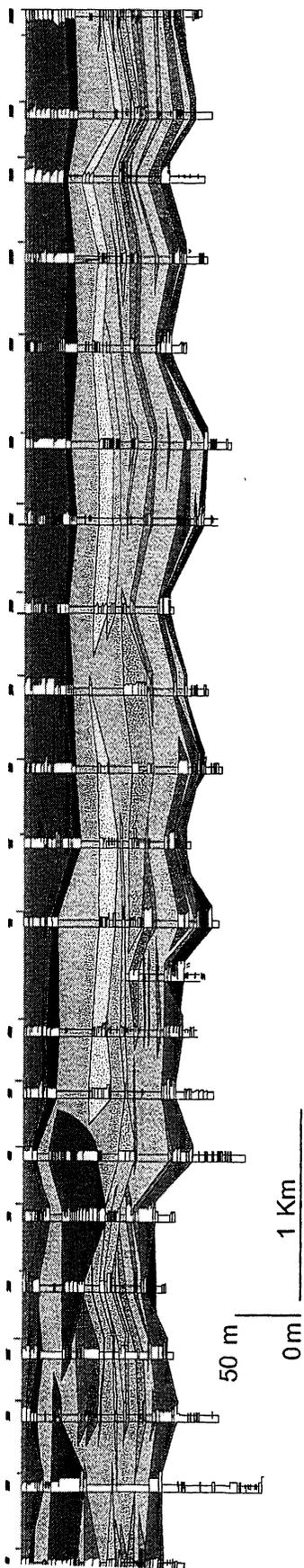


FIG. 2. – Coupe géologique de la formation de Chinle dans le « Paradox Basin » près de Moab (Utah), entre le Mineral Canyon et le Helbroaring Canyon. La volumineuse lentille gris sombre sera utilisée pour un exemple de simulation ainsi que la longue lentille à la partie inférieure de la coupe.

directions. Quand les logs ne suffisent pas, une définition déterministe de l'ellipsoïde est réalisée ; le grand axe suit la direction du paléocourant.

Pour chaque grille « déformée », depuis l'ellipsoïde et quelques logs, *Gocad* détermine l'ensemble des valeurs de granulométrie, par la fonction *kriging*, et permet en outre une visualisation en trois dimensions de la structure obtenue et la réalisation de coupes virtuelles. La visualisation de l'ensemble des structures par intégration des grilles « déformées dans la grille orthogonale, permet de localiser des structures potentiellement aptes à contenir du pétrole.

Laboratoire d'accueil : Centre Technique et Scientifique TOTAL, St-Rémy lès Chevreuse.

## Étude structurale et cinématique d'un réseau alpin de veines de quartz (Plan Bouchet - Zone Houillère Briançonnaise)

Frédéric LE FUR

### 1. – INTRODUCTION

Dans la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB, Alpes internes), des réseaux denses de veines de quartz se sont développés. L'objectif de notre étude était, à partir d'une analyse géométrique de ces fentes et d'inclusions fluides, de reconnaître les différents événements responsables de ces réseaux, de caractériser les fluides afin de les corrélés avec les résultats de précédents travaux réalisés dans cette zone [Aillères 1996, Bertrand *et al.* 1997]. En effet, la ZHB a été, en partie, redéfinie stratigraphiquement en trois grandes unités (fig. 1). La première unité (l'Unité des Encombres) est autochtone et

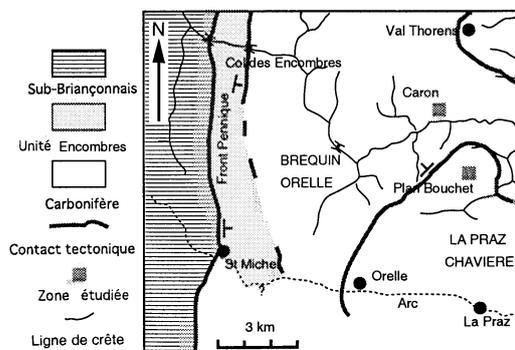
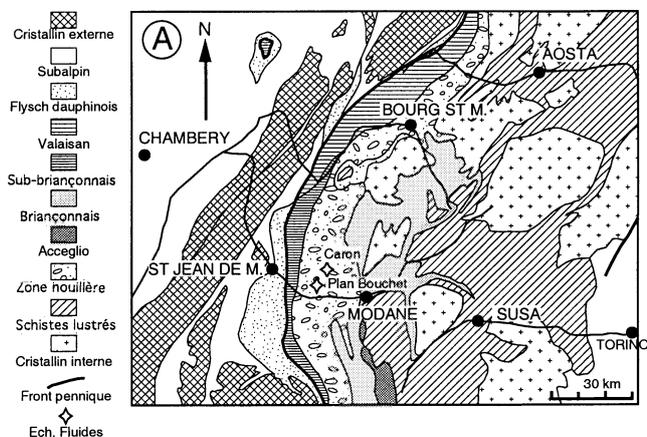


FIG. 1. – A. Carte géologique simplifiée des Alpes à la hauteur de la vallée de la Maurienne [d'après Bertrand *et al.* en préparation].

B. Carte géologique de la Zone Houillère briançonnaise, montrant trois formations : l'unité des Encombres à l'ouest, et les unités inférieures des grès de la Praz et moyenne du Brequin [d'après Macaudière *et al.*, en préparation].

faiblement déformée par des plis déversés vers l'ouest [Aillères 1996]. Les deux dernières unités (Unité inférieure des grès de La Praz, et " unité du Bréquin ") sont allochtones et ont subi plusieurs déformations dont un événement, dominant, en aplatissement qui s'exprime par une schistosité très pénétrative appelée S2 [Aillères 1996]. Ces deux unités sont séparées par un contact tectonique majeur qui pourrait être relié à la faille des Drayère, située plus au Sud [Macaudière, Bertrand, Guillot, en prép.]. D'autre part, une étude récente [Fugerschuls, comm. pers.] a montré par traces de fission que les températures de ces événements n'avaient pas dépassé 350° C. Notre second objectif était donc de repérer les réseaux associés à la S2 et également de s'assurer que leur formation s'était déroulée dans une fenêtre de température de moins de 350°C.

Ainsi, deux zones d'étude, l'une appartenant aux " grès de la Praz " (Plan Bouchet) et l'autre appartenant à l'unité du Bréquin (Cime Caron) ont été étudiées.

### 2. – CHRONOLOGIE

Notre étude a défini et mis en évidence quatre grands types de fentes reconnaissables tant au Plan Bouchet sur des affleurements de grès arkosiques, qu'à la cime Caron plus riche en matière organique.

Le premier type de fentes s'est développé dans les plans de schistosité S2 et semble lui être contemporaine. Ce sont des fentes constituées de quartz et de matière organique en concentration modérée à faible (toujours < 50%) au plan Bouchet, ou très riches en matière organique (> 50%) à la Cime Caron. Elles sont de taille métrique. Ces dernières sont exclusivement localisées dans l'unité du Bréquin (riche en matière organique).

Le deuxième type regroupe des fentes à quartz faiblement inclinées sur les plans de schistosité. Ces veines sont, à l'opposé du type 1, dénuées de matière organique mais sont constituées de quartz associé à une chlorite caractéristique des filons alpins, la ripidolite (fig 2). Deux directions moyennes d'extension ont été repérées. La première se corrèle avec la direction des fentes de type 1, et la deuxième semble proche d'une direction est-ouest. L'étude stéréographique (fig. 3) ainsi que la modélisation en 3D indique qu'une partie de ces fentes ont été réorientées par des événements postérieurs, principalement par celui du type 3.

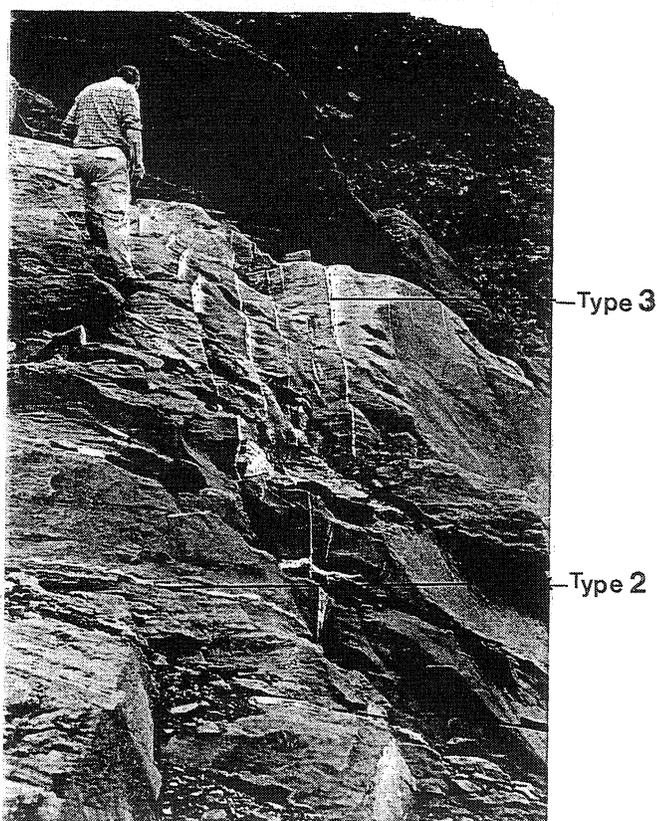
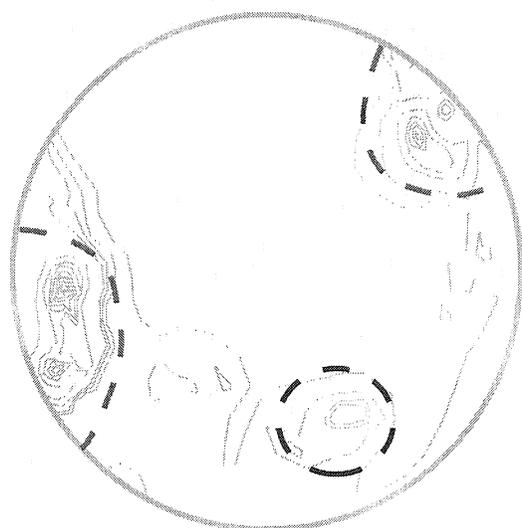


FIG. 2. – Vue générale de l'affleurement de la cime Caron.



Intervalle : 5

Nombre de mesures : 42  
Canevas Wulf  
Demi-sphère inférieure



montre une direction d'extension proche du type 2

montre une direction d'extension fossile représentant une direction caractéristique du type 2.

FIG. 3. – Diagramme de densité réalisé sur une population de fentes du type 2 (commentaire dans le texte).

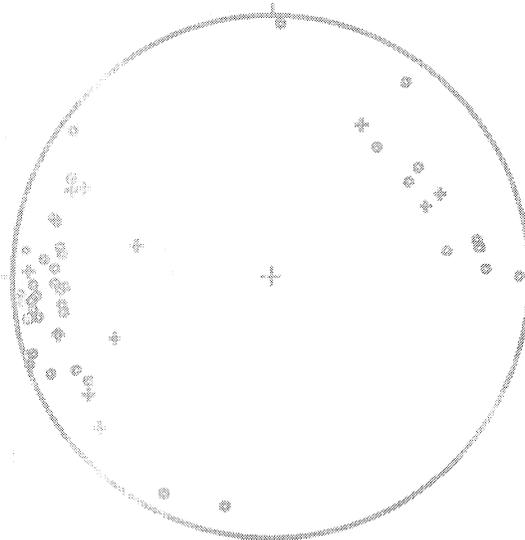
Le type 3 est formé de fentes de quartz à très fort pendage, soit rectilignes, soit en échelon (fig. 2). Les fentes rectilignes sont plurimétriques et se sont développées avant les systèmes transtensifs. En effet, les fentes rectilignes sont cisailées postérieurement à leur mise en place par un cisaillement cohérent avec la formation de systèmes en échelon. Porté sur un canevas Wülf (demi-sphère inférieure), la direction d'extension est est-ouest mais les mesures sont très dispersées (fig. 4). En utilisant un MNT et une projection en 3D de ces directions d'extensions (fig. 5), nous avons écarté une origine locale liée à l'instabilité de versant. Il reste que cette direction est en accord avec les directions d'extension est-ouest observées sur l'ensemble des Alpes.

Un type 4 constitué de placage sur des failles normales ayant probablement des jeux dextres ou sénestres précoces mais qui sont mal définis, est également bien représenté principalement au plan Bouchet. La direction d'extension moyenne est aux environs de N130E10ESE (fig. 6). Son origine semble être liée à la faille de la vallée de l'Arc ou bien à l'effondrement des bords de l'auge glacière du glacier du Bouchet.

### 3. – APPORT DES DONNÉES THERMOMÉTRIQUES

Une étude d'inclusions fluides a été réalisée, en mesurant sur une platine LinKam, les températures d'eutectique, de fusion de glace et d'homogénéisation sur des

Pôle des plans de fentes de quartz du type 3 au plan Bouchet



Canevas Wulf  
Demi-sphère inférieure

Nombre de mesures : 111

○ mesures sur des fentes rectilignes du type 3  
+ mesures sur des fentes en échelon du type 3

FIG. 4. – Stéréogramme présentant les directions d'extension corrélable au type 3 de fentes (commentaire dans le texte).

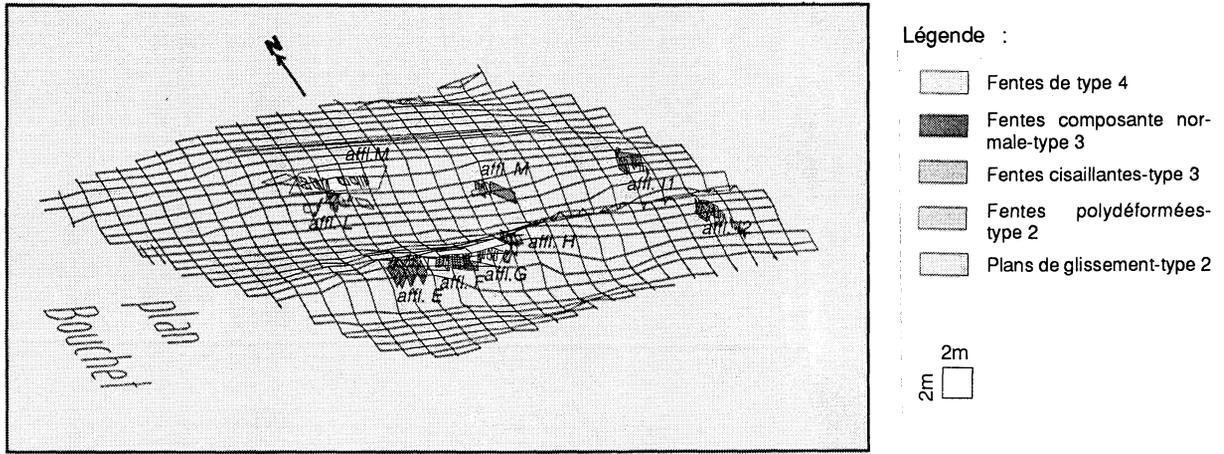


FIG. 5. – Projection en 3D de l'aire d'étude par le logiciel Autocad.

inclusions fluides développées dans les veines de quartz des différents types décrits précédemment. Deux informations sont recueillies.

Les inclusions fluides primaires représentent un fluide présent au cours de la cristallisation et donnent des indications sur les conditions de formation des veines.

Les inclusions fluides secondaires représentent un fluide présent lors d'un événement tectonique (dans notre cas) postérieur à la formation des veines et peuvent nous informer sur les conditions de température et de pression de cet événement.

Il en ressort que toutes les inclusions appartiennent au système NaCl - H<sub>2</sub>O, et que leurs températures d'homogénéisation sont très peu dispersées autour d'une température moyenne de 130°C. D'autre part, leur salinité est très faible (moins de 7% NaCl pds eq.). Le tracé des isochores montre des isochores très regroupés et très pentés (fig. 7). Par conséquent, les fluides sont de même composition et leurs conditions de piégeage n'ont pas été modifiées au cours de l'histoire de ces veines ou ont suivi la relation P-T décrite par l'isochore.

La géothermométrie sur la chlorite, décrite par Cathelineau et Nieva [1985] nous a permis de

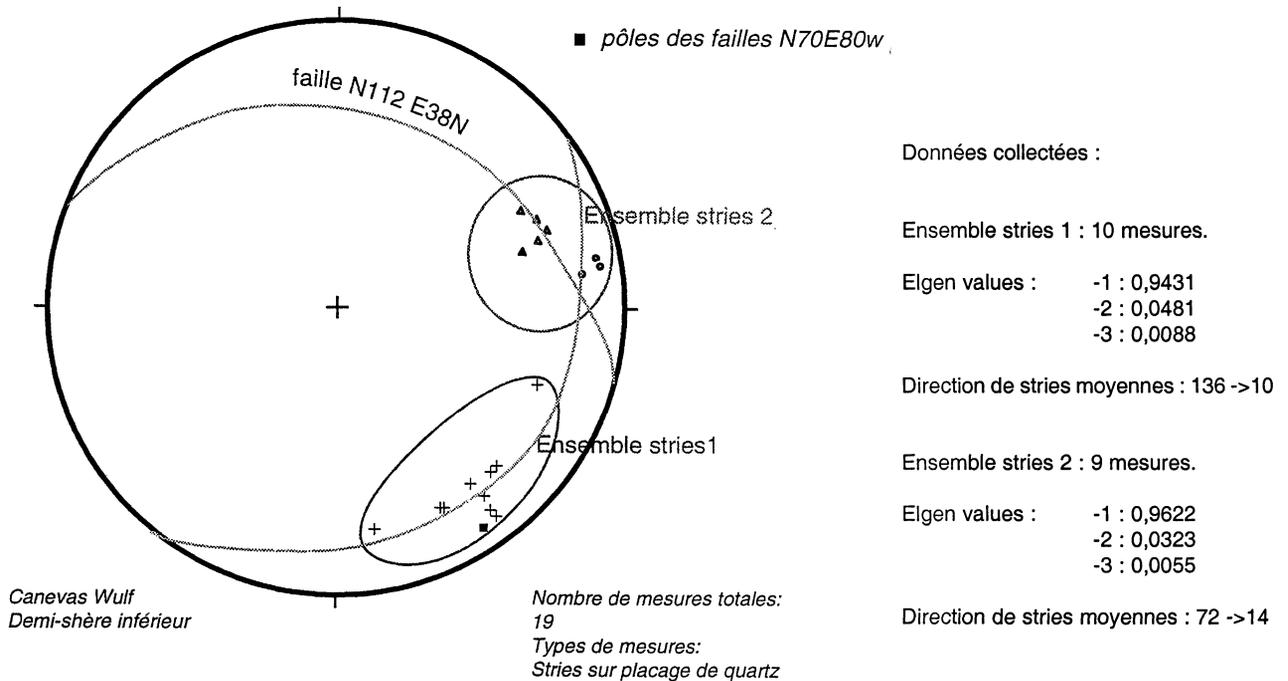


FIG. 6. – Sréréogramme présentant les stries mesurées sur un plan secondaire de faille N055E26E.

déterminer une température de formation des fentes de type 2 (constituées de quartz et de ripidolite). La tempé-

rature obtenue est comprise entre 270°C et 320°C confirmant que ces veines se sont formées dans la fenêtre inférieure à 350°C.

