



HAL
open science

Formation des marges passives et remontée du manteau : Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice.

Marie-Odile Beslier

► To cite this version:

Marie-Odile Beslier. Formation des marges passives et remontée du manteau : Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice.. Géologie appliquée. Université Paris VI, 1990. Français. NNT: . tel-00594598

HAL Id: tel-00594598

<https://theses.hal.science/tel-00594598>

Submitted on 20 May 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

M. O. BESLIER

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-44-0

**formation
des marges passives
et remontée du manteau:**

MODELISATION EXPERIMENTALE
ET EXEMPLE DE LA MARGE
DE LA GALICE

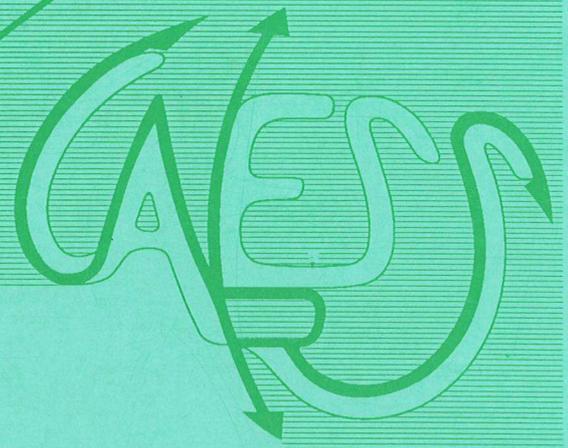
MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

n° 45

d'Etude Structurale

des Socles



Rennes 1991

**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N° 45

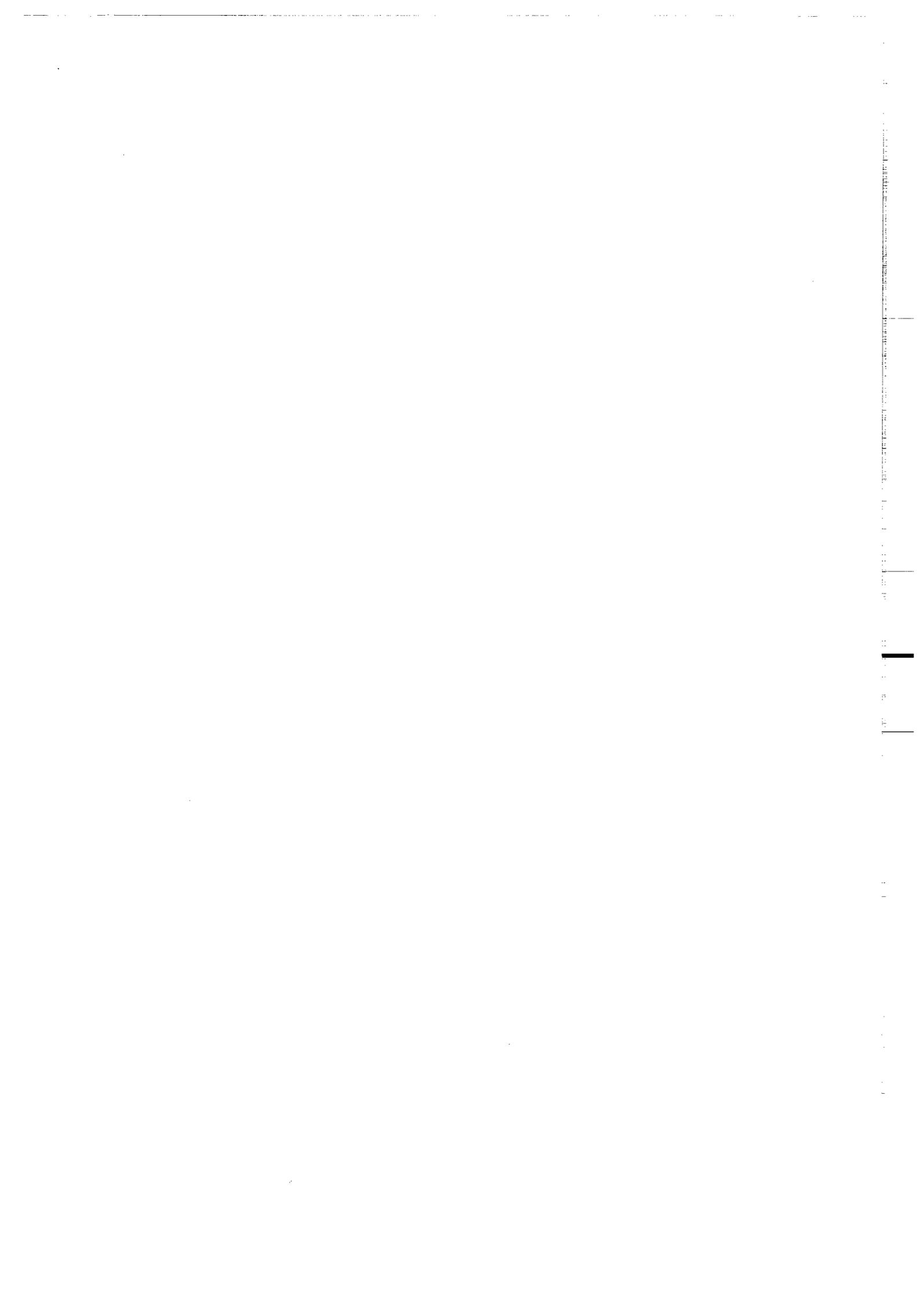
Marie-Odile BESLIER

**FORMATION DES MARGES PASSIVES ET REMONTEE DU MANTEAU :
Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice**

**Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6
soutenue le 10 Mai 1990**

**Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1991



ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-44-0

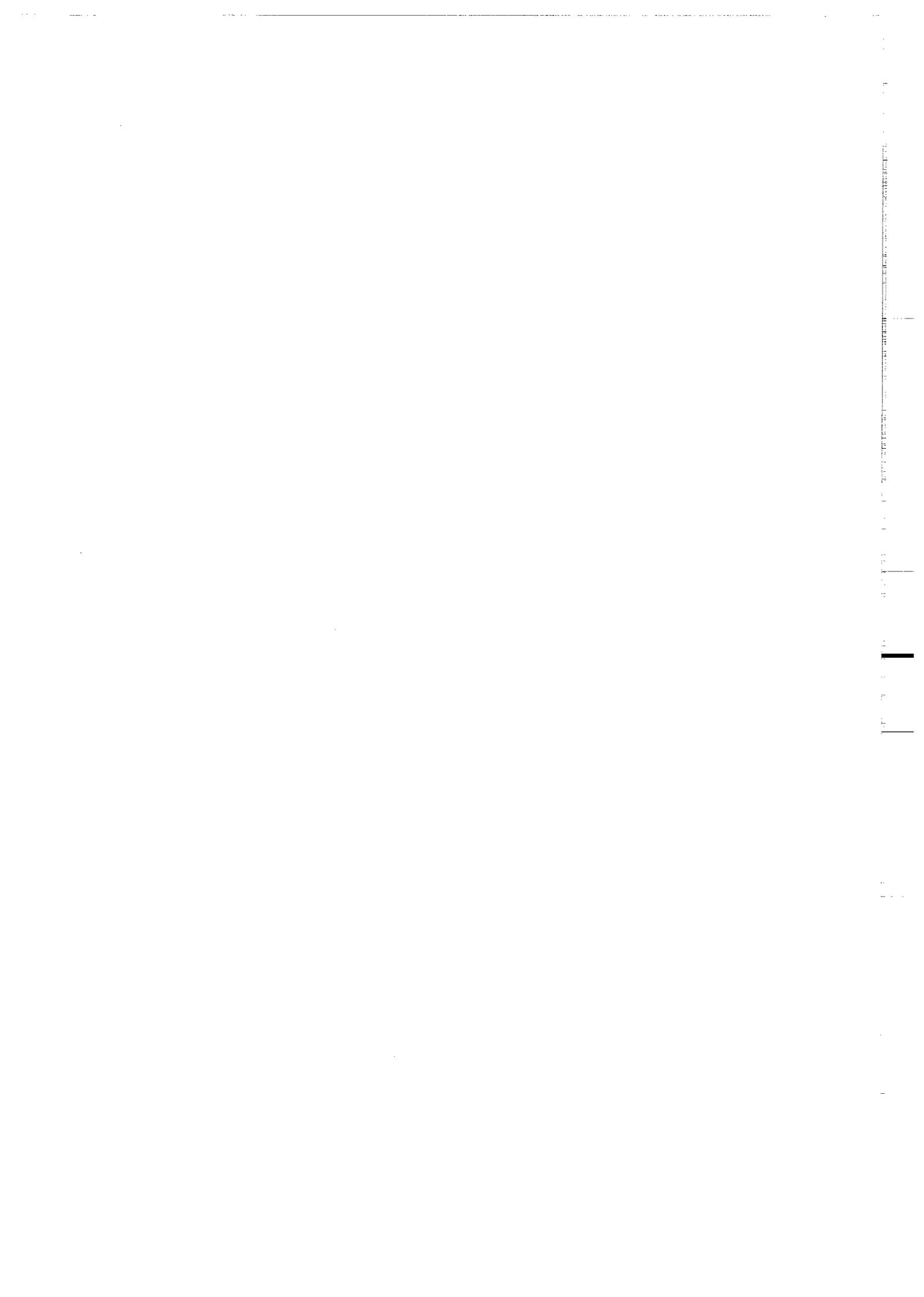
1991

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

M.O. BESLIER (1990)

**Formation des marges passives et remontée du manteau :
Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes,45; 257 p.



Avant-propos

Cette thèse, co-dirigée par Gilbert Boillot, Jean-Pierre Brun et Jacques Girardeau, est le fruit d'une collaboration entre le Groupe d'Etude de la Marge Continentale et de l'Océan de l'Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-Mer (Université Pierre et Marie Curie) dirigé par Jean Mascle, et du Laboratoire de Tectonique de l'Université de Rennes 1 dirigé par Jean-Pierre Brun. Elle s'est déroulée au Laboratoire de Pétrologie Physique de l'Université Paris 7 dirigé par Jean-Claude Mercier. Elle a été partiellement réalisée grâce à une bourse du Ministère de la Recherche et de la Technologie. Les travaux de terrain et de laboratoire ont été financés par diverses ATP dont GGO (J.G.) et DBT (Rifts et Dorsales) (G.B. et J.G.).



SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	p. 1
CHAPITRE I - MODELISATION EXPERIMENTALE	
I.A. Introduction.....	p. 3
I.B. Striction d'une lithosphère continentale multicouche fragile-ductile.....	p. 9
I.B.1. Développement d'instabilités lithosphériques en extension: modélisation analogique et analytique.....	p. 9
I.B.1.0. Introduction.....	p. 9
I.B.1.1. Structure rhéologique de la lithosphère.....	p. 10
I.B.1.2. Modèles analytiques de la striction d'un multicouche... I.B.1.2.1. méthode de calcul.....	p. 12 p. 12
I.B.1.2.2. couche plastique noyée dans un matériel visqueux: résultats théoriques.....	p. 14
I.B.1.2.3. modes de déformation de la lithosphère.....	p. 15
I.B.1.3. Modèles réduits analogiques dimensionnés..... I.B.1.3.1. principe et méthode.....	p. 19 p. 19
a) structure rhéologique et matériaux analogues.....	p. 21
b) conditions aux limites du système, appareillage et procédure expérimentale.....	p. 22
I.B.1.3.2. résultats.....	p. 22
a) modèles tricouches.....	p. 26
b) modèles quadricouches.....	p. 32
I.B.1.4. Discussion.....	p. 34
I.B.1.5. Conclusion.....	p. 35
Références bibliographiques.....	
I.B.2. Développement et géométrie des structures dans une lithosphère extrêmement étirée.....	p. 37
I.B.2.0. Introduction.....	p. 37
I.B.2.1. Formation des marges continentales passives: les problèmes..... a) les mécanismes de déformation de la lithosphère.....	p. 37 p. 38
b) compatibilité cinématique entre le basculement des blocs de croûte supérieure et le cisaillement à la base des blocs.....	p. 39
c) les modalités de remontée du manteau.....	p. 39
d) structures lithosphériques héritées.....	p. 40
I.B.2.2. Modèles analogiques..... a) procédure expérimentale.....	p. 40 p. 41
b) les limites inhérentes à la modélisation analogique.....	p. 41
c) géométrie des structures en fonction du couplage fragile-ductile.....	p. 42
I.B.2.3. Caractéristiques générales des modèles..... a) amincissement de la lithosphère multicouche en fonction du couplage fragile-ductile.....	p. 51 p. 51
b) boudinage du manteau lithosphérique fragile.....	p. 52
c) déformation de la croûte supérieure fragile.....	p. 52

d) relation entre les rifts de la croûte et les boudins du manteau.....	p. 53
e) déformation de la croûte inférieure ductile.....	p. 53
f) remontée du manteau.....	p. 53
g) cinématique et chronologie des zones de cisaillement. .	p. 54
I.B.2.4. Discussion.....	p. 56
a) implications du modèle de boudinage d'une lithosphère multicouche pour la formation des marges continentales passives.....	p. 56
b) comparaison avec les modèles d'extension lithosphérique antérieurs.....	p. 64
I.B.2.5. Conclusion.....	p. 66
Références bibliographiques.....	p. 69

CHAPITRE II - LA MARGE CONTINENTALE PASSIVE DE LA GALICE

II.A. Présentation de la marge.....	p. 73
II.A.1. Situation géographique.....	p. 73
II.A.2. Morphologie.....	p. 77
II.A.3. Cadre régional, évolution et structure de la marge.....	p. 77
II.A.3.a. le socle continental.....	p. 77
II.A.3.b. évolution au Trias et au Jurassique.....	p. 78
II.A.3.c. évolution sédimentaire fini-jurassique et crétacée.....	p. 78
II.A.3.d. structures associées à la phase de rifting mésozoïque. .	p. 79
II.A.3.e. la tectonique tertiaire.....	p. 80
II.A.3.f. la ride de péridotite.....	p. 80
II.A.3.g. le réflecteur sismique "S".....	p. 83
II.A.3.h. le socle basaltique au nord du Banc de Galice.....	p. 83
II.A.4. Contexte géodynamique: la cinématique des plaques pendant la phase de rifting.....	p. 84
II.A.5. Amincissement et extension crustale.....	p. 86
II.A.6. Modèles de formation de la marge.....	p. 87
II.A.6.a. modèle d'étirement homogène.....	p. 87
II.A.6.b. modèles d'étirement hétérogène.....	p. 87
II.A.6.c. modèle mixte diapirisme mantellique-dénudation tectonique.....	p. 89
II.A.7. La marge passive conjuguée.....	p. 91
II.A.7.a. évolution et structure.....	p. 91
II.A.7.b. comparaison avec la marge de la Galice.....	p. 95
II.A.8. Comparaison avec la marge Nord-Gascogne.....	p. 98
II.B. Etude pétro-structurale des péridotites de la marge de la Galice.....	p. 103
II.B.1. Principaux résultats.....	p. 104
II.B.2. Comparaison avec les péridotites du massif du Banc de Gorringe.....	p. 106
Références bibliographiques.....	p. 109
II.B.3. Publications.....	p. 115
II.B.3.a. Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: hole 637A, ODP Leg 103 on the Galicia margin.....	p. 117
II.B.3.b. Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge passive continentale de la Galice (Espagne).....	p. 133

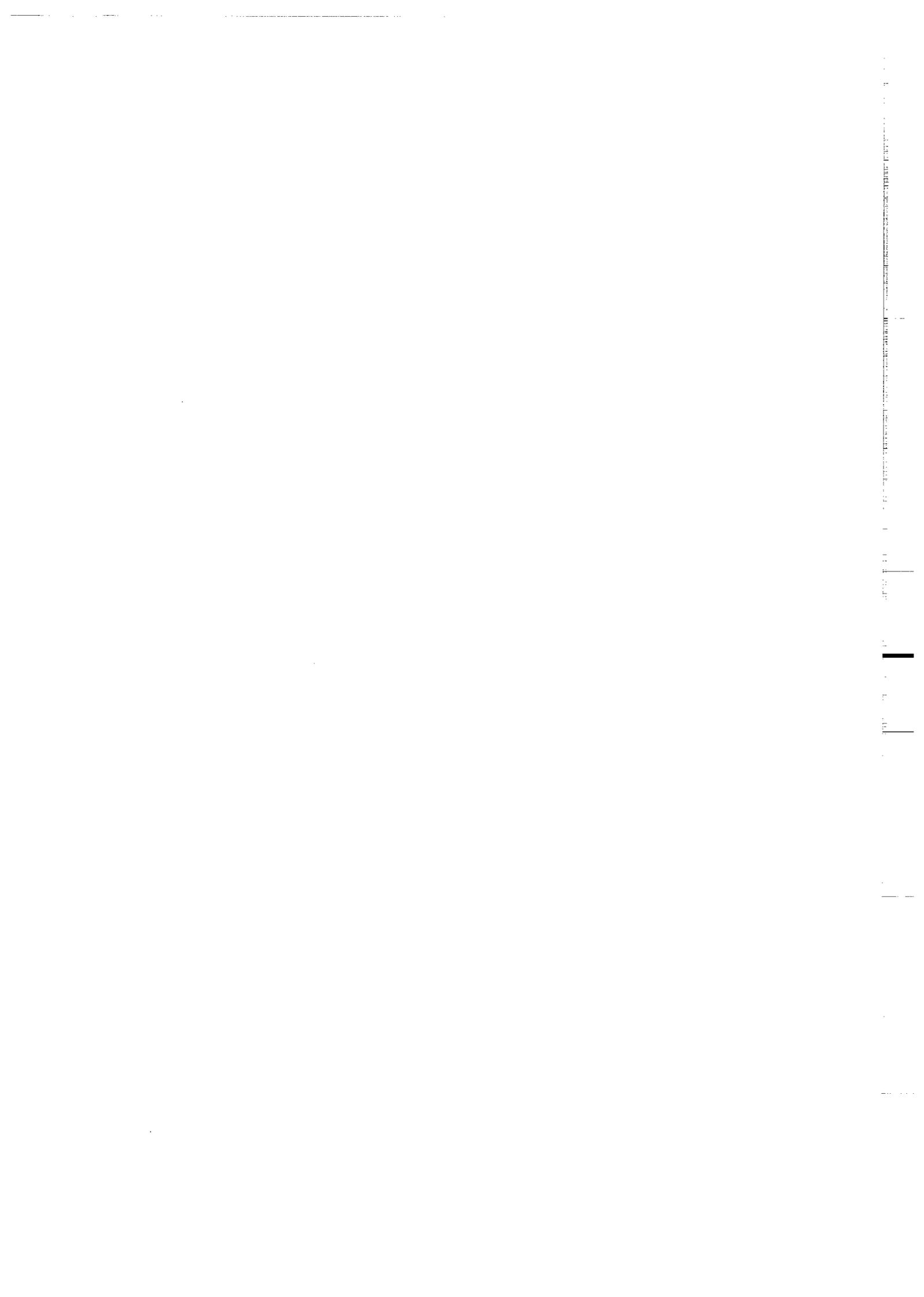
II.B.3.c. Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne).....	p. 141
II.B.3.d. Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, NW Spain.....	p. 149

CHAPITRE III - RESULTATS ET CONCLUSION

III.A. Résultats.....	p. 189
III.A.1. Modélisation expérimentale.....	p. 189
III.A.2. Les péridotites de la marge de la Galice.....	p. 191
III.A.3. Boudinage lithosphérique sur la marge continentale passive de la Galice.....	p. 193
III.B. Conclusion.....	p. 197

ANNEXES

Localisation et description des échantillons de socle prélevés par le Nautilie pendant la mission Galinaute en 1986.....	p. 201
- plongées sur la ride de péridotite.....	p. 202
- plongées sur le socle continental.....	p. 218



Introduction générale

INTRODUCTION GENERALE

La découverte récente de roches mantelliques à l'affleurement en pied de marge continentale passive, à la limite entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique, a remis en question la conception classiquement admise selon laquelle l'accrétion océanique commence aussitôt après la rupture de la croûte continentale amincie pendant le rifting. Ceci implique en effet la juxtaposition, en pied de marge, de la croûte océanique nouvellement formée issue de la fusion partielle du manteau ascendant, et de la croûte continentale amincie de la marge. L'affleurement du manteau à l'axe de paléo-rifts continentaux à la fin du rifting ou en début de drifting a intrigué la communauté scientifique, qui a cherché à comprendre les mécanismes responsables de cette remontée associée à l'extension lithosphérique. De nombreuses questions se sont alors posées quant à l'origine et à l'évolution de ces roches mantelliques. Représentent-elles du matériel asthénosphérique remonté diapiriquement vers la surface, ou du matériel lithosphérique qui aurait été remonté passivement lors de l'étirement lithosphérique ? Quels sont les mécanismes mis en jeu pendant l'étirement de la lithosphère susceptibles d'expliquer la remontée des péridotites et la structure des marges continentales passives ? Quelle relation existe-t-il entre les systèmes de blocs basculés caractéristiques de ce type de marge et la cinématique de la déformation des péridotites ? La principale difficulté pour aborder ces problèmes est due au fait que les données disponibles dans les niveaux profonds des rifts et des marges passives sont, à l'heure actuelle, peu nombreuses. Pour tenter d'apporter des réponses à ces questions, deux approches ont été choisies dans cette thèse. D'une part, une approche "de terrain" qui nous a permis d'étudier la structure et l'évolution des péridotites et des roches de la croûte continentale présentes au pied de la marge de la Galice. Cette marge est un site d'étude privilégié, la faible épaisseur de la couverture sédimentaire permettant d'avoir accès aux roches du socle, en particulier à la limite continent-océan où les niveaux lithosphériques profonds sont proches de la surface. D'autre part, une approche expérimentale dont le but était d'explorer, d'un point de vue mécanique et à l'échelle lithosphérique, les mécanismes de déformation mis en jeu dans une lithosphère continentale stable lors du processus de rifting, grâce à la réalisation de modèles réduits analogiques soumis à une extension extrême.

Toutes les données présentées dans cette thèse le sont sous forme de publications, dont certaines sont en projet (chapitre I) et les autres en cours de publication ou publiées (chapitre II). Le premier chapitre de ce mémoire est consacré à la présentation des

modèles analogiques. La démarche expérimentale est tout d'abord présentée. Elle nous a conduit en particulier à adopter dans les modèles une structure rhéologique simplifiée de la lithosphère (multicouche fragile-ductile), et à évaluer l'influence de la variation du couplage fragile-ductile (différence de résistance au cisaillement entre les différentes couches) sur le développement des structures. Nous avons analysé ensuite la réponse de ce multicouche lorsqu'il est soumis à une extension extrême localisée. Deux approches ont été choisies: (1) tenter de caractériser la déformation en terme d'instabilités liées à l'hétérogénéité de ce système fragile-ductile; (2) étudier la géométrie des structures extensives et la cinématique de la déformation. Le premier point est développé dans le premier projet de publication où sont comparés les résultats d'une modélisation analytique effectuée par J. Martinod et Ph. Davy et de la modélisation analogique que j'ai réalisée. Le second point est discuté dans le second projet de publication où figure l'essentiel des résultats obtenus par les modèles analogiques réalisés dans le laboratoire de Tectonique du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (Rennes). Ces modèles analogiques nous ont ainsi permis de préciser, d'un point de vue mécanique, les modalités de remontée du manteau pendant l'amincissement de la lithosphère, et de proposer un modèle de formation des marges continentales passives.

La seconde partie est consacrée à l'étude pétro-structurale des roches mantelliques affleurant au pied de la marge continentale passive de la Galice, ainsi que des roches crustales constituant en partie les blocs profonds de la marge. Cette étude a été réalisée sur des échantillons prélevés "in situ" par forage (campagne ODP du Joides Resolution, Leg 103, 1985) et par le submersible Nautile (campagne Galinaute du Groupe d'Etude de la Marge Continentale et de l'Océan, URA 718 CNRS, 1986). L'étude des échantillons forés, menée dans le cadre de mon DEA, est présentée dans la première publication de ce chapitre. L'étude pétro-structurale des échantillons prélevés par le Nautile, que j'ai réalisée au laboratoire de Pétrologie Physique de l'Université Paris 7, est présentée dans les trois autres publications. L'âge de la déformation associée à la mise en place des péridotites, déterminé par Gilbert Féraud à l'Université de Nice, est reporté dans la troisième publication. Cette étude pétro-structurale nous a permis de déterminer les conditions physiques de la déformation, l'attitude des structures, et l'évolution de ces roches lors de leur remontée pendant le rifting continental.

Le chapitre de conclusion présente une synthèse des principaux résultats obtenus par ces deux approches complémentaires, ainsi que leurs implications pour la formation et l'évolution des marges passives et les processus de remontée du manteau lors de l'extension continentale.

Modélisation expérimentale

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

CHAPITRE I

LA MODELISATION EXPERIMENTALE: STRICTION D'UNE LITHOSPHERE CONTINENTALE MULTICOUCHE FRAGILE-DUCTILE

I. A. INTRODUCTION

Deux modes de formation des rifts, actif ou passif, sont à l'heure actuelle proposés, selon le moteur de l'extension envisagé (Sengör et Burke, 1978). Dans le cas du rifting actif, la dynamique du manteau est le moteur de l'extension. Le rifting serait dû soit à la montée et à l'étalement d'un panache associé à un point chaud (fig. I.A.1; Ramberg, 1971; Meissner, 1981; Mulugeta, 1985; Meissner et Küpnick, 1988), soit aux mouvements convectifs dans le manteau (Burke et Dewey, 1973).

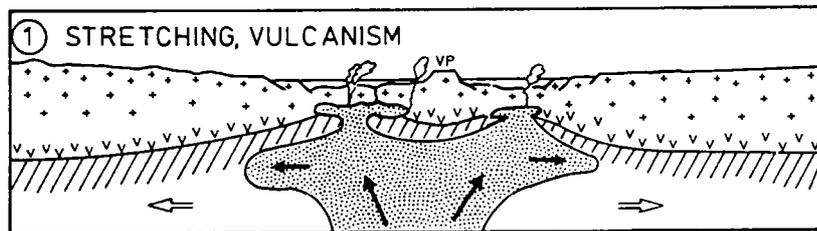


Figure I.A.1. Modèle de rifting actif où le moteur de l'extension est la montée et l'étalement d'un panache associé à un point chaud; d'après Meissner et Köpnick, 1988.

Dans le cas du rifting passif, les forces motrices, dues à l'interaction entre les plaques lithosphériques mobiles, sont des forces de traction exercées aux limites des plaques. Le rôle du manteau est alors secondaire. Quel que soit le mécanisme moteur de l'extension, il engendre une remontée du manteau profond. Cette remontée du manteau peut être amplifiée selon les hypothèses, soit gravitairement (diapirisme pur), soit par l'advection liée à la perturbation thermique dans la zone de rift (Nicolas, 1984, 1986a, 1986b, 1989).

Deux principaux modèles d'étirement lithosphérique sont généralement invoqués actuellement. Le premier a été établi à partir de l'étude analytique des phénomènes de subsidence associés au rifting (McKenzie, 1978). Il correspond à un étirement homogène de la lithosphère (cisaillement pur), et conduit à une symétrie de la zone lithosphérique amincie, ainsi que des marges continentales passives qui peuvent résulter d'un tel

processus de rifting. Sur la largeur de la zone déformée, la déformation de la croûte supérieure fragile est contemporaine de celle des niveaux lithosphériques profonds et la quantité d'extension superficielle est équivalente à l'amincissement crustal (fig. I.A.2).

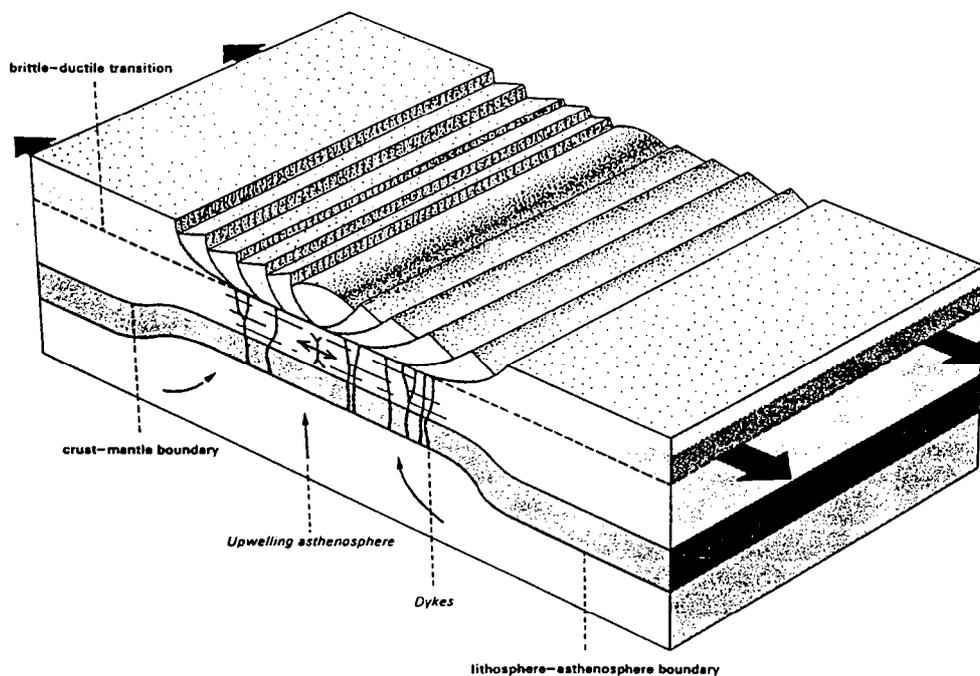


Figure I.A.2. Modèle d'étirement lithosphérique homogène (cisaillement pur; Mc Kenzie, 1978); d'après Lister et Davis, 1989.

Le second modèle, proposé à partir d'études structurales dans le Basin and Range, est un modèle d'extension hétérogène localisée le long d'une grande zone de cisaillement d'échelle lithosphérique, à faible pendage et fonctionnant en faille normale (cisaillement simple) (Wernicke, 1981, 1985; Wernicke et Burchfield, 1982). Ce modèle implique en particulier une asymétrie de la zone lithosphérique étirée, avec émergence de la faille de détachement sur l'une des marges conjuguées et un décalage entre la zone d'amincissement crustal et la remontée du manteau profond (fig. I.A.3). Il n'y a pas de rapport nécessaire entre la quantité d'extension superficielle et l'amincissement crustal. Les marges continentales passives conjuguées issues d'un tel mécanisme de rifting sont asymétriques. D'un point de vue structural, la marge située initialement sous la faille de détachement est large et présente une série de blocs basculés qui sont des lambeaux de la marge conjuguée reposant sur de la croûte profonde granulitique. Celle située initialement au toit de la faille de détachement est plus étroite et présente des failles normales antithétiques de la faille basale, séparant des blocs basculés de croûte supérieure. Cette déformation peut être tardive par rapport au jeu de la faille de détachement.

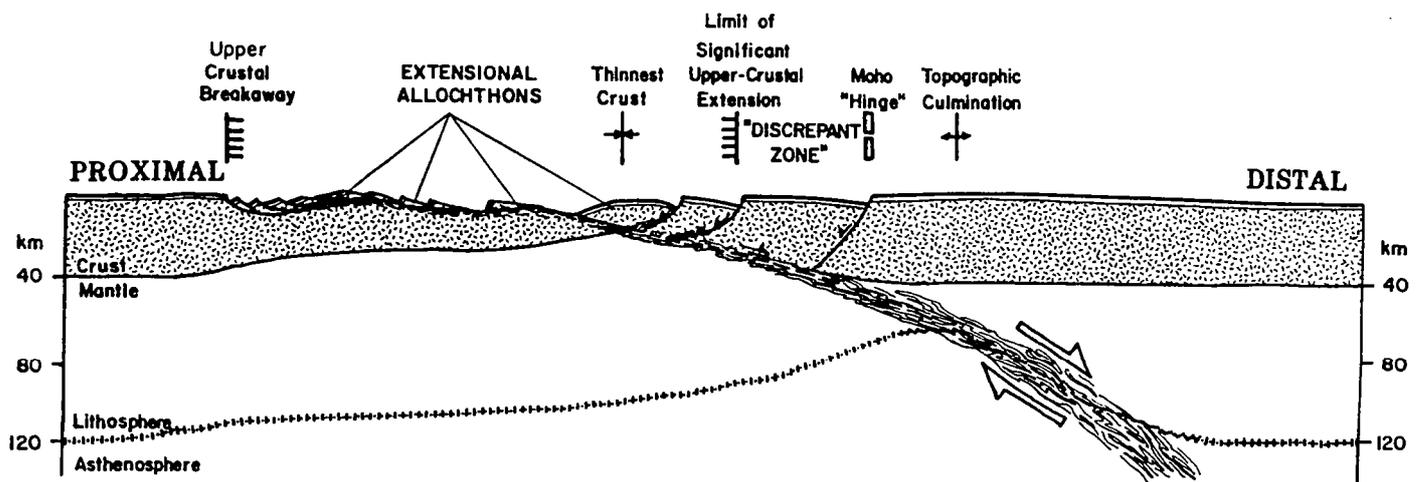


Figure 1.A.3. Modèle d'étirement lithosphérique hétérogène (cisaillement simple); d'après Wernicke, 1985.

Ces deux modèles ont été opposés et considérés comme deux cas extrêmes de processus engagés pendant l'extension lithosphérique. Diverses variantes de ces modèles ont été proposées pour prendre en compte certaines caractéristiques particulières des zones continentales étirées (par exemple, Royden et Keen, 1980; Lister et al., 1986; Le Pichon et Barbier, 1987; Boillot et al., 1987; 1988a...).

Si ces modèles tentent d'expliquer les principales caractéristiques des marges continentales passives, d'importants problèmes restent à l'heure actuelle sujets à controverse du fait principalement de la mauvaise connaissance des niveaux profonds des zones continentales en extension. Ces problèmes sont en particulier: (1) les mécanismes de déformation mis en jeu à l'échelle lithosphérique, (2) la compatibilité cinématique entre le basculement des blocs de croûte supérieure et le cisaillement à la base de ces blocs, (3) les modalités de remontée du manteau sous les zones superficielles amincies, selon le mécanisme moteur de l'extension envisagé (rifting actif/passif), (4) l'influence des structures lithosphériques héritées d'évènements tectono-métamorphiques antérieurs à la phase de rifting.