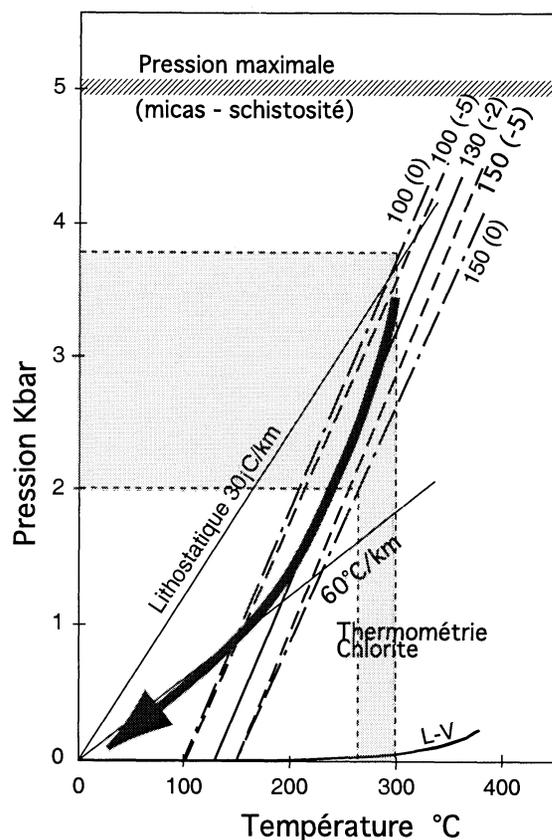


FIG. 7. – Isochores obtenus grâce au logiciel Mac-Flincor [Brown *et al.* 1994].

#### 4. – CONCLUSION

En conclusion, notre étude propose une chronologie sûre des veines de quartz dans l'unité des " Grès de La Praz " et dans l'unité du Bréquin, toutes deux situées dans les unités allochtones de la Zone Houillère Briançonnaise. D'autre part, cette chronologie a mis en évidence un type 1 et certaines veines de type 2 ayant des directions d'extension compatibles avec le développement de la schistosité S2. Elle a également souligné la présence de veines de type 3 formées lors d'une extension Est-Ouest régionale, et d'un type 4, d'origine locale et probablement créé par le jeu de la faille de la vallée de l'Arc.

De plus, les données thermométriques ont permis de définir une relation entre la pression et la température lors du piégeage des fluides. D'autre part, cette étude a permis de proposer deux évolutions possibles des terrains. La première est de considérer aucun changement P-T au cours de la formation des veines et de leur évolution (l'ensemble des veines se forme à 300°C sous des pressions comprises entre 1,6 et 4,3 Kbars.

L'autre évolution possible est de considérer une surrection des terrains suivant les isochores, c'est-à-dire une dépression rapide pour une température variant peu. Cette surrection est confirmée par la signature locale du type 4 indiquant que ces objets structuraux se sont formés sous une plus faible profondeur.

#### Références

- AILLÈRES L. (1996). – Structure et cinématique de la zone houillère briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises) : apport de l'inversion des données de déformation finie aux modèles cinématiques classiques. Doctorat d'université thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, inédit.
- AILLÈRES L., BERTRAND J. M., MACAUDIÈRE J. & CHAMPENOIS M. (1995). – Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **321**, 247-254.
- BERTRAND J., PIDGEON R., LETERRIER J., GUILLOT F., GASQUET D. & GATTIGLIO M. (en préparation). SHRIMP and conventional U-Pb geochronology of some pre-alpine basement from the briançonnais and piemontese domains of the western Alps (France and Italy).
- BERTRAND J. M., AILLÈRES L., GASQUET D. & MACAUDIÈRE J. (1996). – The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. *Eclog. Geol. Helvetiae*, **89**, 297-320.
- CATHELINEAU M. & NIEVA D. (1985). – A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **91**, 235-244.
- MACAUDIÈRE J., BERTRAND J. & GUILLOT F. (en préparation). Deformation of the Carboniferous formations east of the Briançonnais thrust, Arc valley, Savoy.

Tuteur : **J.-M. BERTRAND, A.-M. BOULIER**, LGCA, LGIT UJF Grenoble  
Laboratoires d'accueil : **LGCA, LGIT Chambéry, Grenoble.**

## L'état mécanique, le signal gravimétrique et la structure de la zone de subduction océanique des Ryukyus : apports de la modélisation numérique

Philippe MOTTE

### 1. – INTRODUCTION

Ce travail combine l'utilisation de données géologiques et géophysiques, avec un outil informatique de modélisation numérique mécanique.

La modélisation numérique a été menée dans le but tout d'abord de quantifier l'état mécanique de la plaque chevauchante, en régime extensif, de la subduction océanique des Ryukyus. Les pressions hydrostatiques, non hydrostatiques interplaques, les contraintes extensives au sein de la plaque chevauchante seront ainsi estimées. D'autre part, la géométrie et la structure de cette lithosphère seront alors mieux contraintes.

Nous pourrions observer que la coupe lithosphérique à l'échelle 1 : 1 déduite de la démarche sera relativement

novatrice, (en particulier au niveau du prisme d'accrétion), par rapport à celles existantes jusqu'alors (trop conceptuelles).

### 2. – CAS D'UNE SUBDUCTION OCÉANIQUE ACCOMPAGNÉE D'UN RÉGIME D'EXTENSION AU SEIN DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE : EXEMPLE NATUREL DES RYUKYUS

*Données cinématiques, géologiques et structurales :* l'arc des Ryukyus s'étend sur 1 200 km entre Kyushu et Taïwan, au nord ouest de la plaque Philippines. La croûte océanique philippine d'âge Éocène (45-50 Ma) subduit sous la marge sud eurasiatique à une vitesse de 7 cm/an environ, selon un azimuth proche de N 310 E.

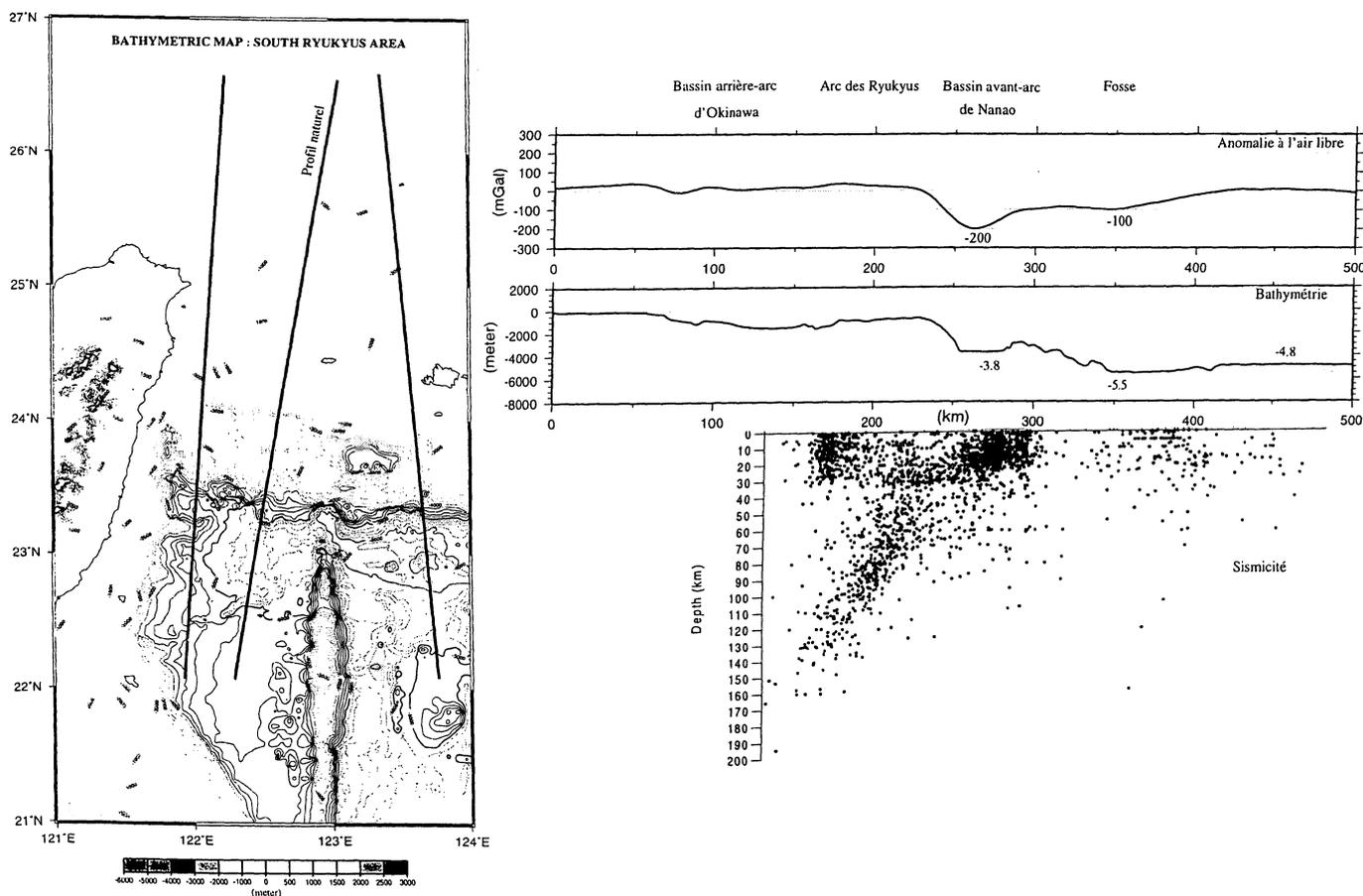


FIG. 1. – L'arc des Ryukyus occidental : bathymétrie, gravimétrie, sismicité.

Cette marge sud asiatique est le siège de l'ouverture arrière-arc d'Okinawa (dernière phase de rifting depuis 0,1 Ma), laquelle est plus avancée au sud des Ryukyus (où l'arc volcanique est inactif) qu'au sud (arc actif). Miki *et al.* [1995] ont mis en évidence une rotation horaire de 25° du sud des Ryukyus (entre - 10 Ma et - 6 Ma).

L'examen de la carte des anomalies à l'air libre montre que la zone avant-arc est caractérisée par un fort minimum gravimétrique ; par ailleurs, Kimura *et al.*, [1986], ont montré un synchronisme entre l'extension liée à l'ouverture du Bassin d'Okinawa, et la subsidence du bassin avant-arc de Nanao : ces deux faits caractérisent le régime d'extension de cette zone.

Nous avons choisi un profil lithosphérique représentatif de ces structures, à partir duquel plusieurs types de données récentes ont été rassemblées (voir la figure 1) : bathymétrie, gravimétrie et sismologie, toutes mises à la même échelle et positionnées par rapport à la fosse. Ce profil nous servira de "support naturel" de la modélisation numérique mécanique. Ces données nous montrent que le bassin avant-arc est bien individualisé, le bassin arrière-arc étant plus ample. On notera que le

minimum gravimétrique de la zone avant-arc (- 200 mGals) est plus fort qu'au niveau de la fosse (- 100 mGals).

### 3. – LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE MÉCANIQUE

*Démarche suivie* : la plaque chevauchante est soumise aux effets cumulés de forces hydrostatiques, et de forces non hydrostatiques (force de traction de la plaque subduite, qui se répercute au niveau de l'interface entre les lithosphères chevauchante et subduite). Nous allons donc, au cours de notre démarche, décomposer et évaluer indépendamment la contribution de chacune de ces forces, afin d'aboutir à un modèle final cohérent les prenant en compte dans leur globalité.

*Outil utilisé* : le code de calculs utilisé dans ce travail est plus spécialement adapté à la modélisation des phénomènes géodynamiques. Il consiste en la discrétisation de la structure modélisée en éléments finis (triangulaires ici), et calcule pour chaque élément les

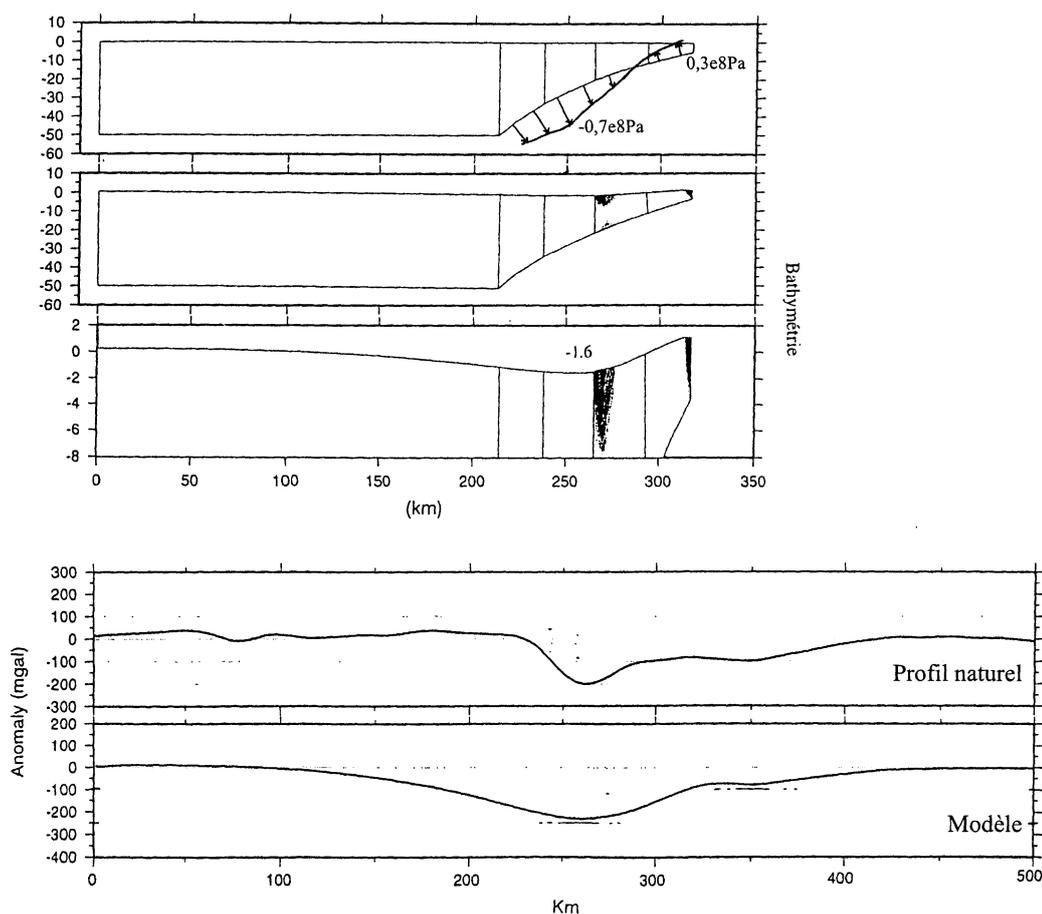


FIG. 2. – Modèle mécanique final : pressions imposées, signaux bathymétriques et gravimétriques correspondants ; comparaison avec l'anomalie à l'air libre naturelle.

déplacements puis contraintes et déformations, d'après le principe de minimisation de l'énergie potentielle. Le comportement mécanique répond ici au modèle élasto-plastique, conformément aux modélisations expérimentales de Chemenda [1994].

*Mécanisme général de déformation* : les valeurs des pressions non hydrostatiques sont estimées à partir de celles mises en évidence approximativement lors de modélisations expérimentales correspondant au régime extensif [Chemenda, 1994]. Les calculs montrent que la déformation ne se produit pas à l'aplomb de la pression non hydrostatique la plus élevée, mais qu'elle est décalée en direction de la fosse, où l'épaisseur de la plaque est moindre. La localisation de la déformation observée (bassin) est assez proche de celle du bassin avant-arc de Nanao (décalé vers la fosse). Cependant, ce modèle ne tient pas compte du rôle de la croûte océanique subduite (pression hydrostatique), et les valeurs de profondeur sont référencées par rapport à une origine (niveau zéro) mantellique, qu'il va falloir repérer dans la nature afin de réaliser une étude quantitative. De plus, nous devons utiliser une interface (plan de Wadati-Benioff) plus réaliste (courbe).

Le respect de ces considérations nous mène à un nouveau modèle (voir la figure 2), lequel est principalement contraint par rapport à la réalité à partir de son signal gravimétrique, moins influencé que la bathymétrie par l'absence de croûte continentale et de sédiments à ce stade de notre démarche. Il est à noter ici que l'anomalie à l'air libre est en effet fonction de la répartition des masses, et de la distance entre ces masses et le lieu de mesure. Le signal gravimétrique modélisé présente la

même allure générale que la nature, exception faite au niveau des longueurs d'ondes. Une quantification des contraintes extensives (maxi  $3 \cdot 10^7$  Pa environ) au sein de la plaque chevauchante a également été effectuée à partir de ce modèle.