Pour pallier ce manque de données profondes, une autre approche a été choisie ici: la modélisation analogique. Elle permet de comprendre les processus mécaniques mis en jeu dans la lithosphère continentale en contexte extensif. D'un point de vue mécanique, la lithosphère continentale est instable lorsqu'elle est soumise à un champ de contrainte. Cette instabilité est due à la stratification lithosphérique, liée à une alternance de couches de résistance variable. En extension, cette instabilité tend à provoquer le boudinage des niveaux résistants. En effet, le boudinage se développe dans un niveau résistant inclus dans une matrice de moindre résistance lorsqu'ils sont soumis à un étirement. Le niveau résistant instable présente une succession de zones d'amincissement (necks) et de zones peu ou pas déformées (boudins). Cette instabilité est connue en mécanique sous le nom de striction.

Artemjev et Artyushkov (1971) ont apparenté le rifting continental à un necking de la croûte. Tapponnier et Francheteau (1978) ont proposé pour leur part que les rifts océaniques soient dûs au necking de la lithosphère. Depuis, plusieurs auteurs ont proposé que la déformation de la lithosphère continentale soit due au développement d'instabilités conduisant au boudinage lithosphérique (Fletcher et Hallet, 1983; Ricard et Froidevaux, 1986; Zuber et al., 1986; Bassi et Bonnin, 1988a et b). Ces auteurs ont essayé de quantifier le phénomène en réalisant des modèles analytiques, valables pour de faibles déformations.

Le but de la modélisation analogique présentée dans ce mémoire est d'étudier les mécanismes de déformation d'une lithosphère continentale stable (120-130km d'épaisseur) soumise à une extension extrême, afin (1) de comprendre comment des roches mantelliques peuvent être portées à l'affleurement en fin de rifting continental, et (2) de comprendre la structure des marges continentales passives. Nous nous sommes résolument placé dans le cas d'un rifting passif. La difficulté majeure à surmonter pour étudier l'instabilité de la lithosphère en extension est de connaître sa structure rhéologique puis, vue sa complexité, de la simplifier. Deux mécanismes de déformation majeurs sont mis en jeu dans la lithosphère: la fracturation et le fluage. A partir des données expérimentales sur la déformation des roches, la structure de la lithosphère présentant un gradient géothermique moyen a été simplifiée au premier ordre dans les modèles par une structure quadricouche fragile-ductile (croûte fragile-ductile sur manteau fragile-ductile). Un modèle à structure tricouche (croûte fragile-ductile sur manteau entièrement ductile) a été réalisé pour étudier le comportement d'une lithosphère présentant un fort gradient géothermique. Les modèles ont été soumis à une extension localisée extrême, afin d'atteindre la rupture de la croûte continentale et, de ce fait, la remontée du manteau jusqu'à la surface.

Les résultats de la modélisation analogique sont présentés dans le chapitre suivant (§ I.B) sous forme de deux projets de publication. Dans le premier, nous avons comparé les résultats de la modélisation analogique que j'ai effectuée, avec ceux d'une modélisation analytique effectuée par Joseph Martinod et Philippe Davy. Les instabilités susceptibles de se développer dans la lithosphère ont été caractérisées, et l'influence de la variation des caractéristiques rhéologiques initiales de la lithosphère sur le développement des structures a été étudiée. Dans le deuxième projet de publication, la géométrie et le développement des structures sont présentées et analysées. Un nouveau modèle de formation des marges continentales passives, dit de boudinage lithosphérique, est proposé.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Artemjev, M.E. et Artyushkov, E.V., 1971. Structure and isostasy of the Baikal Rift and the mechanism of rifting. *J. Geophys. Res.*, 76: 1197-1211.
- Bassi, G. et Bonnin, J., 1988. Rheological modelling and deformation instability of lithosphere under extension. *Geophys. J.*, 93: 485-504.
- Bassi, G. et Bonnin, J., 1988. Rheological modelling and deformation instability of lithosphere under extension - II. Depth-dependent rheology. *Geophys. J.*, 94: 559-565.
- Boillot, G., Girardeau, J. et Kornprobst, J., 1988. The rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 741-756.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna-Sierra, E.L., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. et Williamson, M.W., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132: 335-342.
- Burke, K. et Dewey, J.F., 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol.*, 81: 406-433.
- Fletcher, R.C. et Hallet, B., 1983. Unstable extension of the lithosphere: a mechanical model for Basin-and-Range structure. *J. Geophys. Res.*, 88, B9: 7457-7466.
- Le Pichon, X. et Barbier, F., 1987. Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, 2: 133-150.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. et Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14: 246-250.
- Lister, G.S. et Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40: 25-32.
- Meissner, R., 1981. Passive margin development. A consequence of specific convection pattern in variable viscosity upper mantle. In *Oceanologica Acta, Proc. 26th Int. Geol. Congress, Geology of Continental Margins Symposium*, Paris, 1980, 115-121.
- Meissner, R. et Köpnick, M., 1988. Structure and evolution of passive margins: the plume model again. *J. Geodyn.*, 9: 1-13.
- Mulugeta, G., 1985. Dynamic models of continental rift valley systems. *Tectonophysics*, 113: 49-73.
- Nicolas, A., 1984. Lherzolites of the western Alps: a structural review. In Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites*, Amsterdam (Elsevier), 347-359.
- Nicolas, A., 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.*, 27: 999-1022.
- Nicolas, A., 1986. Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. *Rev. Geophys.*, 24: 875-895.
- Nicolas, A., 1989. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Kluwer Academic Publishers*, 367p.
- Ramberg, H., 1971. Dynamic models simulating rift valleys and continental drift. *Lithos*, 4: 259-276.
- Ricard, Y. et Froidevaux, C., 1986. Stretching instabilities and lithospheric boudinage. *J. Geophys. Res.*, 91, B8: 8314-8324.

- Royden, L. et Keen, C.E., 1980.** Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 51: 343-361.
- Sengör, A.M.C. et Burke, K., 1978.** Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 6: 419-421.
- Tapponnier, P. et Francheteau, J., 1978.** Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *J. Geophys. Res.*, 83, B8, 3955-3970.
- Wernicke, B., 1981.** Low-angle normal faults in the Basin and Range Province - nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645-648.
- Wernicke, B., 1985.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B. et Burchfield, B.C., 1982.** Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4: 105-115.
- Zuber, M.T. et Parmentier, E.M., 1986.** Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation. *J. Geophys. Res.*, 91, B5: 4826-4838.

I.B. STRICTION D'UNE LITHOSPHERE CONTINENTALE MULTICOUCHE FRAGILE-DUCTILE.

I.B.1. DEVELOPPEMENT D'INSTABILITES LITHOSPHERIQUES EN EXTENSION:

Modélisations analytique et analogique.

(Projet de publication en collaboration avec J. Martinod, P. Davy et J.P. Brun)

I.B.1.0. INTRODUCTION.

L'amincissement d'une lithosphère continentale stable (de 100 à 120 km d'épaisseur) lorsqu'elle est soumise à une extension se caractérise par la formation de rifts en surface, et la remontée du manteau en profondeur. Si l'extension est suffisante pour provoquer la rupture lithosphérique et le début de l'océanisation, la croûte continentale amincie lors du rifting continental forme les marges passives. Les rifts sont des structures linéaires décalées par des failles transverses, de plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de kilomètres de long. Leur largeur est variable: le fossé rhénan fait trente à quarante kilomètres de large; plus au sud en bordure du Massif Central, la largeur de la zone étirée atteint 100 km, plusieurs rifts parallèles (Bresse et Limagnes) séparés par des horsts s'étant développés; le rift Est-Africain atteint 70 à 80 km de large. Cette variabilité de la largeur des zones continentales étirées se retrouve sur les marges passives. Dans l'Atlantique par exemple, la largeur des marges varie de 1000 km (Atlantique Central) à 200 km (Mer du Labrador).

Dans ces zones en extension, deux modes de déformation sont clairement exprimés et superposés: l'un correspond à la succession de horsts et grabens, larges d'une quarantaine de kilomètres en moyenne, l'autre à l'amincissement global de la lithosphère sur la largeur de la zone étirée.

Plusieurs modèles conceptuels de formation des rifts ont été proposés, selon le mécanisme d'étirement lithosphérique envisagé. Les deux principaux sont celui dit de McKenzie (1978), qui implique un étirement homogène de la lithosphère, et celui proposé par Wernicke (1985), où la déformation, hétérogène, est localisée dans une zone de cisaillement à faible pendage d'échelle lithosphérique.

D'un point de vue mécanique, la lithosphère continentale est instable lorsqu'elle est soumise à un champ de contrainte. Cette instabilité est due à la stratification lithosphérique, liée à une alternance de couches de résistance variable. En extension,

plusieurs auteurs ont proposé que la déformation soit due au développement d'instabilités conduisant au boudinage de la lithosphère (Fletcher et Hallet, 1983; Ricard et Froidevaux, 1986; Zuber et al., 1986; Bassi et Bonnin, 1988a et b). Cette instabilité est connue en mécanique sous le nom de striction. Ces auteurs ont proposé des modèles analytiques, valables pour de faibles déformations. Ils montrent que le développement des instabilités dépend fortement de la résistance relative de chacune des couches lithosphériques, et également de la nature des interfaces (Bassi et Bonnin, 1988a).

A partir de ce modèle de boudinage, nous présentons dans ce papier les résultats de deux modélisations menées en parallèle, l'une analogique, l'autre analytique, d'une lithosphère continentale soumise à une extension horizontale. Le principal problème à résoudre pour réaliser les modèles de striction lithosphérique est (1) de connaître la structure rhéologique de la lithosphère, qui est complexe et mal contrainte, puis (2) de la simplifier. Deux types de structures rhéologiques (tricouches et quadricouches fragile-ductile) ont été envisagées, qui correspondent chacune à une structure thermique initiale de la lithosphère. La modélisation analytique a permis de caractériser les instabilités susceptibles de s'initier dans la lithosphère (méthode des perturbations). La modélisation analogique a permis d'observer la géométrie de ces instabilités en déformation finie (initiation + amplification) pour des quantités d'extension plus importantes. Nous avons tenté enfin de comparer les résultats obtenus par ces deux études afin de tester mutuellement ces deux types de modélisation.

I.B.1.1. STRUCTURE RHEOLOGIQUE DE LA LITHOSPHERE.

La structure de la lithosphère est actuellement sujette à controverses, principalement parcequ'on ne connaît pas bien les lois régissant le comportement rhéologique des roches en profondeur, en particulier aux taux de déformation géologiques. Des estimations ont pu être faites, par extrapolation de données expérimentales sur la déformation des roches (par exemple, Goetze et Evans, 1979; Brace et Kohlsted, 1980; Kirby, 1983, 1985; Carter et Tsenn, 1987; Ranalli et Murphy, 1987). Ces études montrent que le profil de résistance de la lithosphère qui peut être calculé dépend de multiples facteurs. En conséquence, plusieurs types de profils sont établis, selon le gradient géothermique, la composition moyenne de la croûte et du manteau, le régime de contrainte auquel la lithosphère est soumise.

Cependant, quelle que soit la valeur de ces paramètres, la lithosphère apparaît comme une multicouche constituée d'une alternance de niveaux fragiles et de niveaux ductiles. Les couches fragiles ont un comportement de type Mohr-Coulomb (Byerlee, 1978) pour lequel la résistance au cisaillement augmente linéairement avec la profondeur. Elle est également dépendante du champ de contrainte appliqué - extension / coulissement

/ compression -, puisqu'elle est environ six fois moins grande en extension qu'en compression (Sibson, 1974). La contrainte horizontale σ_3 nécessaire pour activer des failles vaut (Byerlee, 1968):

$$\begin{aligned}\sigma_3 &= \sigma_1/5, & \text{si } \sigma_1 < 550 \text{ MPa} \\ \sigma_3 &= 0,32\sigma_1 - 68 \text{ (MPa)}, & \text{si } \sigma_1 > 550 \text{ MPa}\end{aligned}$$

En extension, la contrainte principale σ_1 est verticale; c'est la pression lithostatique (ρgh).