#### 4. – MODÉLISATION GRAVIMÉTRIQUE À PARTIR DES RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE MÉCANIQUE

*Principe* : Nous allons calculer les épaisseurs de croûte continentale et de sédiments, afin de les introduire dans notre modèle, dont le signal gravimétrique sera alors plus réaliste. Nous nous baserons pour ce faire sur le principe de l'isostasie, et à partir de la bathymétrie issue de la modélisation numérique mécanique pour la zone située entre le bassin avant-arc et la fosse.

*Modèles de coupe lithosphérique avec une croûte continentale de densité 2,8, et des sédiments de densité 2,4* : cette coupe est contrainte par l'ensemble de notre démarche :

- le profil bathymétrique est celui de la nature ;
- le plan de Wadati-Benioff est celui révélé par la sismicité naturelle ;
- les épaisseurs de croûte continentale (densité 2,8) et de sédiments (densité 2,4) sont calculées, en respectant le principe de l'isostasie, à partir des résultats de la modélisation numérique mécanique prenant en considération les pressions hydrostatiques et non hydrostatiques.

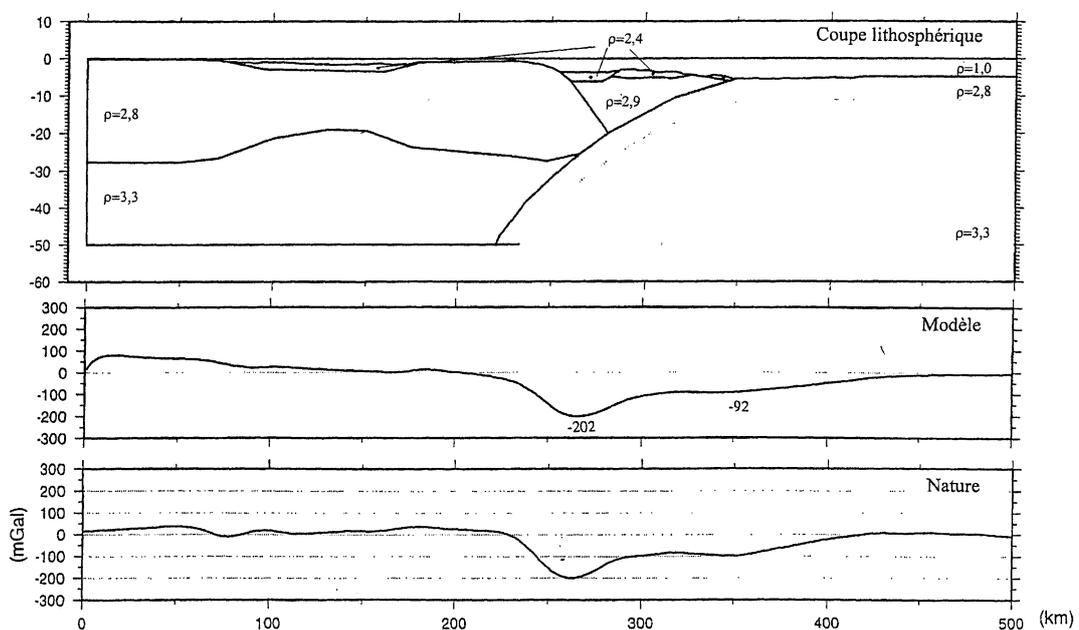


FIG. 3. – Modèle de coupe lithosphérique : calculs avec la croûte continentale de densité 2,9 localement ; comparaison du signal gravimétrique avec la nature.

On observe une remontée du Moho sous le bassin arrière-arc d'Okinawa [conformément aux travaux de sismique réfraction effectués par Lee, 1980 et Hirata, 1991]. Par ailleurs, la structure obtenue entre le bassin avant-arc et la fosse est plus novatrice, si bien qu'il est difficile de parler ici d'un véritable prisme d'accrétion, sauf au voisinage immédiat de la fosse (épaisseur de sédiments d'environ 1 km, sur une largeur proche de 15 km). Le signal gravimétrique obtenu est très proche de la réalité. Cette structure étant assez singulière par rapport aux idées préalables, un deuxième modèle a été réalisé, dans lequel la densité de la croûte continentale est localement de 2,9 au lieu de 2,8. (voir la figure 3). Le

résultat de ce modèle est très proche du précédent, l'épaisseur des sédiments étant légèrement augmentée (épaisseur maximale de sédiments de 2,5 km au lieu de 2 km), mais restant trop faible pour que l'on puisse parler d'un vaste prisme d'accrétion. Le signal gravimétrique est ici encore plus cohérent.

Nous disposons pour mieux contraindre la qualité de notre modèle d'un profil de sismique réflexion [Stephan *et al.*, 1987], dont la localisation est proche du profil naturel support de notre étude. Les épaisseurs de sédiments de notre modèle sont mise en parallèle (à la même échelle) avec le profil sismique naturel (voir la figure 4) Les bathymétries sont différentes, mais une

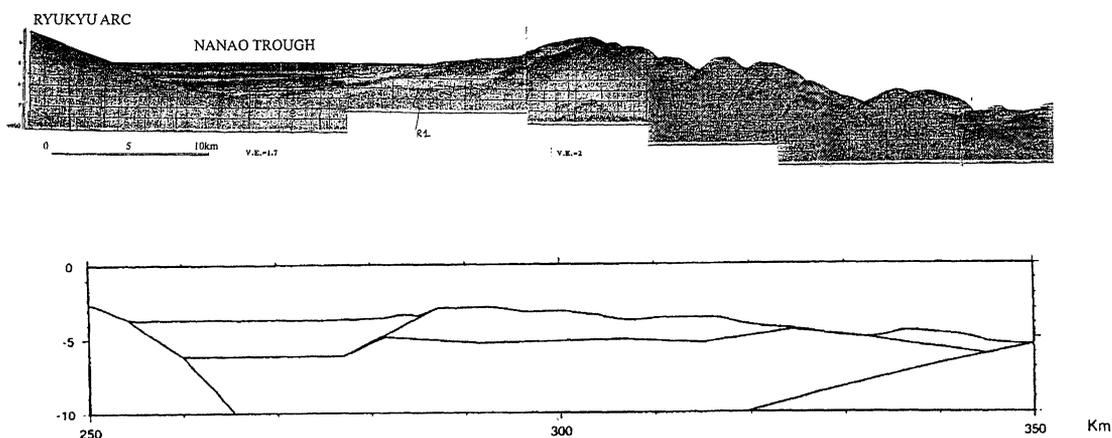


FIG. 4. – Mise en parallèle des épaisseurs de sédiments calculées lors de cette étude, avec un profil de sismique réflexion localisé dans la même zone (l'échelle est identique, mais les profils bathymétriques sont différents).

telle comparaison nous permet d'essayer de juger de la cohérence de nos résultats. Si la présence des sédiments semble bien révélée par l'examen de ce profil sismique, leur épaisseur ne peut être contrainte de manière satisfaisante.

Nous allons enfin confronter notre modèle avec ceux tirés de la littérature scientifique sur cette région. Nous pouvons constater dans la coupe synthétique de Sibuet *et al.* [1987] l'absence d'échelle verticale ; celle de Kao et Chen [1991] en possède une mais celle-ci (ainsi que l'échelle horizontale) est peu réaliste par rapport aux

données à plat présentées dans notre travail. Cependant, nous avons réalisée un modèle comportant un vaste prisme d'accrétion (voir la figure 6). Nous pouvons constater que son signal gravimétrique n'est pas conforme à la nature, révélant qu'un vaste prisme d'accrétion n'est ici pas réaliste.

Des coupes lithosphériques à l'échelle 1/1 des structures issues de notre étude (exemple figure 5), montrent que les sédiments semblent râclés à la surface de la plaque chevauchante, le prisme d'accrétion étant limité à 1 km d'épaisseur sur 15 km de largeur environ.

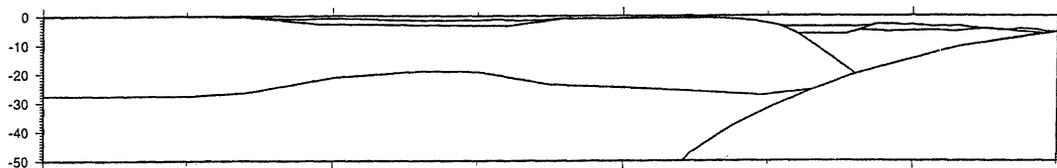


FIG. 5. – Modèle de coupe lithosphérique à l'échelle 1/1 (correspondant à la figure 3).

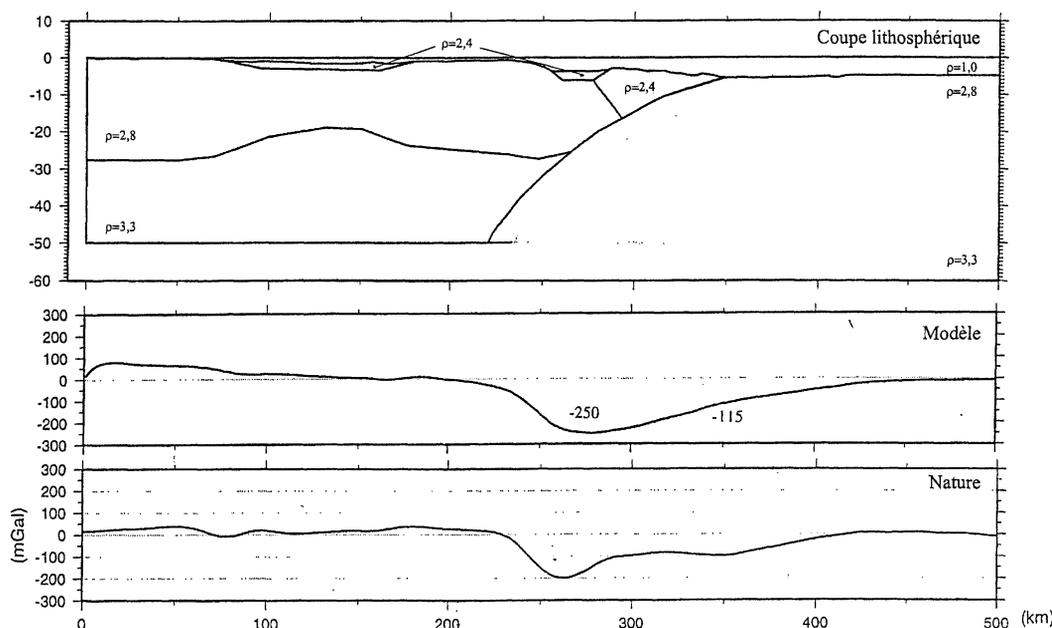


FIG. 6. – Modèle de coupe lithosphérique avec un vaste prisme d'accrétion : invalidité.

## 5. – CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La démarche adoptée lors de ce travail nous a permis d'obtenir les résultats suivants, relatifs au régime d'extension de la plaque chevauchante en contexte de subduction océanique :

- quantification des pressions hydrostatiques et non hydrostatiques interplaques, variant de  $+0,3 \cdot 10^8$  Pa au niveau de la fosse à  $-0,5 \cdot 10^8$  Pa à la base de la plaque chevauchante, en passant par un minimum de  $-0,7 \cdot 10^8$  Pa ;
- les pressions non hydrostatiques interplaques peuvent générer et contrôler la formation et la subsidence du bassin avant-arc ;
- quantification des contraintes extensives maximales au sein de la plaque chevauchante (contexte du rifting débutant d'Okinawa) : environ  $3 \cdot 10^7$  Pa ;
- coupe lithosphérique perpendiculaire à la fosse : géométrie, épaisseur et densité de la croûte continentale et des sédiments : mise en évidence de l'absence d'un véritable prisme d'accrétion ;

Une telle utilisation :

- de données bathymétriques, gravimétriques et de sismicité (mises à la même échelle),
- d'un outil informatique de modélisation numérique mécanique,
- de quelques principes simples mais fondamentaux de la Physique (isostasie...),
- de résultats de modélisations expérimentales,

peut être reproductible en d'autres zones de subduction océanique (mais aussi de subduction continentale), dans l'optique d'obtenir d'éventuels résultats fructueux.

Enfin, l'adoption de coupes lithosphériques à l'échelle 1/1, contraintes à partir de quelques données simples (profil topographique, sismicité révélant le plan de subduction), devrait être plus généralisée afin d'éviter d'aboutir à des modèles trop conceptuels.

## Références

- CHEMENDA A. I. (1994) – Subduction, Insights from Physical Modeling ; Kluwer Academic Publishers.
- KAO H. CHEN W. P. (1991) – Earthquakes along the Ryukyus-Kyushu arc : Strain Segmentation, Lateral Compression, and the Thermomechanical State of Plate Interface. *J. Geophys. Res.*, **96**, B13, 21443-21485.
- LETOUZEY J. & KIMURA M. (1986) – The Okinawa Trough : genesis of a back arc basin developing along a continental margin ; *Tectonophysics*, **125**, 209-230.
- MIKI M. (1995) – Two-phase opening for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc. *J. Geophys. Res.*, **100**, B5, 8169-8184.
- SIBUET J. C., LETOUZEY J., BARBIER F., CHARVET J., FOUCHET J. P., W. C. HILDE T., KIMURA M., LING-YUN C., MARSSET B., MULLER C. & STEPHAN J. F. (1987) – Back arc extension in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, **92**, B13, 14041-14063.
- SIBUET J.C., HSU S.K. & SHYU C.S. (1995) – Structural and Kinematic Evolutions of the Okinawa Trough Backarc Basin ; in Backarc Basins : Tectonics among magmatism, Plenum Press, New York.
- WANG T.-K., MCINSTISH K., NAKAMURA Y. AND LIU C.-S. (1996) - OBS refraction survey and imaging offshore eastern Taiwan ; EOS Trans., Am. Geophys. Un., **77** (46) : F720.

## Présence d'un plateau océanique permo-triasique dans le terrane de Cache Creek (Columbia britannique, Canada)

Thomas PORTE

Les Cordillères canadiennes sont formées par l'assemblage tectonique de terranes de nature, d'âge et d'origine divers. La suture océanique de Cache Creek s'étend du Yukon au Nord jusqu'à la Californie au sud. Elle est bordée respectivement à l'Ouest et à l'Est par les terranes Stikinia et Quesnellia qui représentent des témoins d'arcs volcaniques permo-triasiques qui se sont accrétés à la marge du craton nord-américain à la fin du Jurassique.

Dans la partie centrale de la Colombie Britannique, près de Fort St-James, la suture océanique de Cache Creek comprend d'une part des basaltes, des icelandites et des tufs interstratifiés avec des calcaires pélagiques permien et d'autre part des laves basiques, des dolérites et des brèches volcaniques intercalées dans des cherts à radiolaires et des greywackes finement litées du Trias supérieur. Cette suture est séparée du terrane Quesnellia par le couloir de failles décrochantes dextres de Pinchi. Tous les composants ignés de Cache Creek sont plus ou moins intensément affectés par un métamorphisme de bas degré, caractérisé par l'association albite  $\pm$  smectites  $\pm$  chlorites  $\pm$  actinote  $\pm$  pumpellyite  $\pm$  épidote  $\pm$  calcite. Les clinopyroxènes sont systématiquement préservés.

Les basaltes et icelandites du Permien moyen montrent des textures intersertale ou fluidale et renferment de plagioclases et des oxydes ferro-titanés accompagnés ou non de clinopyroxène. Les plagioclases sont les premiers minéraux à apparaître alors que les oxydes sont tardifs et inclus seulement dans la mésostase. Ces laves s'apparentent aux tholéiites d'îles intra-océaniques (OIB) car : (i) leurs spectres de terres rares sont plats (fig. 1A)  $[(La/Yb)_n]$  compris entre 1,3 et 1,5; (ii) elles sont enrichies en Th, Nb, et Ta par rapport au manteau primitif (fig. 2A) et (iii) leurs  $\epsilon_{Nd}(T=280 \text{ Ma})$ , compris entre + 7,8 et + 9,6, sont comparables à ceux des OIB et indiquent qu'elles dérivent d'une source enrichie (fig. 3).

Les laves basiques du Trias supérieur sont en coulées massives ou à débit en coussins intercalées dans des greywackes et/ou des radiolarites. Localement, elles forment des brèches à ciment siliceux associées aux radiolarites. Trois types ont été reconnus. Cette distinction est basée sur les teneurs en MgO et l'allure des spectres de terres rares. Le Type 1 comprend exclusivement des basaltes tholéiitiques à texture intersertale ou aphyrique, caractérisés par des teneurs en MgO comprises entre 6,5 et 9,1, des spectres de terres rares plats  $[1,1 < (La/Yb)_n < 1.4; 0.8 < (La/Sm)_n < 1.05]$ ; (fig. 1B), et des spectres multi-éléments normalisés au

manteau primitif, enrichis en Nb, Ta et Th (fig. 2B). Le Type 2 est représenté par les fragments de basalte et d'icelandite tholéiitiques constituant des brèches. Il diffère du Type 1 par de plus fortes concentrations en  $TiO_2$  et Ni (fig. 2C) et des spectres de terres rares appauvris en La et Ce par rapport Sm ou Nd  $[(La/Sm)_n = 0.6]$ ; (fig. 1C). Enfin, le Type 3 est formé par des basaltes et des hawaiiites alcalins, à texture intersertale et clinopyroxène titanifère. Ces laves sont enrichies en terres rares légères par rapport aux lourdes  $[(La/Yb)_n = 7,6 \text{ à } 10,3; (La/Sm)_n = 2]$ ; (fig. 1D). De plus, comparées au manteau primitif, elles sont enrichies en U, Th, Nb, Ta, Zr et Hf et appauvries en terres rares lourdes (fig. 2D). Cette distinction en trois types est aussi valable pour les compositions isotopiques en Nd. En effet, le Type 1 est caractérisé par les valeurs de  $\epsilon'_{Nd}(T=210 \text{ Ma})$  les plus élevées, comprises entre +7,3 et +9,1 alors que celles du Type 3 sont les plus basses (comprises entre + 1,99 et + 5,1). Le Type 2 présente des  $\epsilon_{Nd}(T = 210 \text{ Ma})$  intermédiaires entre celles des Types 1 et 3 (fig. 3). De plus, on observe une corrélation positive entre les  $\epsilon_{Nd}$  et le rapport  $(Sm/Yb)_n$  (fig. 3B).

Plus au sud, non loin de la localité type de Cache Creek, la suture océanique de Cache Creek est représentée par un mélange formé de blocs de lave basique, de serpentine, de radiolarites et de calcaires permien de plate-forme, pris dans une matrice silico-argileuse déformée. Parmi les blocs de lave, certains sont géochimiquement similaires à ceux du Type 1 triasique (CC1 et CC4) alors que d'autres s'apparentent à des tholéiites d'arc (CC2; fig. 1E).

Dans le couloir décrochant de Pinchi affleurent de nombreuses écaïlles tectoniques formées par (i) des calcaires de plate-forme permien, (ii) des gabbros cumulats à inclusions de basaltes et recoupés par des dolérites, (iii) des essaims de filons doléritiques et basaltiques recoupant des gabbros fins doléritiques, (iv) des pyroxénites et des péridotites foliées et (v) des roches sédimentaires et volcaniques métamorphosées dans le faciès schiste bleu daté du Trias supérieur.

L'ensemble gabbro (PG96-14), basalte (PG96-12) et dolérite (PG96-15), et les essaims de filons doléritiques (PG96-17) non datés, présentent des affinités N-MORB. En effet, basalte (PG96-12), dolérite (PG96-15) et gabbro (PG96-14) sont appauvris en terres rares légères  $[0.4 < (La/Yb)_n < 0.88]$ ; (fig. 1D) et en Zr, Hf et Th, par rapport au manteau primitif (fig. 2D et E). Par contre, les anomalies positives en Nb et Ta du basalte et de la dolérite (PG96-15) suggèrent une source plus enrichie que

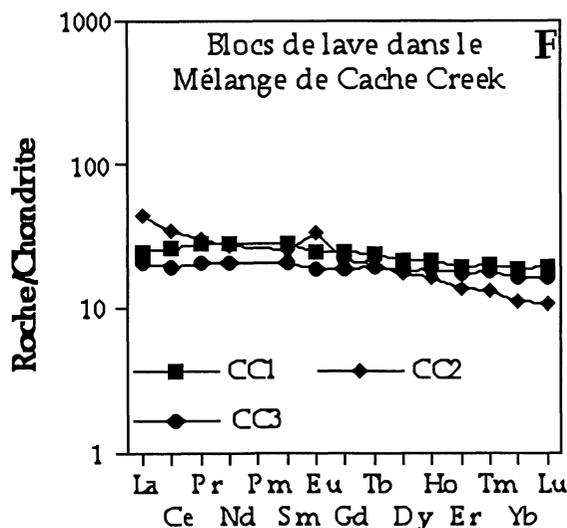
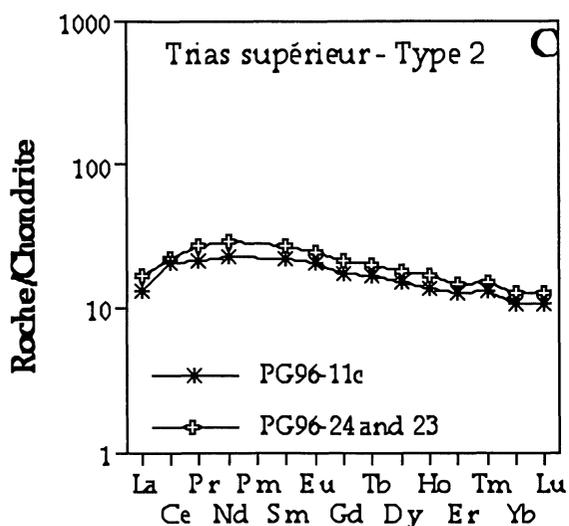
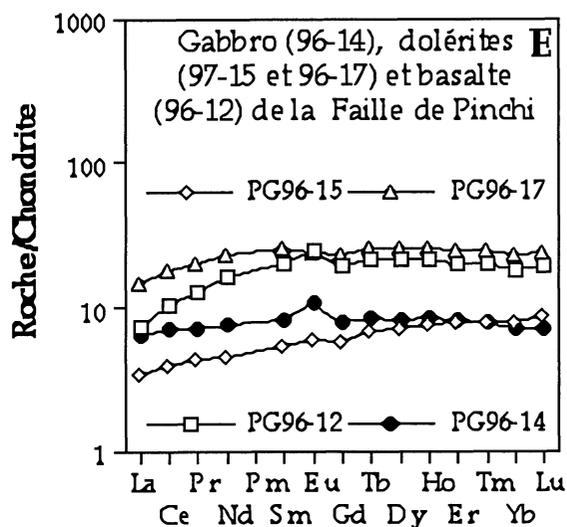
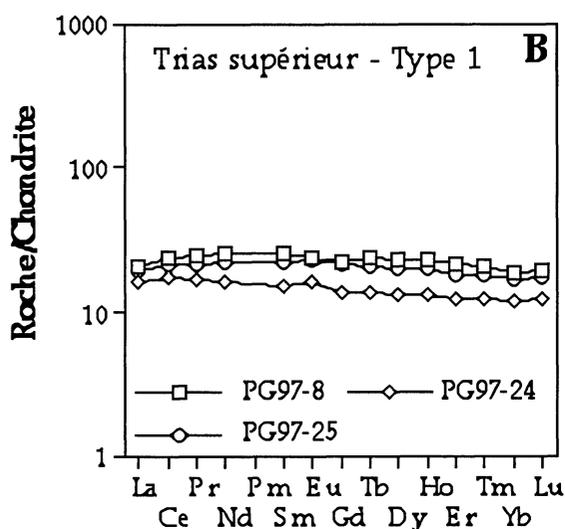
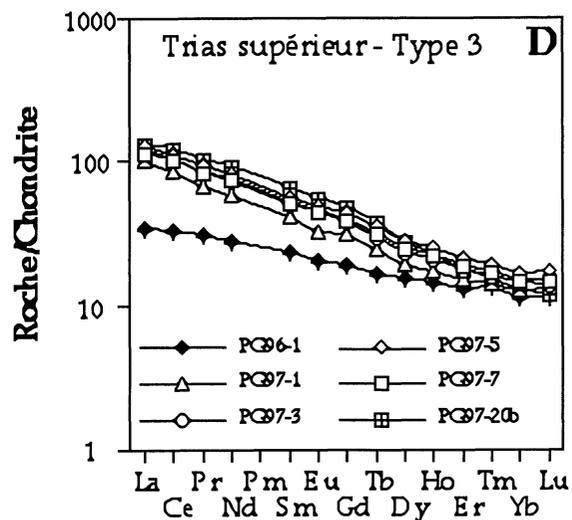
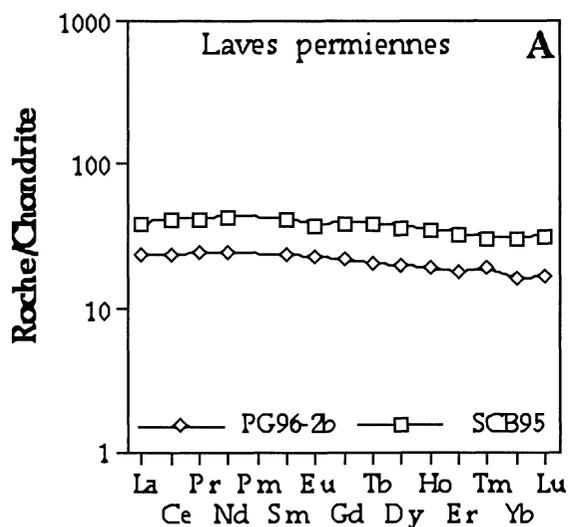


FIG. 1. – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989] des roches magmatiques de la suture océanique de Cache Creek.

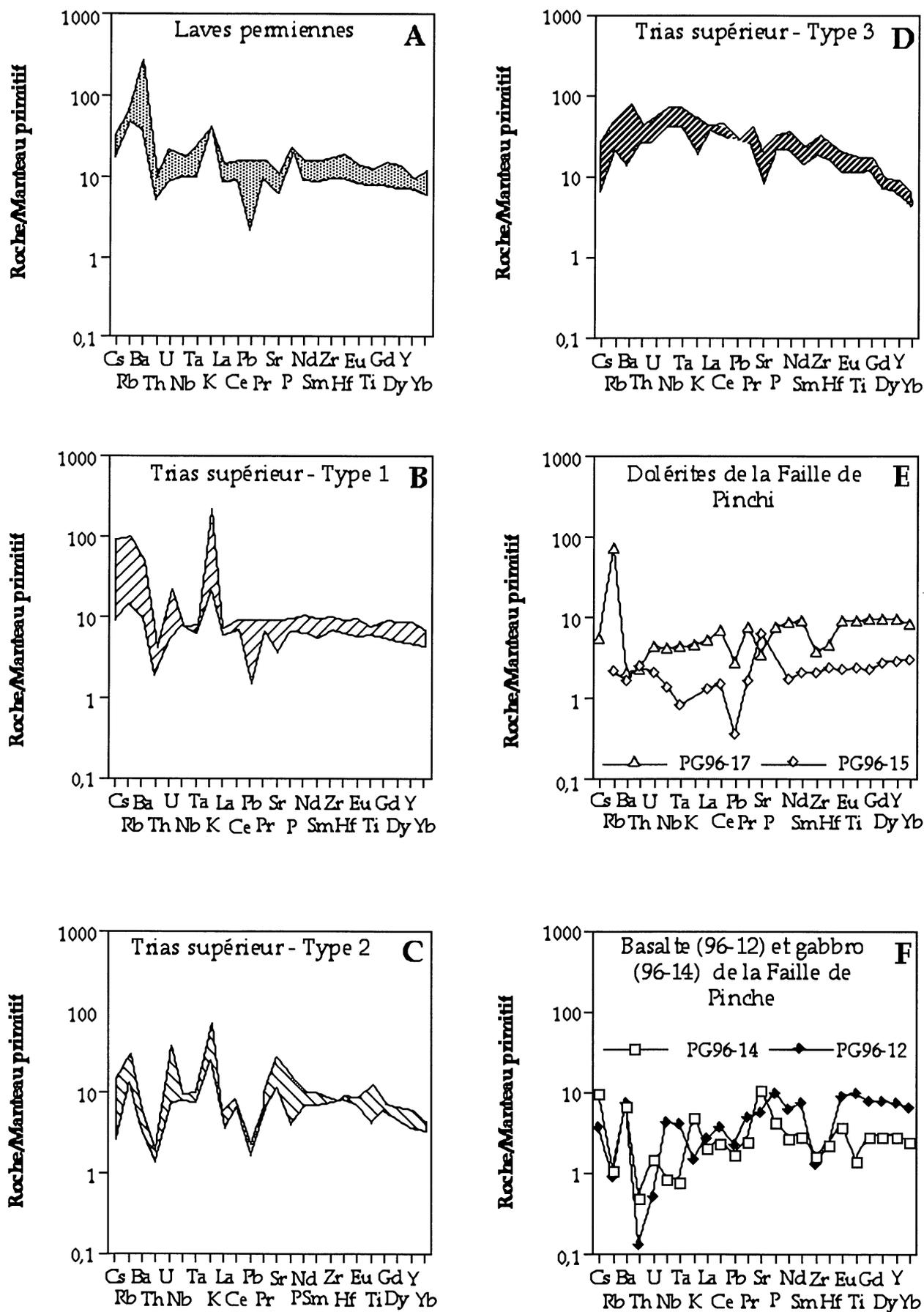


FIG. 2. - Spectres multi éléments normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] des roches magmatiques de la suture océanique de Cache Creek.

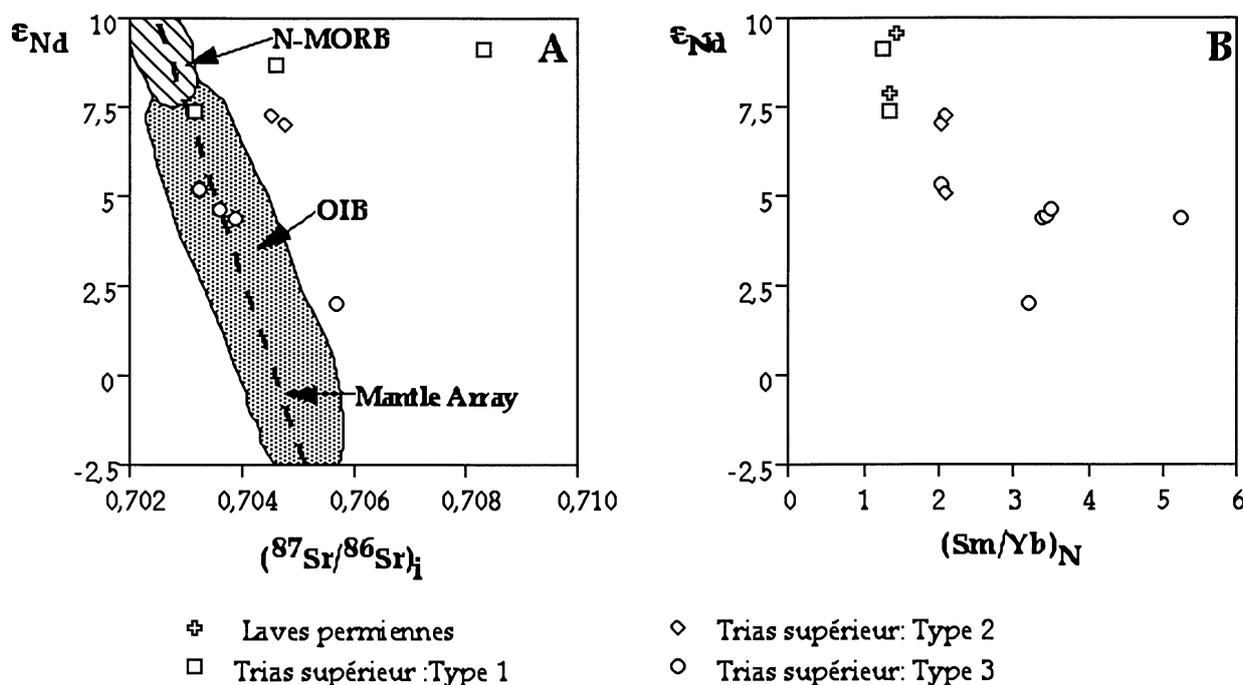


FIG. 3 – Diagrammes de corrélation  $\epsilon_{Nd}$  en fonction de  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  et de  $(Sm/Yb)_N$  des laves de la suture océanique de Cache Creek.

celle de N-MORB. La dolérite (PG96-17) diffère des autres roches par une légère anomalie négative en Nb et Ta (fig. 2D).

Le faciès prédominant des roches ultramafiques est une pyroxénite foliée parcourue par des passées de lherzolite, parallèles à la foliation des pyroxénites et des poches de dunite. Olivine, clinopyroxène et orthopyroxène sont déformés alors que les picotites demeurent systématiquement automorphes, quel que soit le faciès.

Ainsi, les formations volcano-sédimentaires de Cache Creek témoignent de la présence de deux épisodes magmatiques bien distincts. Au Permien moyen, un volcanisme intraplaque est à l'origine de l'édification d'îles océaniques formées de basalte et d'icelandite tholéiitique. Au Trias supérieur, l'éruption de nombreuses coulées de lave basique, massives et peu épaisses ou en coussins, associées à une sédimentation volcanoclastique et siliceuse évoque un environnement de plateau océanique. De plus, la prédominance des faciès volcaniques basiques, l'absence de séquences pyroclastiques et d'anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, classiques de magma de convergence de plaques, plaident en faveur d'une origine de point chaud pour tout le volcanisme triasique. L'hétérogénéité des compositions isotopiques des laves triasiques conforte l'hypothèse d'un panache à l'origine du volcanisme du Trias supérieur.

Les caractères géochimiques des écaïlles magmatiques coincées (à l'exception de la dolérite PG96-17) dans le système décrochant de la faille de Pinchi suggè-

rent que ces roches représentent les témoins d'une croûte océanique formée non loin d'un point chaud. Ainsi, si on admet que ces écaïlles sont de même âge que le volcanisme du Trias supérieur, la suture océanique de Cache Creek inclut des fragments d'un plateau océanique formé par un point chaud situé au niveau ou à proximité d'une dorsale océanique.

En l'absence de données géochimiques, l'origine des pyroxénites et périclites foliées demeure inconnue. On peut penser qu'elles représentent des fragments d'un manteau appauvri appartenant soit à la lithosphère océanique triasique soit à l'arc volcanique permo-triasique de Quesnellia, incorporé avec les autres composants de la suture de Cache Creek à la faveur du jeu dextre du couloir de failles de Pinchi.

Les schistes bleus du Trias supérieur ont probablement été formés durant la subduction de la lithosphère océanique de Cache Creek, à l'origine de l'édification de l'arc volcanique Quesnellia.

La suture océanique de Cache Creek représente vraisemblablement un prisme d'accrétion formé lors de la subduction de l'océan triasique sous la marge nord-américaine et qui est à l'origine du développement de l'arc de Quesnellia. La plate-forme carbonatée permienne entre aussi en subduction et nourrit le prisme d'accrétion largement développé formé alors de blocs d'origines variées (laves d'arc de Quesnellia, laves permiennes, basaltes de type N-MORB) au sein d'une matrice sédimentaire exclusivement marine. A 30 km de profondeur, un métamorphisme schiste bleu affecte la base du prisme. Lorsque la croûte océanique épaissit

par le magmatisme basique du plateau océanique du Trias supérieur entre en subduction, au début du Jurassique, la subduction s'arrête, provoquant l'écaillage du plateau océanique et de l'arc de Quesnellia et la déformation du prisme d'accrétion. La

faille décrochante de Pinchi réutilise la suture de subduction dès la fin du Jurassique entraînant le développement d'écailles tectoniques et l'exhumation des parties profondes du prisme comme les schistes bleus et les ultrabasites mantelliques.

*Tuteurs : MARC TARDY, HENRIETTE LAPIERRE, LGCA, Univ. de Savoie, UJF Grenoble*

*Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes alpines, CNRS/UJF Grenoble.*

## Caractérisation géométrique des glissements sédimentaires dans le remplissage holocène du Lac d'Annecy. Implications pour l'origine des instabilités récentes.