Les niveaux ductiles ont un comportement de type Weertman (cf. Kirby, 1985) régit par une loi de puissance de la forme

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

où $\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation, σ la contrainte déviatorique, A et n des constantes propres au matériau considéré, Q l'énergie d'activation du fluage, R la constante des gaz parfaits et T la température absolue.

Ce type de comportement est fonction de la nature des roches, de la température et de la vitesse de déformation. Les constantes A, n et Q ont été déterminées expérimentalement pour plusieurs types de roches et de minéraux, et extrapolées aux taux de déformation géologiques. La précision de ces valeurs est limitée, dans la mesure où la variation de paramètres extérieurs (présence d'eau dans les roches par exemple) peut les modifier considérablement (Carter et Tsenn, 1987).

D'après ces lois rhéologiques, et considérant que la croûte a globalement le comportement d'une roche acide, de type granitique ou quartzitique, il est admis que les mécanismes de déformation sont la fracturation dans sa partie supérieure (< 20 km) et le fluage ductile pour sa partie inférieure (Faugère et Brun, 1984; Davy, 1986). Cependant, la base de la croûte peut avoir une composition plus anhydre (présence de niveaux granulitiques) et donc être plus résistante, son comportement rhéologique étant proche de celui d'une diabase. Le comportement du manteau, assimilé à celui d'une dunite, est moins bien défini, sa partie superficielle pouvant être soit fragile, soit ductile (Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1989). Des calculs de résistance au cisaillement des différentes couches lithosphériques (Davy et Cobbold, soumis) montrent que pour un gradient géothermique moyen (température au Moho inférieure à 550-650°C), il est plus facile de fracturer la partie superficielle du manteau que de la déformer ductilement. Si le gradient est très faible, l'épaisseur du manteau fragile augmente, et la base de la croûte peut elle-même devenir fragile. Au contraire, si le gradient géothermique est fort, le manteau devient entièrement ductile, et l'épaisseur de la croûte fragile diminue également, mais dans une moindre proportion. Ces calculs confirment que la structure rhéologique de la lithosphère est principalement dépendante des conditions thermiques, et dans une moindre mesure des sollicitations auxquelles elle est soumise (champ de contrainte, taux

de déformation par exemple). L'épaisseur, et donc la résistance au cisaillement, des couches fragiles est maximale en régime extensif.

Dans les modèles, la simplification de la structure lithosphérique est basée sur la distinction de deux mécanismes de déformation principaux, la fracturation et le fluage. Au premier ordre, la structure rhéologique de la lithosphère peut être assimilée soit à une quadricouche fragile-ductile (croûte bicouche fragile-ductile sur manteau bicouche fragile-ductile) soit à une tricouche (croûte bicouche fragile-ductile sur manteau ductile), selon le régime thermique initial. Pour des raisons pratiques, nous n'introduirons pas plus de complexité dans l'étude qui va suivre. Chaque couche sera considérée comme ayant des propriétés rhéologiques homogènes. Le principe de la modélisation est de supposer que cette structure rhéologique simplifiée est effectivement, au premier ordre, un bon analogue du comportement mécanique de la lithosphère, ce que semble confirmer les résultats présentés ici.

I.B.1.2. MODELES ANALYTIQUES DE LA STRICTION D'UN MULTICOUCHE.

La modélisation analytique, réalisée par Joseph Martinod et Philippe Davy, a permis tout d'abord d'étudier l'influence de la viscosité de la couche ductile adjacente à la couche résistante instable sur son comportement. Les modes propres de déformation de la lithosphère continentale en contexte extensif ont ensuite été déterminés.

I.B.1.2.1. Méthode de calcul.

La méthode de calcul utilisée, qui s'inspire des travaux antérieurs de Biot (1961), Smith (1977) et de Fletcher et Hallet (1983), a déjà été clairement exposée par Bassi et Bonnin (1988a): il s'agit d'une méthode de calcul analytique bidimensionnelle, permettant de calculer des vitesses d'amplification de perturbations infinitésimales. Les longueurs d'onde présentant des taux d'amplification négatifs ne croîtront pas. Les longueurs d'onde préférentiellement activées seront celles qui possèdent les taux d'amplification les plus forts.

Le modèle avant déformation est constitué d'une série stratifiée horizontalement de niveaux visqueux non newtoniens dont on fixe l'épaisseur, la densité, le coefficient "n" qui intervient dans la loi de puissance reliant le taux de déformation à la contrainte, et la viscosité. Celle-ci peut être choisie constante au sein d'un niveau, ou variant exponentiellement avec la profondeur: dans les deux cas en effet, des solutions analytiques aux équations de Navier-Stokes dans le plan peuvent être obtenues (Fletcher et Hallet, 1983).

Ce modèle est étiré parallèlement à un axe X horizontal. Nous supposons qu'il se déforme sans changement de volume et de manière homogène, c'est-à-dire que chaque couche s'amincit et s'étire avec un taux de croissance identique $\epsilon_{xx} = -\epsilon_{zz}$. Nous étudions le développement d'une perturbation sinusoïdale infinitésimale de longueur d'onde λ affectant l'ensemble des interfaces. Cette perturbation va s'amplifier (ou décroître) avec le temps. Plus exactement, l'altitude $z_i(x,t)$ de la $i^{\text{ème}}$ interface s'écrit sous la forme:

$$z_i(x,t) = z_i(x,0) + \sin(2\pi x/\lambda) \{ [C_{i1} \exp[-(q_1-1)\epsilon_{xx}t] + \dots + C_{iN} \exp[-(q_N-1)\epsilon_{xx}t] \}$$

où λ est la longueur d'onde de la déformation; N le nombre d'interfaces; q_j , $1 < j < n$, un des N taux de croissance de la déformation, q_j est un nombre sans dimension; C_{ij} , $1 < i, j < N$, des constantes d'intégration.

Très rapidement, la déformation correspondant au plus grand des N taux de croissance va prédominer, l'équation précédente devenant:

$$z_i(x,t) \approx z_i(x,0) + \sin(2\pi x/\lambda) \times C_{iL} \exp[-(q_L-1)\epsilon_{xx}t]$$

où q_L est le taux d'amplification le plus fort; exceptionnellement, si C_{iL} est nul, on s'intéressera au second taux de croissance le plus grand, et ainsi de suite.

Pour chaque longueur d'onde, il est possible de calculer le taux de croissance le plus grand $q_L(\lambda)$. Nous supposerons que la longueur d'onde préférentiellement activée sera celle qui possède le plus grand q_L . Toutefois, cette condition est peut-être trop restrictive car elle présuppose une absence de modification des mécanismes d'amplification. Aussi, pour ne pas être trop rigoriste et négliger des longueurs d'onde "activables", nous retiendrons tout maximum même relatif. Pour chaque longueur d'onde retenue, les coefficients C_{i1} donnent alors la géométrie de la lithosphère qui se déforme.

Ces simulations numériques ne permettent d'étudier que les premiers stades de la déformation. Les calculs ne sont en effet valables que lorsque les perturbations restent infinitésimales par rapport à l'étirement homogène. Toutefois, on peut penser que les premières longueurs d'onde qui sont activées le resteront durant l'amplification du phénomène. Précisons enfin que les parties fragiles de la lithosphère sont modélisées numériquement par des matériaux plastiques, c'est à dire des matériaux visqueux non-newtoniens dont le coefficient de puissance "n" tend vers l'infini. En pratique, on a vérifié que l'on pouvait prendre $n = 10^4$ pour représenter un niveau parfaitement plastique, car le comportement des modèles reste le même lorsque n prend de plus grandes valeurs. La viscosité effective μ de ces matériaux est (Bassi et Bonnin, 1988b):

$$\mu = \Delta \sigma / 4 \epsilon_{xx} : \quad \mu = \rho g h / 5 \epsilon_{xx}, \text{ si } \sigma_1 < 550 \text{ MPa}$$

$$\mu = (0,08 \rho g h - 1,7 \cdot 10^7) / \epsilon_{xx}, \text{ si } \sigma_1 > 550 \text{ MPa}$$

La viscosité des niveaux ductiles est donnée par:

$$\mu = A \exp(-Q/RT)$$

où A et Q dépendent de la nature du matériau.

I.B.1.2.2. Couche plastique noyée dans un matériel visqueux: Résultats théoriques.

Les instabilités d'une couche plastique comprise entre deux demi-espaces ductiles faiblement visqueux ont déjà été étudiées par Ricard et Froidevaux (1986). Ils observent qu'une instabilité fondamentale se développe, avec un taux de croissance maximal qui correspond en extension au boudinage du niveau plastique (fig.I.B.1.1). Cette instabilité apparaît pour une longueur d'onde égale à quatre fois environ l'épaisseur de la couche plastique. D'autres instabilités apparaissent avec des taux de croissance sensiblement égaux, pour des longueurs d'onde égales à $4h/(2i+1)$, h étant l'épaisseur de la couche plastique, et i un entier naturel. Ces instabilités sont dites harmoniques du mode fondamental de longueur d'onde $4h$. Elles correspondent alternativement à du flambage et du boudinage du niveau plastique.

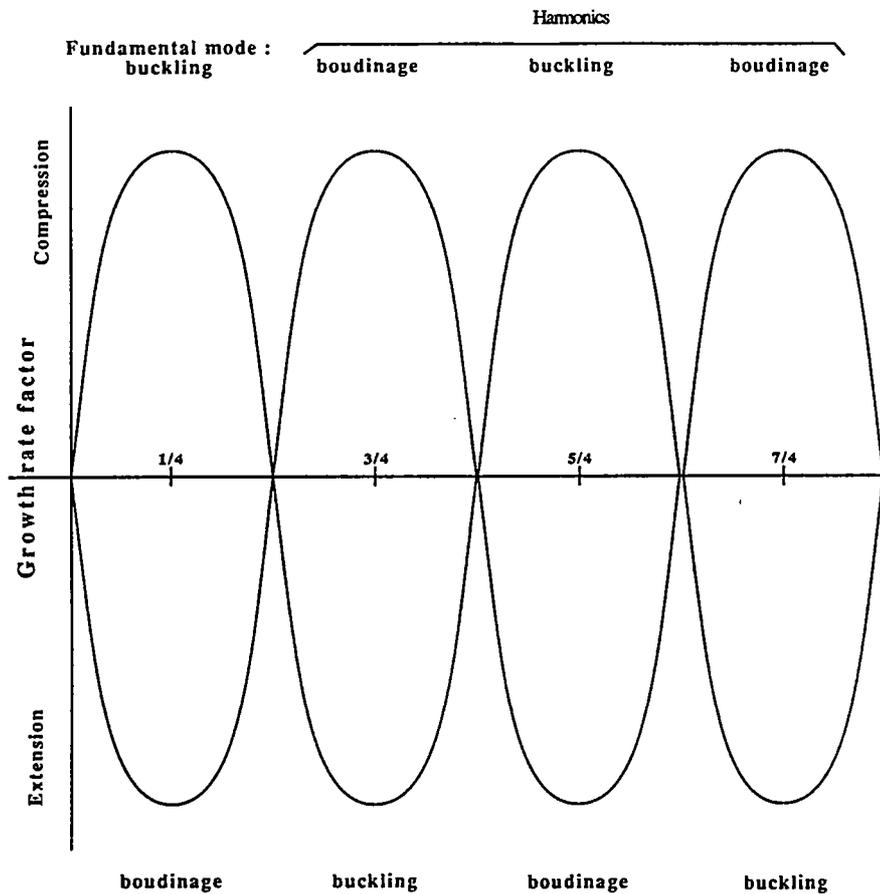


Figure I.B.1.1. Taux de croissance q en fonction de la longueur d'onde des instabilités se développant dans une couche plastique comprise entre deux demi-espaces ductiles peu visqueux.

Ricard et Froidevaux ont également étudié l'importance de la gravité dans la déformation. La présence d'une surface libre au toit de la couche plastique, ou

simplement d'un contraste de gravité normal, entraîne une légère augmentation des longueurs d'onde obtenues en extension: la longueur d'onde fondamentale tend vers $8h$ lorsque le rapport $\Delta\rho gh/4\mu_1\epsilon_{xx}$ tend vers l'infini, avec $\Delta\rho$: contraste de densité entre le niveau plastique et la couche visqueuse sus-jacente, g : accélération de la pesanteur, μ : viscosité du niveau plastique.

Nous nous sommes intéressés à l'influence de la viscosité du milieu ductile adjacent à la couche plastique sur les résultats. Les quatre modèles testés sont schématisés sur la figure I.B.1.2. La viscosité de la couche ductile située à la base de la couche plastique décroît exponentiellement, de la viscosité de la couche plastique à celle du demi-espace visqueux inférieur. La viscosité décroît d'autant moins vite que l'épaisseur de la couche augmente (modèles 2 à 4 de la fig. I.B.1.2). Les calculs montrent que les différents modes de déformation restent présents dans tous les modèles, pour des longueurs d'onde sensiblement constantes. Les taux de déformation, par contre, décroissent rapidement lorsque l'épaisseur de la couche ductile augmente. En effet, dans les milieux newtoniens, ou peu localisants (n faible), les instabilités ne se développent pas ou très peu, et la déformation est homogène (Biot, 1961). La couche ductile a donc un effet stabilisateur sur l'amplification des instabilités de la couche plastique. Les taux de croissance des plus faibles longueurs d'onde diminuant bien plus fortement que ceux des grandes longueurs d'onde, l'effet stabilisateur est d'autant plus efficace que la longueur d'onde est faible. De ce fait, le mode de déformation fondamental étant de plus grande longueur d'onde que les modes de déformation harmoniques, il tend à rester le seul mode instable et amplifié lorsque l'épaisseur de la couche ductile augmente (fig. I.B.1.2).

I.B.1.2.3. Modes de déformation de la lithosphère.

Etant donné le grand nombre et la variabilité des paramètres à prendre en compte dans le calcul des profils de résistance de la lithosphère, il est inutile d'essayer de faire une étude systématique des déformations, en faisant varier tous ces paramètres (flux de chaleur, épaisseur et hétérogénéité de la croûte, présence d'eau, taux de déformation...). Nous n'avons donc étudié que quelques cas limites: présence ou non de minéraux hydratés dans la croûte, présence ou absence d'une couche d'amphibolites en base de croûte. Pour ces quatre exemples, l'influence majeure du gradient géothermique a été prise en compte, en faisant varier la température au Moho de 400 à 700°C.

Les calculs montrent que seuls les niveaux fragiles peuvent donner naissance à des instabilités (Smith, 1977). Les niveaux ductiles ne font qu'accomoder la déformation. Dans la lithosphère continentale, si la croûte supérieure est toujours fragile, la présence d'un niveau fragile au toit du manteau dépend par contre du gradient géothermique. La lithosphère comporte donc un ou deux niveaux fragiles selon la température au Moho. Par conséquent, les courbes illustrant le taux d'amplification des instabilités de la

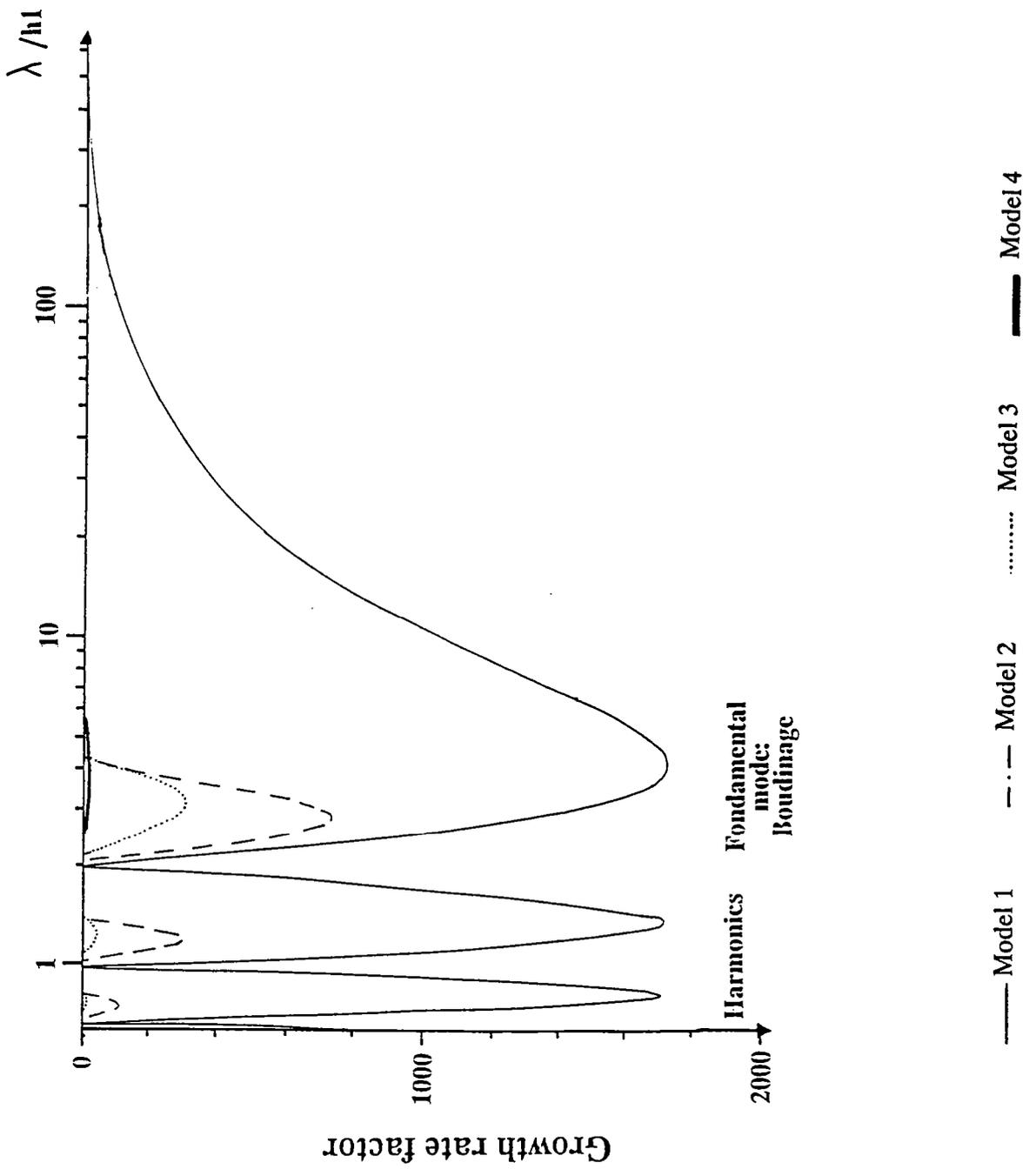


Figure I.B.1.2. Taux de croissance q en fonction de la longueur d'onde des instabilités se développant dans une couche plastique située au toit d'un milieu ductile dont la viscosité varie (modèles 1 à 4).

lithosphère en fonction de leur longueur d'onde présentent un ou deux pics principaux, pour une longueur d'onde égale à quatre fois l'épaisseur de la croûte fragile et, lorsqu'il existe, du manteau fragile (fig. I.B.1.3). D'autres pics, correspondant aux harmoniques de ces deux déformations, sont visibles pour de plus faibles longueurs d'onde. A cause de la présence de niveaux fortement visqueux à la base de chaque couche fragile, le taux de croissance de ces déformations harmoniques reste très faible (fig. I.B.1.3). Ces instabilités de petites longueurs d'onde interviendront à priori peu ou pas dans la géométrie de la zone déformée.

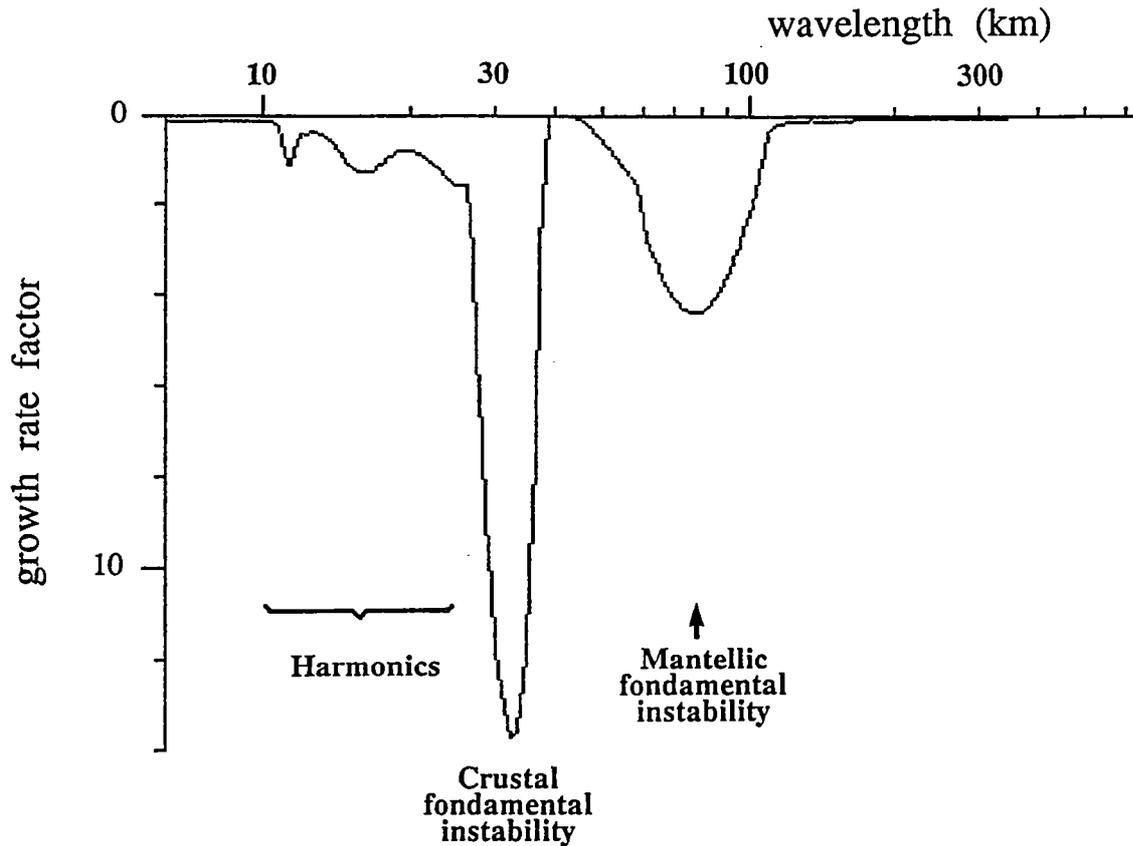


Figure I.B.1.3. Taux de croissance q en fonction de la longueur d'onde des instabilités se développant dans la lithosphère, pour une température de 500°C et une composition anhydre de la croûte.