Katalin TOLNAY

### 1.- INTRODUCTION

Dans le lac d'Annecy plusieurs campagnes d'imagerie géophysique ont été effectuées pour rechercher d'éventuelles perturbations liées au cadre tectonique régional.

Parmi ces données, nous avons utilisé une couverture au sonar à balayage latéral et une série de profils de sismique réflexion à très haute résolution (2,5 kHz).

L'ensemble a permis d'étudier la morphologie détaillée du fond actuel et la géométrie des sédiments les plus récents.

Des déformations superficielles sont présentes avec différentes formes ; elles sont liées ou non à des phénomènes gravitaires. La présence du gaz joue également un rôle dans ces perturbations.

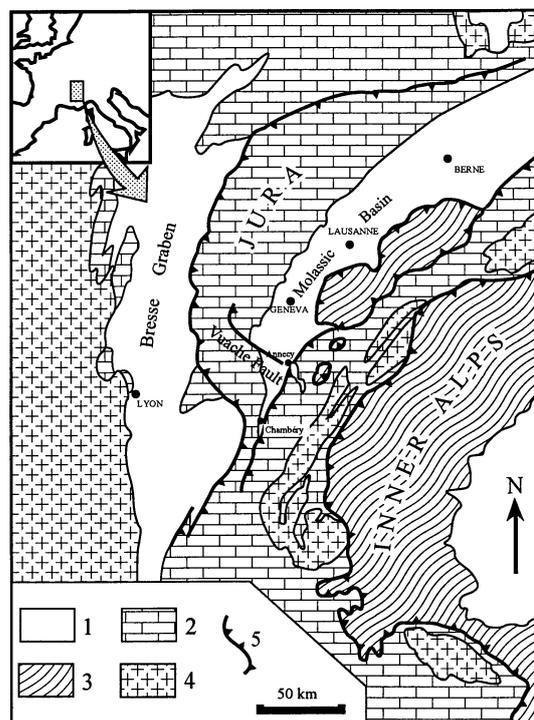
A base de ces données j'ai cartographié les différents types de déformation du lac. Sur les pentes différemment inclinées, on trouve différents types de déformation ; glissements de plusieurs façons, dépressions, surfaces « hummocky ». Ces phénomènes peuvent être liés simplement à la pente, dans le cas où ce n'est pas suffisamment incliné, l'instabilité sismo-tectonique de la région peut jouer un rôle.

Les accidents topographiques allongés, observables à différentes échelles, montrent une forte homogénéité d'orientation ; ceci reflète également les directions majeures des structures entourant le lac ; un lien probable avec la faille du Vuache est envisagé.

### 2. – SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le Lac d'Annecy est une relique d'un lac post-glaciaire plus large. La profondeur maximale du lac atteint 82 m, c'est la profondeur de la dépression circulaire du Boubioz, située à proximité de la ville d'Annecy. En dehors de ce secteur particulier, la profondeur maximale est de 67 m. La longueur totale du lac est de 14 km, sa largeur de 3 km. Il est alimenté surtout par trois principaux affluents ; le Laudon, qui arrive du sud-ouest dans le Grand Lac, l'Ire et L'Eau Morte, qui arrivent du sud dans le Petit Lac. C'est le canal du Thiou, qui traverse la ville d'Annecy, qui constitue l'exutoire du lac vers le nord, jusque dans la rivière Fier.

Le lac d'Annecy est situé dans la zone externe des Alpes (fig. 1), qui se divise en deux unités : les massifs cristallins externes et les chaînes subalpines. Le bassin molassique et l'arc du Jura constituent l'avant-pays alpin. Le bassin molassique se situe entre le Jura et les Chaînes Subalpines. Il a été rempli par différents types de molasse - continentale lacustre et épicontinentale marine - pendant le tertiaire. Les sédiments molassiques disparaissent vers l'ouest. Ce phénomène est expliqué par la flexuration de la croûte subalpine.



1 : séries cénozoïques, 2 : séries mésozoïques, 3 : Alpes Internes, 4 : socle pré-mésozoïque, 5 : failles.

Fig. 1.- Carte structurale des Alpes NW

Dans les Alpes Externes, les éléments tectoniques importants sont les failles sénestres - Vuache, Cruseille, Droisy, Culoz, Chat. Les directions de ces failles sont grosso modo parallèles : NW-SE à NNW-SSE. La sismicité importante de la région et la déformation actuelle marque leur activité récente [Jouanne *et al.*, 1995].

### 3. – LES MÉTHODES DE RECONNAISSANCE

#### *Sonar à balayage latéral*

Le sonar à balayage latéral est un outil géophysique basée sur la réflexion d'ultrasons.

L'intensité des signaux reçus dépend de deux types de paramètres. Le premier, c'est le coefficient de rétro-diffusion des constituants du fond. Le deuxième, c'est la morphologie du fond du lac. Si on a un fond accidenté, les pentes orientées vers le sonar renvoient un écho fort, le sonogramme est donc plus sombre ; par contre derrière les arrêtes, dans les zones d'ombres ; l'écho est plus faible ; le sonogramme est alors plus clair.

La campagne OMBLE de sonar à balayage latéral a été effectuée en 1996 en coopération d'IFREMER et L.G.C.A., dans le cadre de programme CLIMASILAC.

#### *Sismique réflexion à haute résolution*

La sismique réflexion est une méthode basée sur la réflexion des ondes acoustiques. Ces ondes se propagent à travers les roches et sédiments et lorsqu'elles rencontrent une surface correspondant à un contraste d'impédance acoustique (densité x vitesse), une partie de l'énergie est réfléchie, une autre transmise. La partie réfléchie, détectée et enregistrée en surface, constitue une trace sismique. L'ensemble de ces traces forment un profil sismique, dont l'échelle s'exprime en temps d'arrivée sur les hydrophones des ondes réfléchies (temps de parcours double). La résolution de l'image dépend de la longueur d'onde des signaux émis.

Une campagne sismique a été réalisée en 1990 sur le Lac d'Annecy. La fréquence du signal utilisée était de 2,5 kHz, ce qui permet d'avoir une bonne résolution (infra-métrique) mais une pénétration faible, car les hautes fréquences sont vite absorbées.

Grâce à cette campagne, une vingtaine de profils sismiques de différentes qualités sont disponibles au Nord du Grand Lac. Dans le reste du lac, la sismique n'est pas utilisable à cause de la présence importante de gaz dans les sédiments, due à l'accumulation de matière organique.

#### *Nature du fond sédimentaire*

Dans la plus grande partie du lac, les sédiments sont silto-argileux avec un grand pourcentage (50%) de carbonates (micrite) lacustres [Buillit *et al.* 199 ; Manalt 1998].

À proximité des bordures rocheuses, on trouve beaucoup d'éboulis. Il y a des secteurs, où on peut trouver des débris végétaux, qui apparaissent avec une surface plus sombre sur les sonogrammes.

A part ces exceptions, on peut considérer une lithologie homogène, les changements des niveaux de gris de sonogramme étant liés surtout à la morphologie.

### 4. – CARACTÉRISATION DES COUPES SISMIQUES

Sur la sismique on peut distinguer différents types de déformation et d'instabilité dans les sédiments superficiels.

Sur les pentes plus raides, (>8%) le « creeping » est un phénomène général, qui peut être lié simplement à l'instabilité de la pente.

Dans les autres endroits, la perturbation des sédiments est due à d'autres phénomènes : soit la présence du gaz, soit les instabilités anciennes continues, soit les mouvements tectoniques le long de failles, soit la combinaison de ces phénomènes dans le remplissage sédimentaire récent.

La présence du gaz dans les sédiments affaiblit la pente critique et joue comme moteur d'instabilité, ainsi dans les endroits caractérisés par « gaz-blanketing », le creeping est possible, même sur les pentes faibles (<4°).

Les sédiments perturbés par des glissements (corps avec un motif chaotique) successifs, restent souvent instables. L'instabilité peut s'amortir en montant vers les sédiments actuels ou peut rester continue, sans atténuation. Sur l'extrait de la coupe 18 (fig. 2) on aperçoit deux corps perturbés. Au-dessus de celui du bas, on voit bien une zone déformée par creeping. Encore plus haut dans la colonne sédimentaire, la déformation

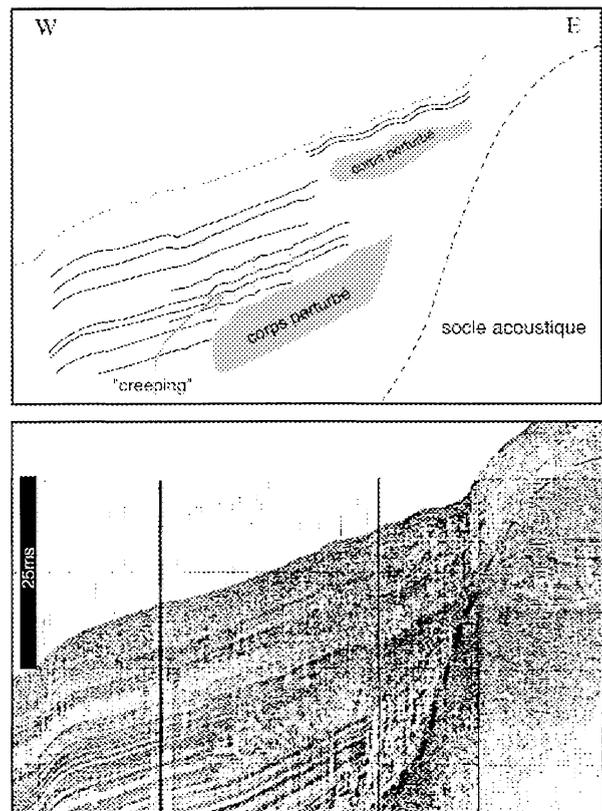


FIG. 2. – Extrait du profil sismique 18, exag. vert. = x 7,5

disparaît, on obtient des couches calmes. Par contre au-dessus de l'autre corps perturbé, qui est situé plus à proximité du fond du lac actuel, la déformation rejoue encore.

Certaines structures pourraient être directement la conséquence d'une tectonique active. La figure 3 est peut être le meilleur exemple attestant d'une activité tectonique actuelle. Le sens et le taux de déplacement change le long de ces petites failles.

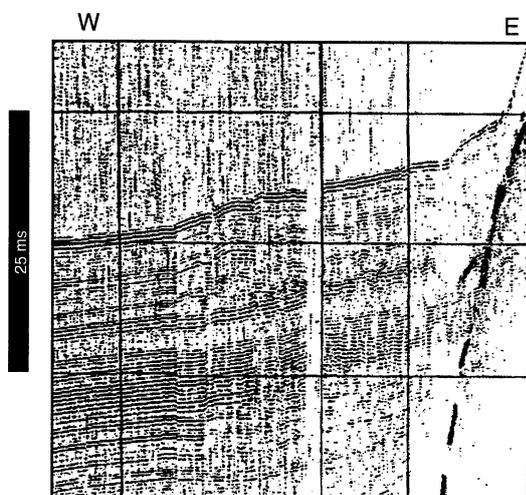


FIG. 3. – Extrait du profil sismique 23E, exag. vert. = x 7,5

### Le MNT

En utilisant le MNT, qui était préparé à base des données bathymétriques avec une résolution de 25 mètres, on a observé que les zones « hummocky » se situent toujours dans les secteurs à faible pente (<3°). Les champs de glissements de type « boursoufflé » s'observent sur les pentes de 2 à 5 degrés, sauf un champ à proximité de Beau Rivage (au sud d'Annecy), où ce type de morphologie se situe sur une pente inclinée de moins de 2°. La partie NE du Lac montre les glissements les plus développés et nombreux.

En examinant les directions des pentes, il s'individualise des zones à grande variation des directions. Ces secteurs correspondent à des zones « hummocky » ou boursoufflées. L'allongement de ces zones reflète bien la direction de la faille de Vuache.

### 5. – DIFFÉRENTES TYPES DE DÉFORMATION (FIG. 4)

#### Les champs de type « hummocky »

Les champs de type « hummocky » sont situés sur des pentes très faibles (<2°). Leur surface est caractérisée par des bombements légers sans géométrie préféren-

tielles, dont les dimensions varient entre 5 et 20 m et la hauteur est inférieure à 1 m. Ce type de modelé peut ne pas être provoqué par les glissements. Ces parties sont caractérisées par des instabilités même en profondeur où la stratification est souvent perturbée (fig. 5).

Un comportement thixotropique peut jouer un rôle important pour former une telle surface.

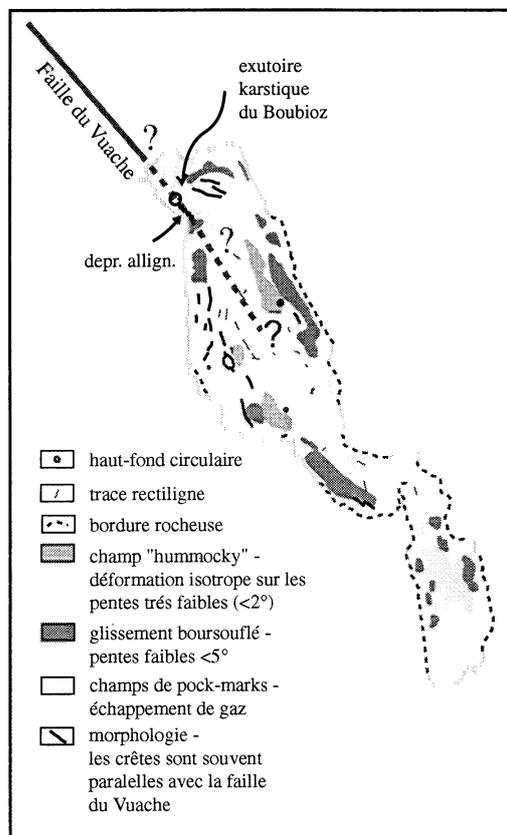


FIG. 4. – Carte simplifiée du fond du lac d'Annecy.



FIG. 5. – Champ de type « hummocky ».

### Champ des glissements de type « boursouflé »

Ils sont localisés sur les pentes faibles. Les bosses sont petites et asymétriques en forme de croissant. Les fronts de ces petits bossés ont une pente forte, orientée vers le fond du lac, les parties hautes étant moins pentues. Leur largeur va de 10 à 50 m. Ce type de glissement est parfois isolé, mais plus souvent groupé. Leur forme est soit plus escarpée soit plus molle, cela dépend de leur âge (fig. 6).



FIG. 6. – Glissements « boursouflés »

Leur origine peut être due à des glissements gravitaires sur les pentes des bordures du lac. Cette idée est renforcée par la sismique. Dans les zones où l'on trouve ces faciès sur l'image sonar, la sismique nous montre aussi, dans la plupart des cas, des zones perturbées.

### Les glissements à surface ridée

Ils ont des morphologies en forme de croissant, présentant des rides faibles au front à la surface. Les rides sont globalement parallèles les unes aux autres, et leurs arêtes suivent à peu près les courbes de niveaux. La largeur de ces glissements va de 50 à 150 mètres.

Ces phénomènes sont un peu comparables au type « boursouflé » des événements gravitaires. Leur surface est liée à des déformations internes du corps glissé.

L'existence de glissements sur des parties du lac à pente relativement faible ( $<4^\circ$ ) peut être discutée. Les événements mobilisateurs peuvent être les apports forts des deltas, mais dans les endroits où se trouvent les zones de glissements, aucune rivière n'arrive. Une autre possibilité est d'avoir des oscillations de surface de grande amplitude, mais le lac d'Annecy est entouré de montagnes, et il n'y a pas assez de « fetch » pour former des vagues dont la base pourrait toucher le fond du lac dans les zones de glissements.

La déstabilisation des sédiments peut aussi être provoquée par les tremblements de terre. C'est cette hypothèse que nous privilégions, car, il y a une activité sismique importante dans la région.

### « Escaliers » du Petit Lac

Au sud du petit Lac, la pente vers le nord apparaît complexe. On peut apercevoir 4 larges marches d'escalier où la profondeur du lac change rapidement. Ces marches sont plus ou moins parallèles aux courbes de niveaux la plus longue marche est de 750 m.

Nous considérons qu'il s'agit de larges glissements drapés. Le lac est surtout alimenté par le sud. Là-bas un delta s'était formé. La surcharge sédimentaire peut conduire à ces glissements [Smith et Ashley, 1985].

### Les trous alignés

Sur les figures on peut examiner ces phénomènes. Une possibilité pour leur origine est qu'ils soient les « petits frères » du grand trou karstique, l'exutoire de Boubioz. Tous les trous sont situés dans l'alignement de la faille de Vuache, dont la terminaison connue est visible à proximité de cet endroit (fig. 7).

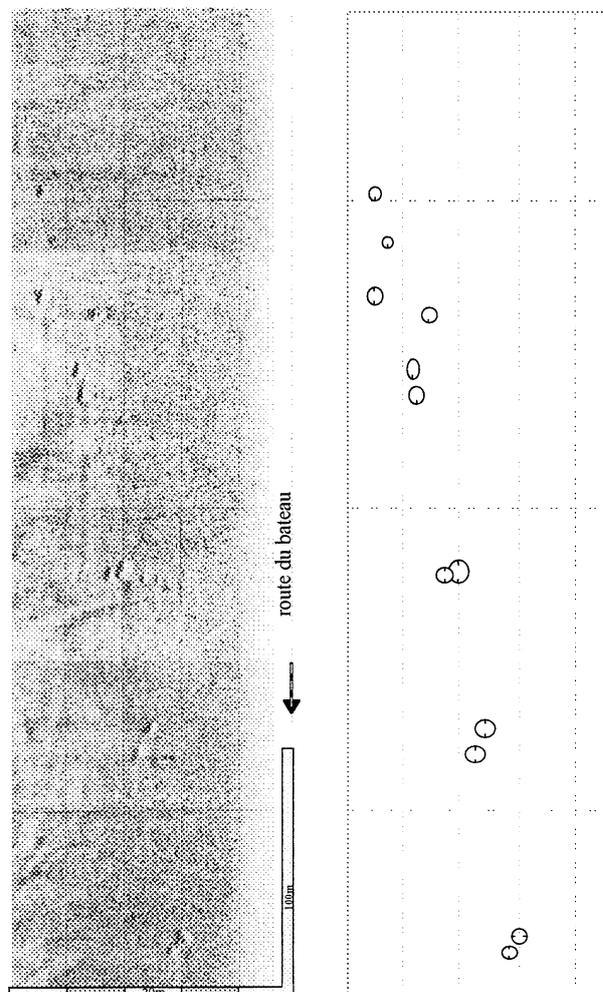


FIG. 7. – Alignement de trous circulaires.