Lorsque la croûte supérieure est le seul niveau fragile, la longueur d'onde des instabilités qui existent dans la lithosphère est fixée par cette seule couche instable. Le problème est plus complexe quand deux couches fragiles coexistent dans la lithosphère, car la théorie ne permet pas de connaître l'influence que peut avoir le développement de l'instabilité de l'une des couches sur celle de l'autre. On peut tout au plus supposer que lorsque les deux longueurs d'onde sont très différentes l'une de l'autre, chaque instabilité se développe sans perturber l'autre. Toutefois, si les deux instabilités ont des taux de

croissance très différents, celle qui possède le taux le plus important est probablement la seule à se développer. Ainsi, si la croûte ductile est très peu visqueuse (très hydratée par exemple), et si la base de la croûte est résistante (présence de niveaux amphibolitiques), le taux de croissance du mode fondamental de déformation crustale est très supérieur à celui de la déformation mantellique. En effet, la croûte intermédiaire peu résistante découple efficacement la croûte fragile du reste de la lithosphère, et la croûte inférieure plus visqueuse tend à stabiliser la couche mantellique fragile. On obtient dans ce cas des longueurs d'onde comprises entre 20 et 40 km selon le gradient géothermique (tab. I.B.1.1).

Nature de la croûte	T° Moho	épaisseur de la croûte fragile	mode fondamental de boudinage crustal:		épaisseur du manteau fragile	mode fondamental de boudinage mantellique:	
			longueur d'onde	taux d'amplification		longueur d'onde	taux d'amplification
anhydre	400	9,5	38	0,2	31	102	1,4
anhydre	500	7,8	23	1,2	17,5	65	2,2
anhydre	600	6,6	-	-	4,6	18	2,1
anhydre	700	5,7	21	2,1	-	-	-
hydratée	400	10,9	40	6,1	37	123	6,6
hydratée	500	8,9	32	13,7	20	78	4,3
hydratée	600	7,5	28	14,2	7,5	30	2,0
hydratée	700	6,5	23	13,6	-	-	-

Tableau I.B.1.1. Résultats de la modélisation analytique (longueurs d'onde et taux d'amplification des instabilités) pour la lithosphère, en fonction de la nature de la croûte (hydratée/anhydre) et du gradient géothermique (température au Moho).

Par contre, si la croûte est moins hydratée, et pour des gradients géothermiques faibles en général, le manteau fragile devient plus instable que la croûte. Les longueurs d'onde des déformations peuvent alors varier de 20 à 120 km, cette dernière valeur pour une lithosphère très froide (tab. I.B.1.1). Toutefois, dans bien des cas intermédiaires, deux instabilités de longueur d'onde distinctes peuvent être activées simultanément.

De plus, à cause de la faible épaisseur de la croûte ductile, les déformations des deux couches fragiles ne se développent pas indépendamment l'une de l'autre. Au boudinage de l'un des niveaux fragiles correspond une déformation de l'autre niveau fragile, de même longueur d'onde. En général, il s'agit aussi d'un boudinage, mais en "opposition de phase" avec celui de l'autre couche (fig. I.B.1.3, 10, 12), c'est-à-dire que les zones amincies du manteau fragile coïncident avec les horsts non déformés de la croûte supérieure.

I.B.1.3. MODELES REDUITS ANALOGIQUES DIMENSIONNES.

I.B.1.3.1. Principe et méthode.

I.B.1.3.1.a. Structure rhéologique et matériaux analogues.

Les mécanismes de l'extension, à l'échelle crustale ou lithosphérique, ont déjà été abordés par le biais de la modélisation analogique. Le principe et la procédure expérimentale des modèles présentés ici ont été décrits par Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1989; Allemand, 1988; Allemand et al., 1989.

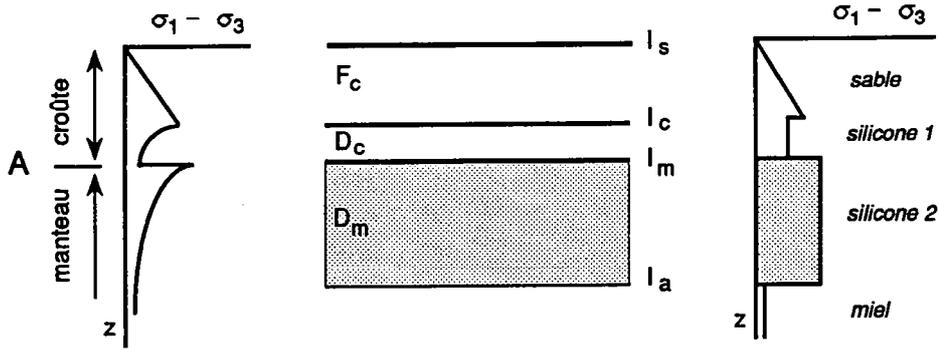
Les modèles expérimentaux que j'ai réalisés reprennent la structure rhéologique simplifiée décrite précédemment: une alternance de couches fragiles et ductiles, représentatives des comportements rhéologiques moyens de la croûte et du manteau. Les matériaux analogues utilisés dans les modèles sont le sable de Fontainebleau pour les couches fragiles et des silicones pour les niveaux ductiles. Le comportement du sable est de type Mohr-Coulomb (cohésion quasiment nulle et angle de frottement interne voisin de 30°). Les failles s'y forment donc à 30° de la contrainte principale σ_1 . Dans le cas de l'extension (σ_1 subverticale), le pendage des failles normales à l'initiation est proche de 60° . La silicone (gomme 70009 Rhône-Poulenc) a un comportement de type visqueux newtonien. Sa résistance au cisaillement est proportionnelle, par la viscosité, à la vitesse de déformation. Ce modèle multicouche repose sur une solution aqueuse sursaturée en sucre (miel liquide) dont la faible résistance au cisaillement et la forte densité simule le comportement de l'asthénosphère (Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1989).

Deux types de structures rhéologiques de la lithosphère ont été envisagées dans les modèles. Les modèles tricouches (croûte fragile-ductile sur manteau entièrement ductile: FDD) simulent le comportement d'une lithosphère où le gradient géothermique est fort. Les modèles quadricouches (croûte fragile-ductile sur manteau fragile-ductile: FDFD) simulent celui d'une lithosphère où le gradient géothermique est faible (fig. I.B.1.4).

Des structures intermédiaires ont été testées en modifiant la résistance au cisaillement des niveaux ductiles. Cette modification du couplage entre les niveaux ductiles et les niveaux fragiles (différence de résistance au cisaillement entre les deux milieux) a été réalisée dans les expériences en faisant varier la vitesse d'extension. Trois types de couplages (faible, moyen, fort) ont été testés sur les modèles quadricouches (fig. I.B.1.5).

Le dimensionnement des modèles a été effectué afin de respecter les rapports d'échelle entre modèle et lithosphère terrestre. La proportion de chacune des couches a été choisie à partir des données sur la déformation expérimentale des roches (cf. Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1989) et en fonction des paramètres thermiques de la lithosphère. Le contraste de densité entre croûte et manteau est respecté. La vitesse d'extension est

Modèle tricouche (FDD)



Modèle quadricouche (DFD)

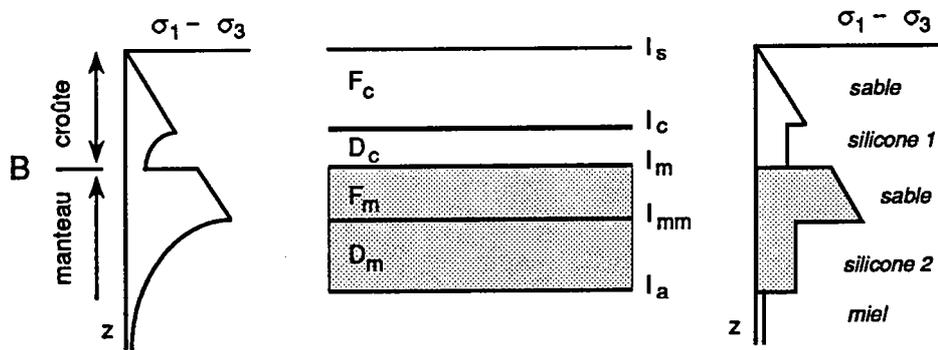


Figure I.B.1.4. Structures rhéologiques simplifiées de la lithosphère dans les modèles analogiques, et profils de résistance au cisaillement schématisés, de la lithosphère terrestre à gauche, des modèles analogiques à droite. A. Structure lithosphérique tricouche croûte fragile (F_c)- ductile (D_c) sur manteau ductile (D_m), pour un gradient géothermique fort. B. Structure quadricouche croûte fragile-ductile sur manteau fragile (F_m)- ductile,

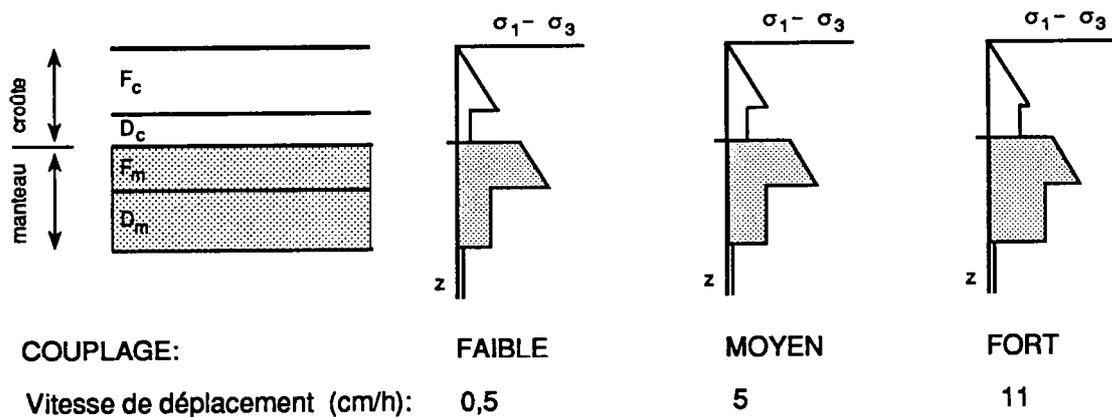


Figure I.B.1.5. Profils de résistance au cisaillement schématisés illustrant les trois types de couplage réalisés dans les modèles analogiques quadricouches. La résistance au cisaillement des niveaux ductiles (silicones) a été modifiée en faisant varier la vitesse de déformation.

également calibrée. Les propriétés rhéologiques des matériaux analogues sont telles que les expériences peuvent être réalisées dans le champ gravitaire normal (Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1989).

I.B.1.3.1.b. Conditions aux limites du système, appareillage et procédure expérimentale.

Le modèle multicouche doit être soumis à une extension horizontale. Le dispositif expérimental a été réalisé de façon à localiser l'extension au centre du modèle, en dehors des effets de bordure.

Le modèle est construit dans une boîte en plexiglass à base rectangulaire dans laquelle est placé un piston mobile qui délimite deux compartiments, un où le modèle est construit, et un réservoir de miel (Fig. I.B.1.6).