*Les figures linéaires*

L'origine des éléments linéaires n'est pas claire. Leur orientation correspond avec les directions des accidents majeurs dans la géologie régionale.

Dans le lac du Bourget sont connues des structures de ce type, qui parfois correspondent à des ruptures visibles. La présence du gaz est marquée sur les sonogrammes par de petites taches noires, nommées « pockmarks ». En général, dans les zones à pockmarks, il n'y a pas de pénétration sismique. Mais l'inverse (où il n'y a pas de pénétration sismique, on trouve des pockmarks) n'est pas toujours vrai. Ainsi, on peut supposer que les pockmarks signalent les endroits où la présence de gaz est vraiment forte et à proximité de la surface des sédiments.

Dans la partie W du Grand Lac, se trouve un secteur avec des glissements de type « boursoflé » en présence du gaz. C'est l'endroit le moins pentu (2°) dans sa famille. On peut supposer que le gaz joue un rôle dans la naissance de ce mouvement .

**6. – CONCLUSIONS**

A partir de nos analyses nous proposons de conclure aux résultats suivants. Les sédiments peu âgés du lac

sont perturbées par plusieurs processus d'instabilité. Ces mécanismes sont liés à plusieurs causes.

La plus simple est la pente raide, parce que là, les sédiments ne peuvent pas se déposer tranquillement, et se produisent des glissements.

On a découvert des glissements sur les pentes moins raides (<3°). Dans ces cas là, il faut avoir des phénomènes mobilisateurs. J'ai trouvé quatre façons possibles : soit le gaz affaiblit la pente critique et ensuite se produisent des glissements gravitaires, soit les événements sismo-tectoniques dans la région mobilisent les sédiments, soit on trouve directement des failles actives traversant les sédiments récents, soit lors d'un tremblement de terre, le phénomène de thixotropie entraîne la mobilité des sédiments et donne une surface de type « hummocky ».

Dans les zones perturbées, l'instabilité est souvent continue ou répétitive.

La dispersion des directions des éléments allongés (l'allongement des zones perturbées, les arrêts des collines sous-aquatiques de Sevrier, les bordures rocheuses, les éléments linéaires, les trous alignés etc.) montre un certain ordre. La plupart de ces éléments sont parallèles à la faille du Vuache ou au front subalpin. En connaissant l'activité forte de la faille du Vuache et du front subalpin [Jouanne *et al.*, 1995], on peut supposer que cette dispersion est liée à ces mouvements tectoniques.

**Références**

- BECK C., MANALT F., CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P. & DE BATIST M. (1996). – Enhanced seismicity in the early post-glacial period : evidence from the Post-Würm sediments of Lake Annecy, Northwestern Alps. *J. Geodynamics*, **22**, 155-171.
- BUILLIT N., LALLIER-VERGÈS E., DISNAR J. R. & LOIZEAU J. L. (1997). – Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attestés par l'étude pétrographique de la matière organique (Annecy, Le Petit Lac; France). *Bull. Soc. géol. France*, **168**, 5, 573-583.
- CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., BECK C., DE BATIST & M. PAILLET A. (1996). – Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps - Southern Jura). *Quaternaire*, **7**, 155-168.
- DEVILLE E., PHILIPPE Y., TARDY & M. BECK C. (1995). – Field trip guide n°3. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Intern. Conf., Nice, Sept. 1995, 67 p.
- GUELLEC S., TARDY M., ROURE F. & MUGNIER J.L., (1989). – Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales) : apports des données de la géologie et de la géophysique profonde. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 913-920.
- JOUANNE F., MÉNARD G. & DARMENDRAIL X. (1995). – Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains : Data from leveling comparison. *Tectonics*, **14**, 3, 606-616.
- MANALT F. (1998). – Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales : Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute Savoie). Thèse de doctorat, Université de Savoie, 227 p.
- SMITH N.D. & ASHLEY G. (1985). – Proglacial lacustrine environment. In : Ashley G. M., Shaw J., Smith N. D. (ed.), Glacial sedimentary environments. *Society of Paleontologists and Mineralogists*, **16**, Tulsa.
- THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R. & JENATTON L. (1990). – SISMALP : an automatic phone interrogated seismic network for the Western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et Séismologie*, **1**, 1-10.
- VAN RENSBERGEN P. (1996). – Seismic stratigraphy study of the glacial and lacustrine infill of Lakes Annecy and Le Bourget. Thèse de doctorat, Université de Gand, 2 vol., 209 p.

Tuteur : **Christian Beck**, LGCA/Univ. de Savoie

Laboratoire d'accueil : **Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Univ. de Savoie, Chambéry**

## Analyse structurale et dépliage du champ pétrolier de Shushufindi (Bassin oriente Équateur)

Jorge VEGA TORRES

### 1. – INTRODUCTION

Le bassin Oriente d'Équateur (fig. 1) fait partie d'un large bassin qui s'étend depuis le Venezuela au nord et la Bolivie au Sud entre la chaîne Andine et les boucliers guyanais et brésilien. L'essentiel des champs pétroliers du bassin Oriente sont localisés dans des structures antiformes peu marquées, limitées par des failles sub-verticales orientées NNE-SSW ou NNW-SSE. L'analyse de ces structures suggère que (1) celles-ci sont précoces puisqu'elles affectent les couches Crétacées et sont progressivement scellées par les niveaux paléogènes pour n'affecter que rarement les sédiments néogènes, (2), qu'elles représentent des structures d'inversion tectonique, réactivant en compression des failles normales jurassiques, et (3), qu'elles sont souvent de type structure en fleur, suggérant un régime transpressif lors de leur formation.

L'objectif de ce travail est une étude structurale de détail du champ pétrolier de Shushufindi (fig. 1), bien connu géométriquement grâce à de nombreux forages et lignes sismiques, afin de préciser l'âge, le style et le mécanisme de formation de cette structure. Du point de vue méthodologique, l'objectif est de décomposer et quantifier la déformation à l'aide de niveaux stratigraphiques repères qui ont été dépliés. Par ailleurs, une analyse structurale fine a été réalisée, (1) à partir de l'imagerie tridimensionnelle de plusieurs surfaces isobathes repères et (2), par l'étude de profils sismiques.

### 2. – DÉPLISSAGE DE SURFACES ISOHYPSES

Grâce à de nombreux forages, une carte isohypse de la base du Turonien moyen (Calcaires A, Napo moyen) a été réalisée (fig. 2). Cette surface forme un anticlinal d'axe orienté NS. Elle est affectée par ailleurs par des

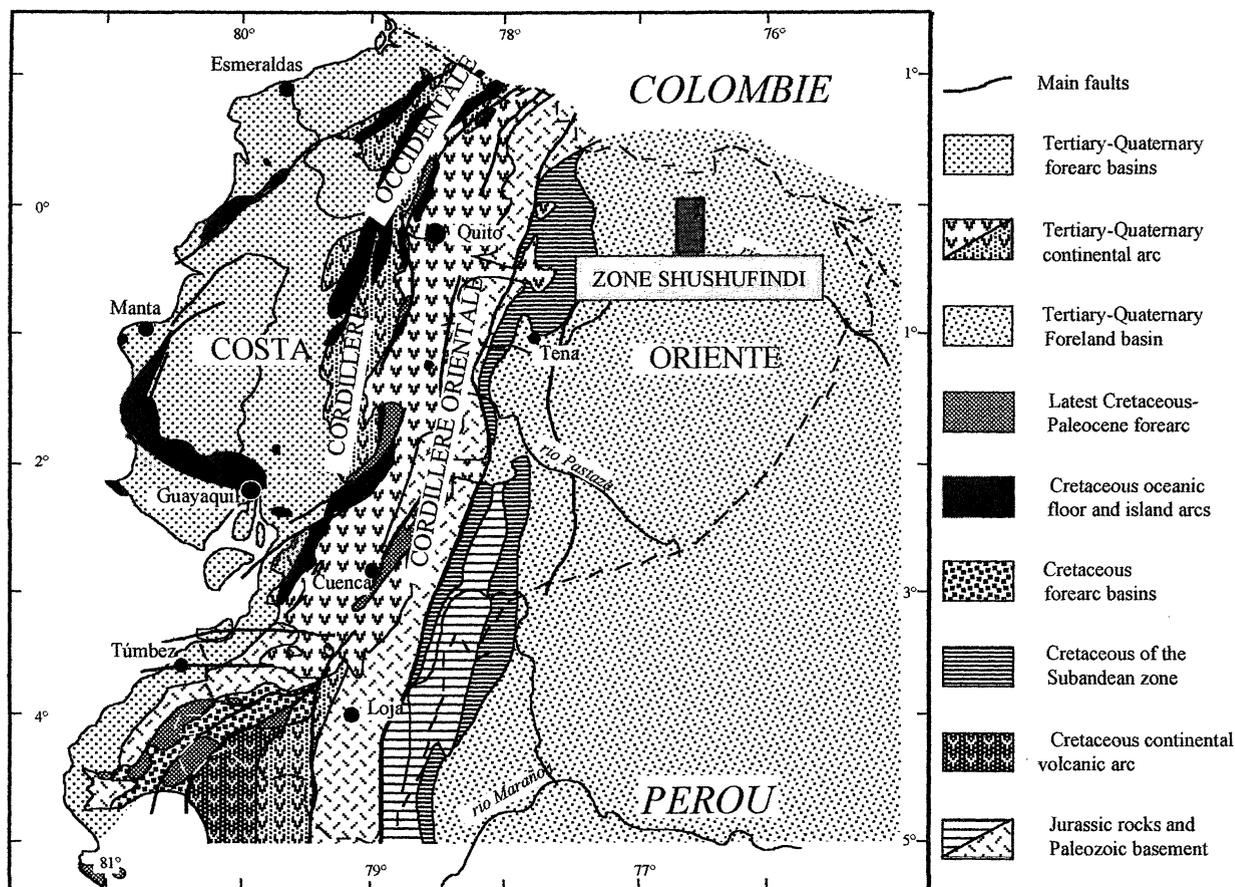


FIG. 1. – Carte géologique simplifiée de l'Équateur et localisation de la zone étudiée.

failles décrochantes-inverses de direction NNW-SSE et à fort pendage vers l'est. Le déplissage de cette surface permet d'obtenir le champ de déplacement associé à la déformation finie.

La surface a été découpé en quatre blocs dans lesquels la déformation est considéré continue et homogène. Le déplissage a été effectué numériquement selon la méthode de Guillier et Gratier [1991] (fig. 2).

Les variations de surface de chaque blocs après déplissage sont faibles, de 0,5% à 2%. Ces faibles variations de surfaces sont en fait le résultat du faible

plissement de la surface, bien que suffisant pour servir de piège à pétrole. Ces résultats sont à la limite de résolution de la méthode numérique et ne permettent malheureusement pas de reconstituer le champ de déplacement.

3. – ELLIPSE DE DÉFORMATION FINIE

On peut, en mesurant la variation de longueur, avant et après déplissage, d'une ligne qui compose le bloc, déterminer l'ellipse de déformation finie du bloc considéré. Bien que les variations des surfaces soient faibles, on obtient des rapports de formes d'ellipse très cohérent, avec une direction d'axe de raccourcissement variant entre N73° et N77°. Ces directions, obliques par rapport à la faille majeure affectant le bassin, implique une légère composante décrochante dextre sur cette structure, en accord avec les interprétations effectuées à plus grande échelle sur des accidents similaires.

4. – REPRÉSENTATION 3D DES PLANS DE FAILLE ET DES CARTES ISOHYPSES

Les plans des failles majeures de direction NNW-SSE ont été représentées en 3D à partir des lignes sismiques. De nombreuses ondulations d'axe vertical et d'amplitude significative sont mises en évidence. Ces ondulations pourraient correspondre à des cannelures, parallèles au sens de déplacement sur la faille. Dans cette hypothèse, ceci confirmerait le jeu essentiellement compressif sur les failles étudiées.

Quatre cartes isohypses ont été réalisées au total, pour des niveaux du Crétacé et du Paléogène (toit couche 8- Albien supérieur ; toit couche 4-Cénomanién moyen ; base calcaires A-Turonien moyen ; toit Tiyuyacu-Eocène supérieur Oligocène). Une visualisation en 3D de ces niveaux montre une structure similaire pour les trois niveaux inférieurs avec de nombreux plis de petite longueur d'onde disposés en échelon et compatibles avec un mouvement dextre sur les failles majeures NNW-SSE. Le niveau Paléogène apparaît beaucoup plus faiblement plissé.

5. – CONCLUSION

L'analyse des ellipses de déformation, après déplissage des structures, et la représentation tridimensionnelle des surfaces isohypses et des failles majeures suggèrent un contexte tectonique transpressif. Ce résultat est en bon accord avec les analyses à plus grande échelle du bassin Oriente, où des structures en fleur se développant dans un régime transpressif dextre sont proposées.

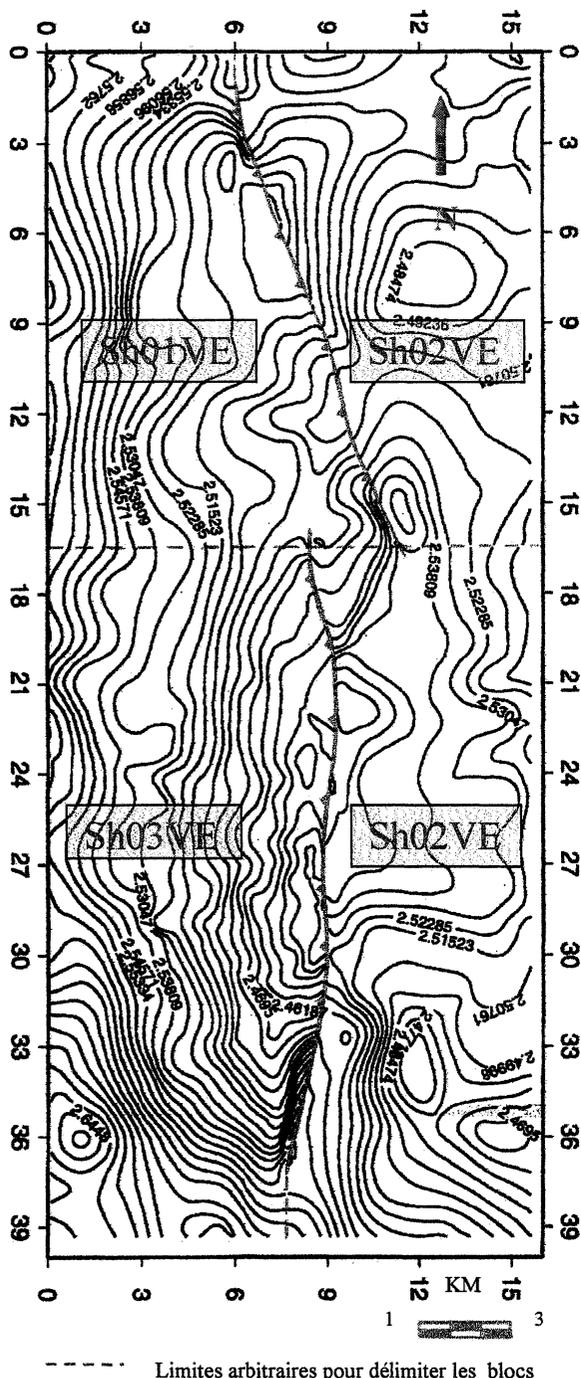


Fig. 2. – Découpage de la base des calcaires A (Napo moyen) en blocs.

Tuteurs : J.C. THOMAS, J.P. GRATIER, LGIT UJF Grenoble  
 P. BABY, Orstom.  
 Laboratoire d'accueil : LGIT, UJF Grenoble 1.

## Apports et limites de l'interférométrie radar pour l'étude des déformations crustales en zone tropicale : application au séisme de Jalisco (Mexique, Mw = 8, 09/10/95)

Frédéric VINCENT

L'interférométrie radar destinée à mesurer les déplacements du sol avec une précision théorique millimétrique consiste en la comparaison fine de deux images de phase radar acquises à des temps différents. Cependant les caractéristiques morphologiques, climatiques et écologique des zones étudiées modifient les résultats escomptés. L'application de l'interférométrie radar au séisme de Colima-Jalisco (Mw = 8.0, 09/10/95, Mexique) a permis de mettre en évidence les limites de la méthode en région tropicale.

Deux interférogrammes cosismiques et un interférogramme tandem ont été calculés à partir d'image ERS avec la chaîne interférométrique DIAPASON (développée au CNES). L'étude des deux interférogrammes cosismiques a mis en évidence quatre contributions majeures responsables de la perte de cohérence entre les images dans cette région tropicale :

- une contribution climatique due à la modification saisonnière du couvert végétal liée à des images acquises en saison sèche et humide.

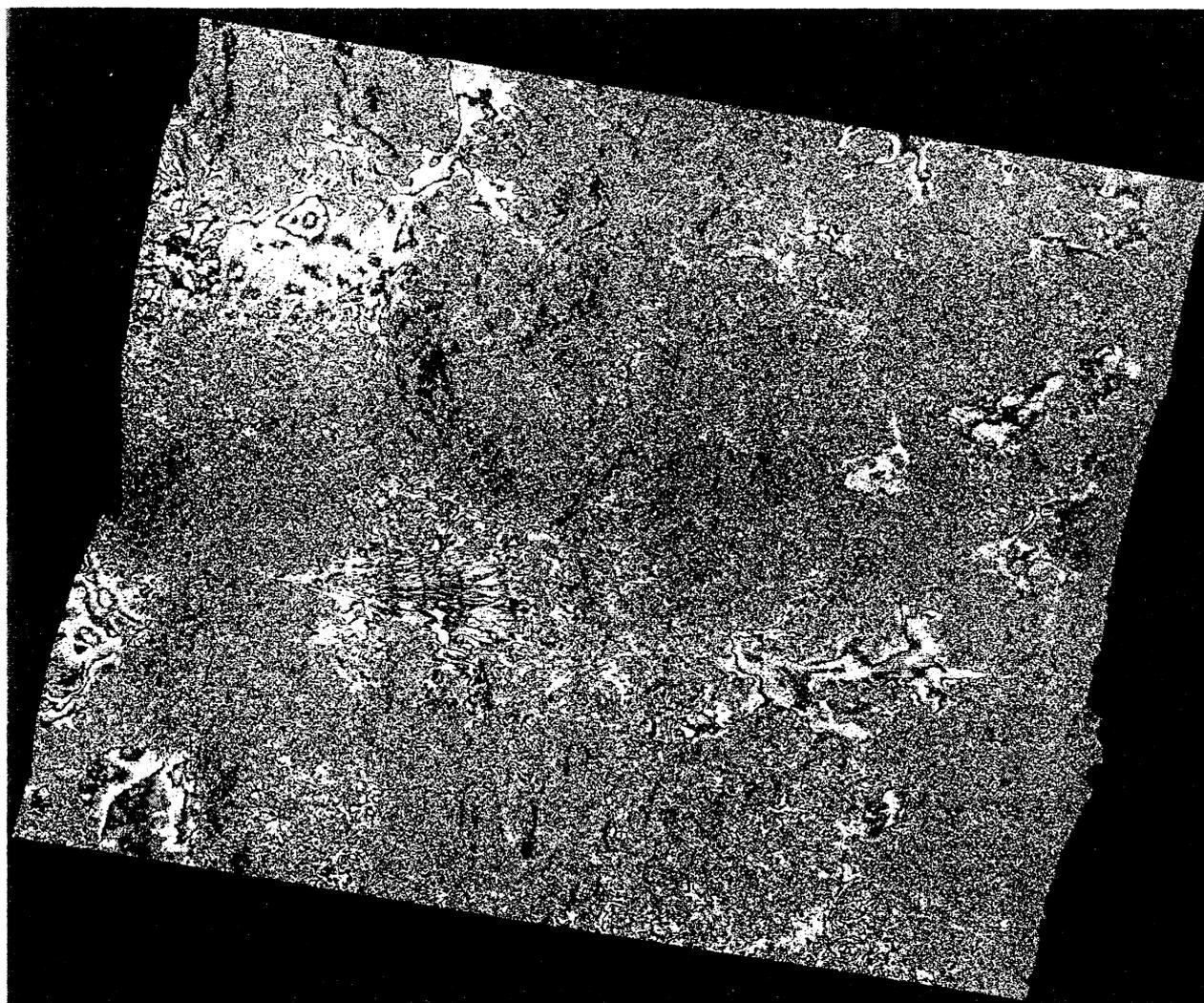


FIG. 1. – Interférogramme tandem, image de phase.

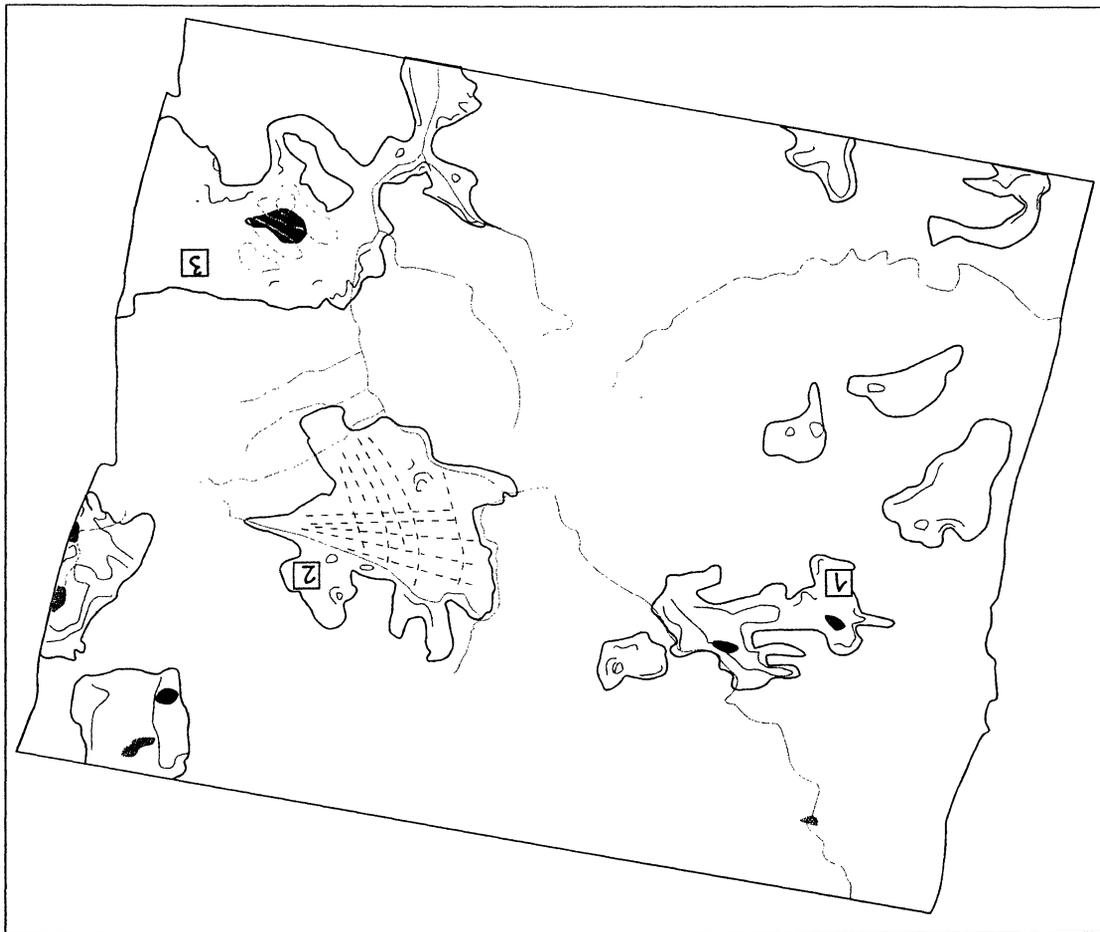
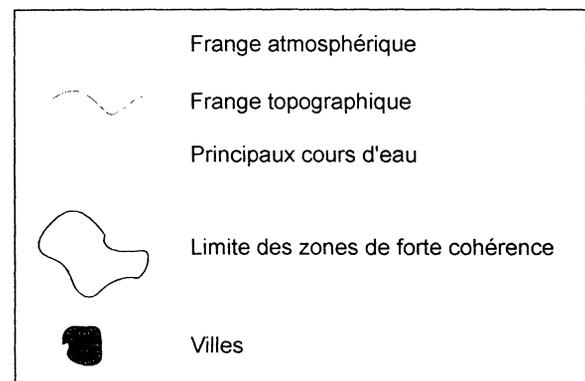


FIG. 2. – Interprétation des zones de forte cohérence de l'interférogramme tandem.

- une contribution anthropique due à l'activité agricole,
- une contribution topographique due à un relief particulièrement accidenté,
- une contribution intrinsèque de la végétation dans les régions où elle est dense et diminue l'énergie rétro-diffusée.

L'étude d'un interférogramme tandem nous a permis, en nous affranchissant des contributions climatique et anthropique stables sur 24 heures de montrer que la perte de cohérence sur l'ensemble de l'image est due majoritairement à la contribution interne de la végétation.

Nous avons par ailleurs mis en évidence une erreur moyenne minimale du MNT de 50 m et un lissage des pentes par le MNT. Un artefact atmosphérique créant jusqu'à 2 franges elliptiques traduisant la présence d'une hétérogénéité de l'atmosphère a été détecté.



A l'issue de ce travail, nous proposons une « méthodologie interférométrique » qui doit être préliminaire à toute étude interférométrique. Une étude détaillée de la cohérence du sol à l'aide d'un interférogramme tandem permet d'évaluer les caractéristiques locales du sol afin de déterminer les chances de succès de l'interférométrie radar. Cet interférogramme tandem permet aussi d'évaluer la qualité du MNT

Tuteurs : E. CALAIS, F. COURBOULEX, UNSA/CNRS  
Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Sophia Antipolis

## Étude morphostructurale du « deep-sea fan » du Nil

Tiphaine ZITTER

### 1. – INTRODUCTION

Les « deep-sea fans » sont des appareils sédimentaires sous-marins construits en bas de la pente continentale. Ils résultent de la redistribution du matériel détritique continental en domaine océanique par l'intermédiaire des fleuves et des canyons sous-marins. Leur découverte a permis de comprendre la signification des séries de flyschs [Kuenen, 1950].

L'éventail sous-marin profond du Nil se construit dans le bassin Levantin depuis le Pliocène supérieur avec un taux de sédimentation moyen de 40 cm/an [Summerhayes *et al.*, 1977 ; Ross et Uchupi, 1977], sur le substratum messinien. Celui-ci se compose d'une série évaporitique déposée lors de la crise messinienne, événement sans précédent de régression généralisée en Méditerranée [Ryan *et al.*, 1973].

Ce « deep-sea fan » est limité au nord-ouest par la Ride Méditerranéenne, au nord-est par le Mont Ératosthène, mont sous-marin qui pourrait être un morceau détaché de l'Afrique entrant en subduction sous Chypre, et tout à fait à l'est par la côte levantine.

La Méditerranée orientale est une zone de collision inachevée. Le contexte géodynamique en Méditerranée orientale (fig. 1) est dominé par la convergence Afrique-Europe. La rotation Afrique-Eurasie autour d'un pôle situé entre Gibraltar et les Açores conduit à une remontée de l'Afrique vers le Nord en direction de l'Europe supposée fixe à une vitesse d'environ 1 cm/an. Cette dérive conduit à une compression qui se traduit par la construction d'un prisme d'accrétion de grande taille, la Ride Méditerranéenne. Au Sud de notre zone d'étude se situe une zone active d'extension : le système Golfe de Suez-Mer Rouge. Le mouvement d'ouverture de la Mer Rouge est transformé en collision dans la chaîne du Zagros par la Faille de la Mer Morte, système décrochant senestre

bordant toute la côte levantine [Ben-Avraham, 1978]. La plaque arabe remonte vers le Nord le long de ce système à une vitesse de 3 à 4 cm/an. La remontée différentielle de l'Arabie induit un poinçonnement et provoque l'extrusion vers l'Ouest de la plaque anatolienne [Le Pichon *et al.*, 1995]. Cette extrusion augmente la vitesse de convergence au niveau du bassin Levantin.

Les objectifs de cette étude visent à identifier les caractères morphostructuraux du « deep-sea fan » du Nil et à reconnaître dans ces caractères la signature des différents styles tectoniques compressifs et transtensionnels. Ils visent également à en dégager le mode de croissance de l'éventail en relation avec le sel messinien, ainsi qu'avec la variation de l'espace disponible. Cette variation est contrôlée par la réduction du bassin de dépôt dans une zone de convergence rapide et par les variations eustatiques.

La campagne Prised II qui s'est déroulée en février 1998 sur le N/O L'Atalante a permis l'acquisition en

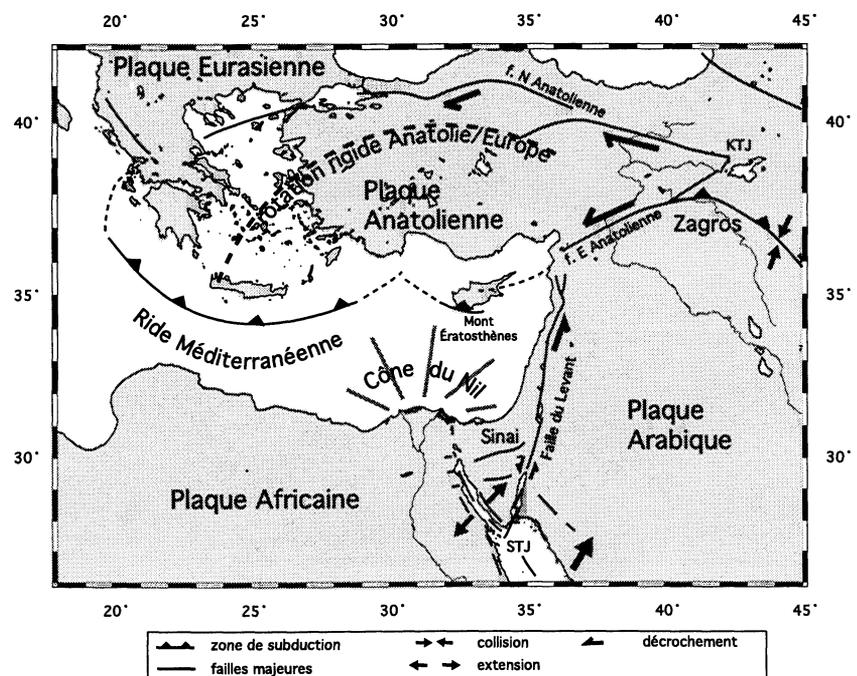


FIG. 1. – Contexte géodynamique de la Méditerranée orientale. STJ : Sinai triple junction ; KTJ : Karlovia triple junction [modifié d'après Le Pichon *et al.*, 1995]

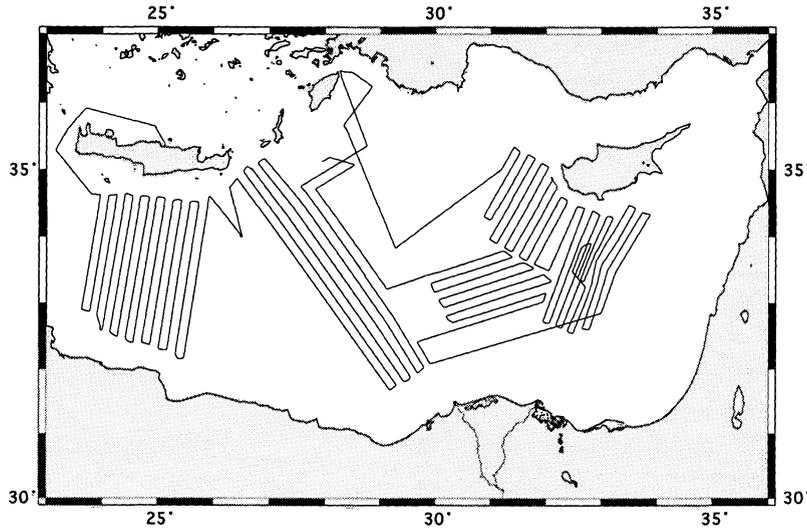


FIG. 2. – Plan de positionnement des routes du navire lors de la campagne Prismed II

continu, à une vitesse de 10 nœuds, de données de sismique réflexion et de sismique très haute fréquence (sondeur de sédiments 3,5 kHz), de données de bathymétrie et d'imagerie acoustique grâce au sondeur multifaisceaux EM12dual et de données de magnétisme et de gravimétrie (fig. 2). La surface explorée sur le cône du Nil couvre plus de la moitié de la surface de cet édifice.

imagerie acoustique grâce au relief des levées. Le contraste lithologique chenal/levées peut également être un facteur de leur signature acoustique. Les chenaux peuvent être suivis sur plus de 200 km jusqu'à la Ride Méditerranéenne qu'ils alimentent ainsi directement. Ils possèdent un fort relief variant entre 20 et 80 m et présentent une sinuosité élevée. Le chenal le mieux marqué

## 2. – RÉSULTATS

L'analyse de ces données a permis de mettre en évidence trois provinces morphostructurales bien différenciées.

### 2.1. La Province occidentale

Face à la branche Rosetta du delta subaérien se situe une zone de topographie assez homogène s'ennoyant jusqu'à la Plaine Abyssale d'Hérodote.

Un large réseau de distribution chenalisé y a été mis en évidence (fig. 3). Il atteste l'importance de l'activité turbiditique dans cette zone. Les chenaux sont visibles, aussi bien en bathymétrie qu'en

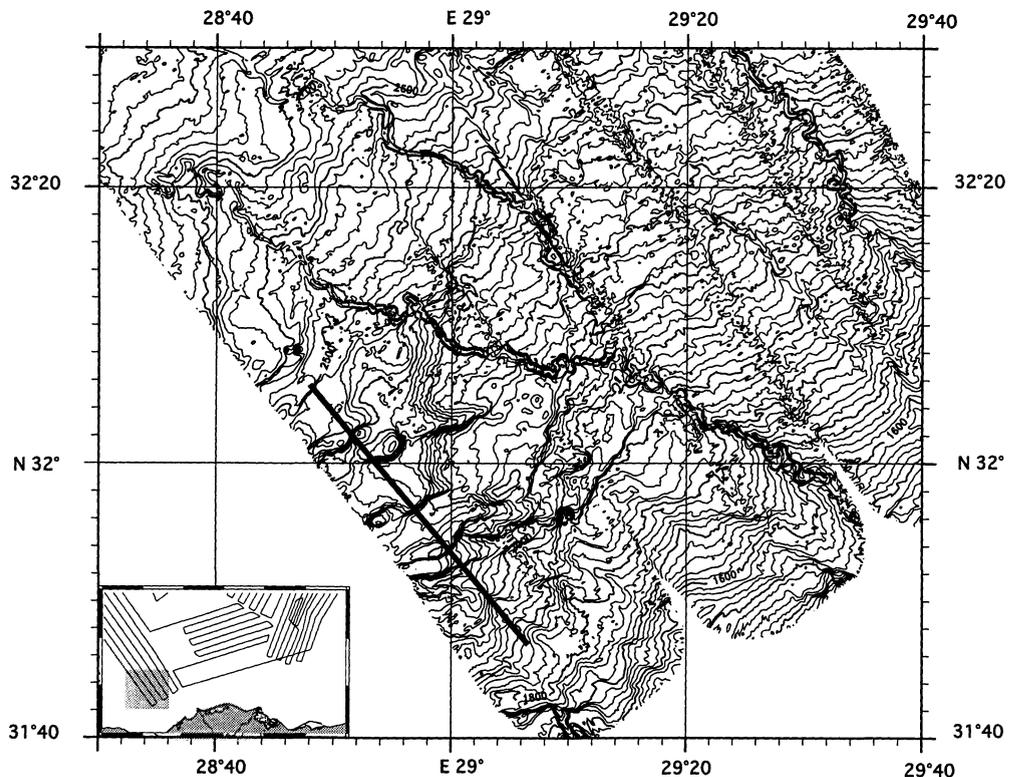


FIG. 3. – Carte bathymétrique de la région sud-occidentale mettant en évidence le chenal actif (bathymétrie multifaisceaux, équidistance de 20 m).

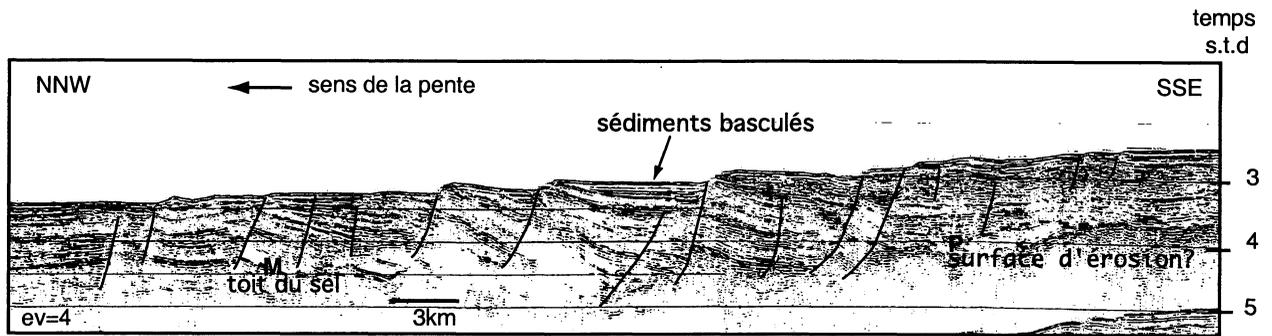


FIG. 4. – Failles de croissances synsédimentaires s'enracinant dans la couche salifère. Pour la localisation se reporter à la figure 3.

topographiquement a été interprété comme le chenal le plus récent. Il se situe le plus à l'ouest de cette zone occidentale. En imagerie, il est entouré de faciès acoustiques de couleur claire qui pourrait correspondre à des faciès de levée.

Dans la partie amont, l'édifice est affecté de failles de croissance, de forme arquée en surface, bien visibles en imagerie et en bathymétrie grâce à leur ressaut topographique d'une centaine de mètres. Les coupes sismiques montrent qu'il s'agit de failles normales synsédimentaires de forme listrique s'ancrant dans la couche salifère (fig. 4). Les dépôts, basculés en éventail au contact de ces failles, marquent la sédimentation contemporaine du jeu de la faille et peuvent atteindre 2std d'épaisseur.

En sismique-réflexion on a pu également observer des corps sédimentaires de faciès transparent interstrati-

fiés dans la sédimentation turbiditique ou superficiels. Ils correspondraient à des dépôts de sédiments désorganisés et remaniés par des transports gravitaires en masse (glissements, slumps, « debris flow »...). Ces « masses glissées » s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres vers l'aval avant de s'estomper progressivement. L'épaisseur de ces corps sédimentaires atteint par endroit 0,7 std soit 700 m en prenant une vitesse de 2 000 m/s dans le Plio-Quaternaire. Cependant il est possible qu'une telle épaisseur de sédiments remaniés reflète la superposition de plusieurs couches de « debris flow ».

À l'approche de la Ride Méditerranéenne, dans la partie la plus distale de ce domaine, la grande épaisseur de sédiments Plio-Quaternaire est soumise à des phénomènes de compression qui engendrent des plis de grande

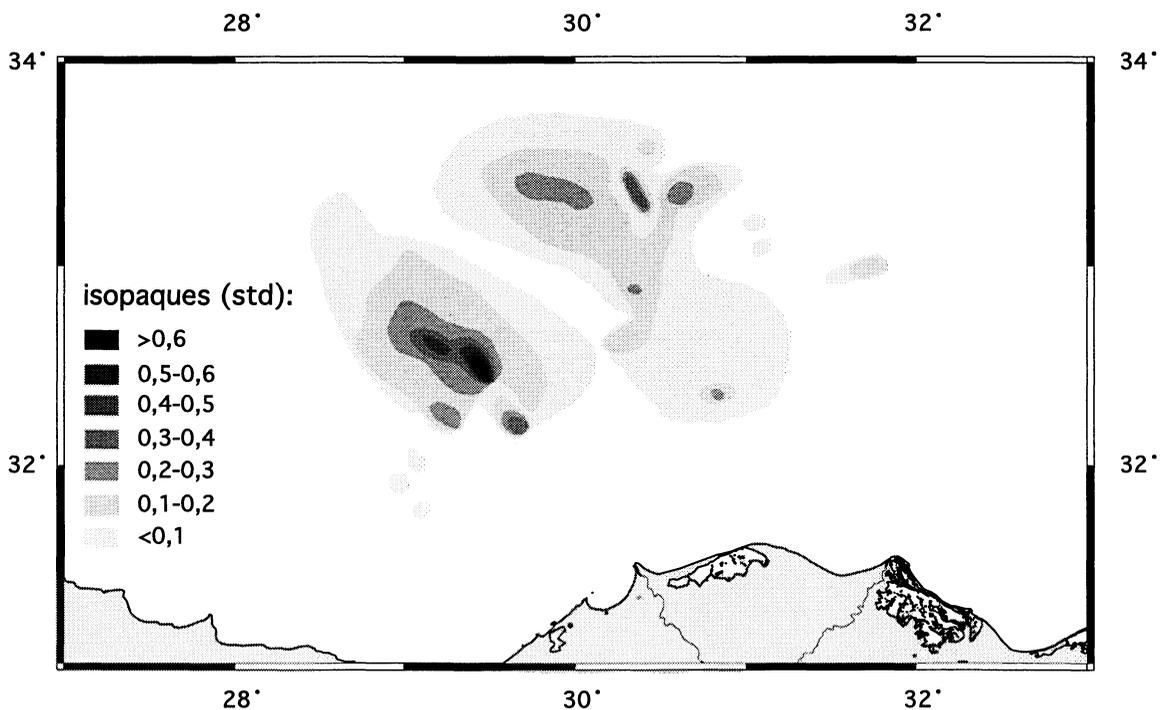


FIG. 5. – Cartographie des limites et isopaques des faciès sismiques transparents superficiels.

amplitude et de grande longueur d'onde, parfois faillés, et injectés de sel.

## 2.2. La Province centrale

La topographie de cette zone est assez lisse, légèrement vallonnée, à l'exception de la zone amont où d'importantes failles de croissance d'orientation générale est-ouest s'étendent sur un front de plus de 200 km de long. Elles ont un rejet vertical d'au moins 200 m et sont

larges d'une vingtaine de kilomètres. Elles augmentent en densité et en importance vers l'est de la zone.

En aval, on observe en imagerie acoustique des taches claires alternant avec des bandes sombres qui sont corrélables respectivement avec des bassins faiblement déprimés et des rides topographiques. Il n'est pas possible de déterminer si la réflectivité de ces zones est due au relief ou à la nature lithologique des dépôts. Elle serait plus probablement due à l'action conjuguée de ces deux facteurs. Au fond de ces bassins se concentrent en

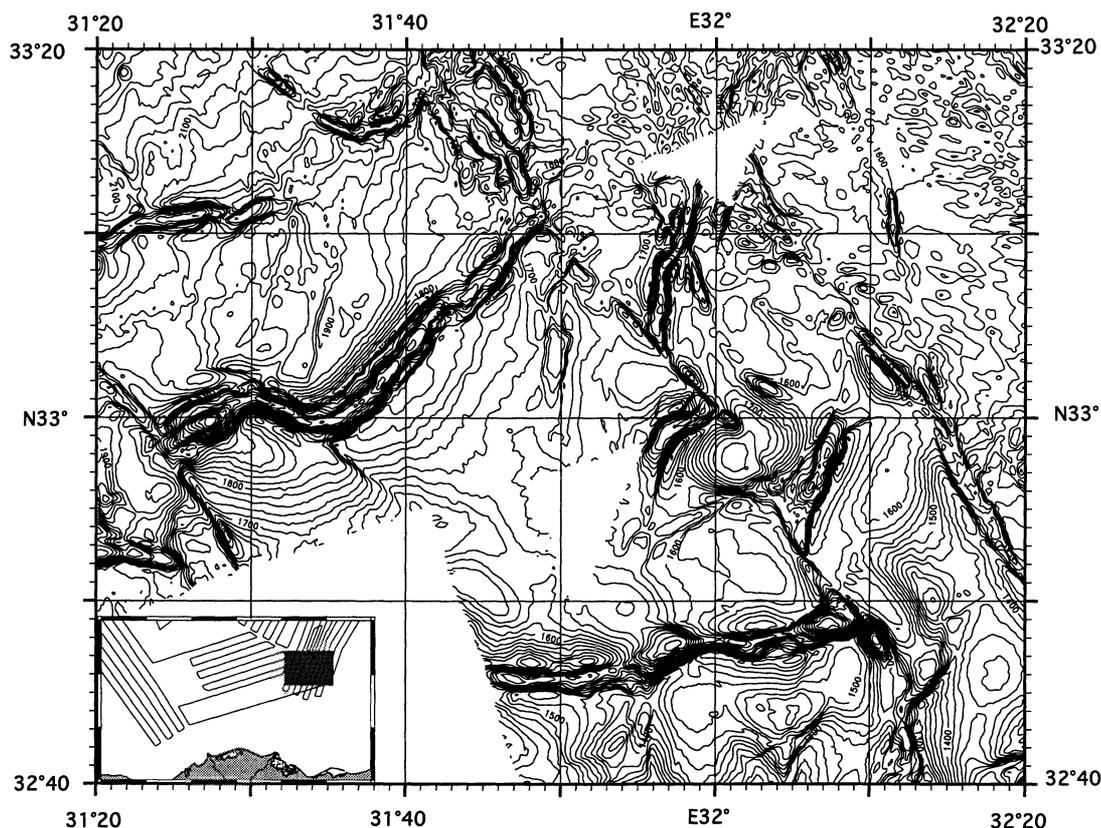


FIG. 6. – Carte bathymétrique multifaisceaux d'une région orientale (équidistante de 20 m) mettant en évidence le mouvement transgressif et les nombreux grabens.

effet les dépôts de « debris flows », dont l'homogénéité pourrait être responsable de l'absorption des ondes acoustiques.

L'interprétation des profils de sismique-réflexion a permis de cartographier les limites des corps sédimentaires acoustiques transparents de l'ensemble de l'édifice, et d'en établir une carte d'isopaques (fig. 5).

Des chenaux très estompés sont visibles en imagerie. Dans la partie la plus occidentale de la zone, des unités acoustiques lenticulaires ont été reconnues. Elles correspondent aux complexes chenaux/levées. Elles présentent un faciès lité sur les levées latérales et un faciès de forte amplitude, très diffractant, à l'intérieur du chenal.

Ce dernier faciès correspond à un remplissage par des sédiments grossiers. Une migration de ces unités vers l'ouest a été mise en évidence, confirmant les observations morphologiques faites dans la Province précédente.

## 2.3. La Province orientale

La surface de cette région est très irrégulière et chaotique, ce qui contraste avec la précédente dont elle est nettement séparée par un important accident de direction NNW-SSE (N150°).

Cet accident et celui contrôlant la bordure sud-ouest du Mont Ératosthène forment les limites d'un couloir cisailant fortement accidenté, large d'environ 100 km et long de 150 à 200 km. Dans ce couloir, d'autres accidents de direction NNW-SSE se répètent avec une périodicité de 10 à 50 km et s'estompent vers le nord au niveau de la latitude 34°N. La grande verticalité de ces accidents ainsi que leur caractère rectiligne en surface indiquent un style tectonique essentiellement décrochant.

Transversalement à ces accidents, s'ouvrent des grabens de direction NE-SW qui attestent l'existence d'une composante extensive (fig. 6). Ils présentent quelquefois, sur les profils sismiques, des structures en fleur négative. Leur direction NE-SW est une direction structurale également privilégiée dans cette zone puisqu'elle contrôle la bordure sud-est du Mont Ératosthène, ainsi que la marge chypriote. La plupart de ces grabens sont injectés de diapirs de sel, la couche de sel étant très peu profonde, environ à 2,5 std, dans ce secteur.

Le sel est particulièrement remobilisé dans toute cette zone orientale. Les profils sismiques montrent également que la série sédimentaire du Nil est dans cette région moins épaisse que dans les Provinces précédentes et qu'elle s'amincit en direction du nord et de l'est.

Malgré la déstabilisation généralisée dans cette zone, on observe encore les chenaux sous-marins profonds du Nil. La plupart sont très disloqués, mais l'un d'eux peut se suivre sur une centaine de kilomètres et présente une forte sinuosité, son cours semble cependant contrôlé structurellement.

À l'est de ce domaine oriental, la zone de contact entre le cône du Nil et la Plaine Abyssale Levantine, au pied du Mont Ératosthène, est soulignée par un escarpement de plus de 500 m de dénivelé. Antérieurement interprété comme une ride de sel [Ross et Uchupi, 1977], il est plus probablement composé d'un mélange de sédiments déformés et de sel. Il est interprété comme le front progradant de la couverture sédimentaire fluant sur la couche de sel.

### 3. – DISCUSSION

Sur le plan sédimentaire, la zone la plus récemment active du delta sous-marin profond est la partie la plus occidentale. Cette migration généralisée des centres de dépôt vers l'ouest semble pouvoir être mise en relation avec une subsidence du secteur occidental, alors qu'un soulèvement affecte le secteur oriental. Ce soulèvement est le résultat de la subduction sous Chypre du Mont Ératosthène.

Les nombreux accidents actifs affectant le secteur oriental du « deep-sea fan » sont de même direction que le Golfe de Suez. Ils pourraient être la prolongation vers le nord, en mer, des structures le caractérisant. Cette

activité tectonique, ainsi que l'activité sismique non négligeable de la côte égyptienne, 3 séismes de magnitude supérieure à 4 ce dernier siècle [Nur et Benavraham, 1978], sont responsables de nombreux phénomènes de déstabilisation sédimentaire. Ces déstabilisations sont attestées par les déformations halocinétiques, la taille des failles de croissance ainsi que l'importance des glissements gravitaires. Les glissements gravitaires sont en effet remarquables tant par leur étendue spatiale que par leur importance temporelle. La cartographie des limites de ces masses glissées montre une extension latérale d'au moins 40 000 km<sup>2</sup> (fig. 5). Cette superficie qui représente plus de 40% de la surface du cône est à mettre en parallèle avec la superficie des masses glissées de l'éventail sous-marin profond de l'Amazonie : 45 000 km<sup>2</sup> représentant seulement 10 à 15% de la surface de cet édifice [Damuth *et al.*, 1988].

La croissance de l'éventail sous-marin profond semble essentiellement sous contrôle structural. Inversement, le fort nourrissage sédimentaire et la présence du sel contrôlent le style de déformation dans le bassin Levantin.

### 4. – CONCLUSION

L'étude morphostructurale du cône du Nil a permis de dégager, dans un premier temps son architecture, typique des éventails sous-marins profonds, et ensuite les caractéristiques lui conférant sa spécificité.

Ce travail a mis en évidence l'architecture, jusqu'alors inconnue, du cône du Nil. Sur le plan morphologique, on a pu observer un réseau de distribution bien développé de chenaux présentant de fortes sinuosités, des failles de croissance bien marquées topographiquement, ainsi que des structures salifères. Au niveau de la structure interne de l'édifice, on a pu identifier des unités lenticulaires acoustiques correspondant aux complexes chenaux/levées, et des corps sédimentaires acoustiques transparents correspondant aux masses glissées.

Il apparaît que la croissance de l'édifice, outre la sédimentation turbiditique est sous le contrôle de deux phénomènes : la migration des dépôts-centres et la déstabilisation des sédiments. Ces deux phénomènes attestent le contrôle structural dominant. On retrouve en effet dans l'édifice la signature de deux styles tectoniques, une tectonique compressive au niveau de la Ride Méditerranéenne et de l'Arc Chypriote, une tectonique transtensive profonde pouvant être liée à la prolongation en mer des accidents du Golfe de Suez. En définitive, la construction de l'édifice est contrôlée à la fois par la tectonique proprement dite, par la tectonique gravitaire, se traduisant par des failles de croissance et des épandages de « debris flows », et par la tectonique halocinétique, le sel régissant les déformations de l'ensemble de la région.

## Références

- BEN-AVRAHAM Z. (1978). – The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, **46**, 313-331.
- DAMUTH J. E., FLOOD R. D., R.KOWSMANN O., BELDERSON R. H. & GORINI M. A. (1988). – Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high resolution studies. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **72**, 8, 885-911.
- KUENEN PH. H. & C. I. MIGLIORINI (1950). – Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journ. Geol.*, **58**, 91-127.
- LE PICHON X., N. CHAMOT-ROOKE & S. LALLEMANT (1995). – Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe : Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12675-12690.
- NUR, A., & Z BEN-AVRAHAM (1978). – The eastern Mediterranean and the Levant : tectonics of continental collision. *Tectonophysics*, **46**, 297-311.
- ROSS, D. A. & E. UCHUPI (1977). – Structure and Sedimentary history of southeastern mediterranean sea-Nile cone area. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **61**, 6, 872-902.
- SUMMERHAYES, C., D. A. ROSS, W. HOLE & P. STOFFERS (1977). – Nile submarine fan : sedimentation, deformation and oil potential. Offshore technology conference (2731), Houston, 35-38.
- RYAN, W. B. F., K.J. HSÜ *et al.* (1973). – Init. reports of the DSDP XIII, US Govt. Printing office, Washington, 1447 p

Tuteur : G. BELLAICHE

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique sous marine de Villefranche-sur-Mer, Geosciences Azur, UPMC.