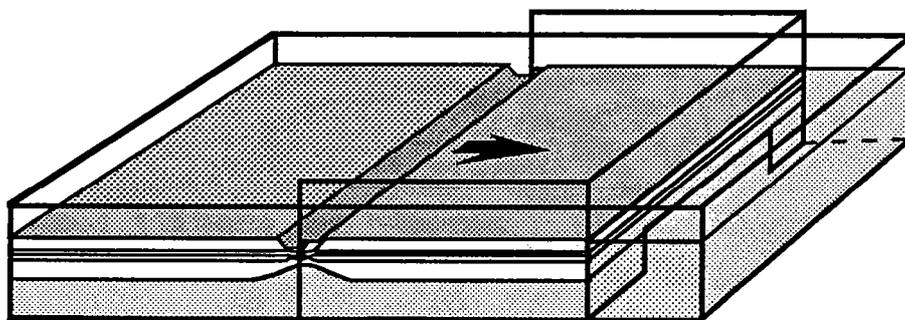


Figure I.B.1.6. Appareillage expérimental utilisé pour réaliser les modèles analogiques. L'extension est localisée au centre du modèle, à l'extrémité verticale des deux parois latérales solidaires du piston mobile.

Le piston est solidaire de deux fines parois latérales qui coulissent le long des murs fixes de la boîte. La base du piston est évidée afin que la couche de miel basale communique avec le réservoir et conserve une épaisseur constante au cours de l'expérience. Le piston est fixé à un vérin relié à un moteur pas à pas dont la vitesse est contrôlée par un micro-ordinateur. Les extrémités des deux parois latérales solidaires du piston, qui se déplacent à partir du centre du modèle, délimitent deux compartiments animés de vitesses différentes. L'extension se localise au niveau de cette zone de changement de vitesse brutal. Le modèle est construit dans un compartiment de dimension initiale 35 x 20 x 10 cm; le piston a 20 cm de large et les parois latérales 19 cm de long.

Le modèle est construit sur une couche de miel de plusieurs centimètres d'épaisseur disposée au fond de la boîte. De minces lits de sable coloré sont incorporés dans les couches fragiles comme marqueurs passifs de la déformation. Un mince film de

sable coloré recouvre initialement la surface du modèle, et est ensuite déposé régulièrement au cours de l'expérience sur les zones déformées, pour visualiser la géométrie des failles et leur durée d'activation. L'évolution du champ de déformation peut être reconstituée à partir des photos de surface prises à intervalles réguliers au cours de l'expérience. En fin d'expérience, le modèle est recouvert d'une couche de sable destinée à préserver l'état de surface du modèle lors de son humidification. Après congélation, des coupes parallèles à la direction de déplacement sont rapidement effectuées et photographiées.

I.B.1.3.2. Résultats.

Pour chaque expérience, dont les caractéristiques sont reportées dans le tableau I.B.1.2, on présente d'une part une coupe de l'état final du modèle analogique, et d'autre part les résultats de la modélisation analytique. La partie mobile du modèle entraînée par le piston est située à droite sur les coupes.

Dans les modèles analogiques, les instabilités qui se développent au cours de l'expérience modifient la géométrie initialement plane des interfaces limitant les différentes couches fragiles ou ductiles. Les instabilités s'initient au centre du modèle où l'extension est localisée.

En surface, un ou plusieurs rifts se développent au centre du modèle, perpendiculairement à la direction d'extension, selon la structure rhéologique et le couplage choisi. Si plusieurs rifts se développent, ils s'initient simultanément. La déformation étant localisante dans les niveaux fragiles, seuls ces rifts se développent quand l'extension augmente, et la déformation reste localisée au centre du modèle. Les expériences ont été, autant que possible, prolongées jusqu'à la rupture de la croûte fragile, visible en surface. Les effets de bord perturbent souvent la cylindricité des rifts à proximité des parois latérales de la boîte. L'influence de la largeur de la boîte n'a pas été testée.

I.B.1.3.2.a. Modèles tricouches.

Une expérience de ce type a été réalisée (BB8).

La géométrie du modèle reflète l'instabilité de la croûte fragile, qui est la couche lithosphérique la plus résistante. Les quatre interfaces qui existent dans le modèle sont déformées. La largeur de la déflexion de chaque interface reflète la longueur d'onde de l'instabilité qui l'affecte.

Les quatre interfaces ont subi une déformation d'une longueur d'onde environ égale à quatre fois l'épaisseur de la croûte fragile ($\lambda_{Fc} \approx 6\text{cm}$), qui définit la largeur de la zone lithosphérique déformée (fig. I.B.1.7). La surface du modèle I_s étant concave et les trois interfaces profondes I_c , I_m , I_a étant convexes, la déformation de la surface est en

opposition de phase avec celle des trois interfaces inférieures et provoque le boudinage de la croûte fragile, et l'amincissement de la lithosphère. L'amplitude de la déformation des interfaces I_c et I_m est plus importante que celle des deux autres interfaces (I_s et I_a). Cette géométrie implique (1) le très fort amincissement de la croûte fragile dont la rupture est atteinte au niveau d'un rift unique; (2) le léger amincissement de la croûte ductile (20%); (3) l'épaississement du manteau ductile, qui forme un dôme à l'aplomb du rift. La lithosphère est globalement peu amincie (20%; $\beta = 1,25$). Consécutivement, une large remontée asthénosphérique est localisée sous la zone crustale amincie.

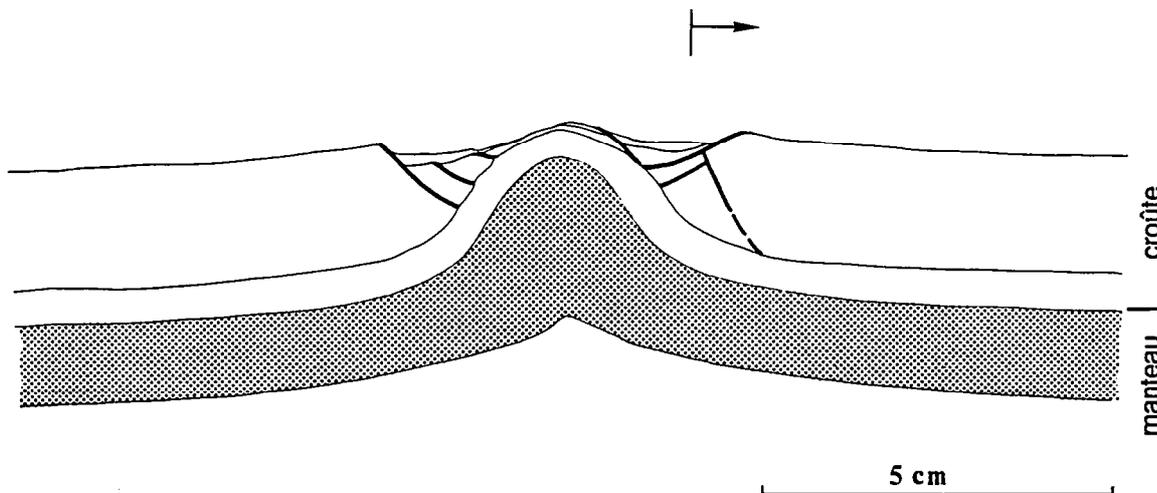


Figure I.B.1.7. Coupe du modèle analogique tricouche (BB8).

Ce modèle peut être comparé à celui d'une expérience précédente (Allemand, 1988; Allemand et al., 1989), pour étudier l'influence d'une variation du couplage fragile-ductile. Les deux expériences présentent les mêmes caractéristiques, sauf l'épaisseur de la croûte ductile qui est plus importante dans l'expérience précédente. L'initiation et le développement des instabilités sont identiques dans les deux expériences, mais l'amplitude de la déformation de l'interface I_m est moins importante quand la croûte ductile est plus épaisse. Dans ce cas, la croûte ductile est épaissie et forme un dôme étroit sous le rift. Cette différence entre les deux modèles est liée au fait que la déformation de l'interface I_m est une conséquence du boudinage de la croûte fragile qui est le seul niveau instable. L'amincissement de cette couche induit localement des contraintes cisailantes, qui, selon l'épaisseur de la croûte ductile, s'amortissent au dessus ou au dessous de l'interface I_m . Dans le premier cas, la croûte ductile est épaissie sous le rift, bien que l'on soit en extension, et le Moho (I_m) tend à rester plat. Dans le second cas, le Moho remonte sous le rift et la croûte ductile a tendance à s'amincir.

Caractéristiques Modèles	Dimensions initiales du modèle (cm)	Epaisseur initiale des couches (cm)			Propriétés physiques silicoles ρ : masse volumique (g/cm ³) μ : viscosité (Pa.s) à température ambiante	Conditions aux limites v: vitesse piston (cm/h) d: durée extension (h, mn) e: quantité extension (cm)			Longueur d'onde des déformations (cm)		Résistance des couches (Pa) - à la traction σ - au cisaillement τ	couplage + : faible ++: moyen +++: fort
		croûte fragile ductile Fc	manteau fragile ductile Fm	Dm		v	d	e	Modèle analogique	Modèle analytique		
BB1	50 x 23	1,4 2,0	0,6 0,8	0,8 ~1,5	Dc: $\rho = 1,214$ $\mu = 2,1.10^4$ Dm: $\rho = 1,305$ $\mu = 1,3.10^4$	5	47 mn	3,8 (7,6%)	$\lambda_{Fc} \sim 1,9$ $\lambda_{Fm} \sim 1,5$ $\lambda_L \sim 16$	$\lambda_{Fc} \sim 4$ $\lambda_{Fm} \sim 2,8$ $\lambda_L \sim 21$	$\sigma_{Fc} = 112$ $\sigma_{Dc} = 14,6$ $\sigma_{Fm} = 224$ $\sigma_{Dm} = 9,03$ $\tau_{Dc} = 48,6$	++
BB5	35 x 20	1,0 1,5	0,5 0,8	0,8 1,8	cf BB1	11	29mn	5,5 (15,7%)	$\lambda_{Fc} \sim 1,7$ $\lambda_{Fm} \sim 1,7$ $\lambda_L \sim 17$	$\lambda_{Fc} \sim$ $\lambda_{Fm} \sim 3,5$ $\lambda_L \sim 20$	$\sigma_{Fc} = 80$ $\sigma_{Dc} = 42,8$ $\sigma_{Fm} = 184$ $\sigma_{Dm} = 26,48$ $\tau_{Dc} = 128,3$	+++
BB6	35 x 20	1,5 2,0	0,5 0,7	2,0	cf BB1	0,5	4h46	2,3 (6,57%)	$\lambda_{Fc} \sim 2$ $\lambda_{Fm} \sim 2$	$\lambda_{Fc} \sim 4$ $\lambda_{Fm} \sim 2,2$ $\lambda_L \sim 20$	$\sigma_{Fc} = 120$ $\sigma_{Dc} = 1,46$ $\sigma_{Fm} = 216$ $\sigma_{Dm} = 0,90$ $\tau_{Dc} = 5,83$	+
BB8	35 x 20	1,1 à 1,7 1,6 à 2,2	0,5 1,5	1,5	Dc: $\rho = 1,1$ $\mu = 1,6.10^4$ Dm: $\rho \sim 1,268$ $\mu \sim 2,4.10^4$	5	47 mn	3,5 (10%)	$\lambda_{Fc} \sim 6$	$\lambda_{Fc} \sim 9$	$\sigma_{Fc} = 88$ à 136 $\sigma_{Dc} \sim 11,7$ $\sigma_{Dm} \sim 17,54$ $\tau_{Dc} \sim 44,45$	

Tableau I.B.1.2. Paramètres caractéristiques des modèles analogiques.

Le résultat de la modélisation analytique est reporté dans le diagramme de la figure I.B.1.8, qui donne le taux d'amplification des instabilités en fonction de la longueur d'onde. Le pic principal, présent pour une longueur d'onde d'environ 9cm, correspond au mode fondamental de déformation de la croûte fragile. Il s'agit du boudinage de cette couche, induisant l'amincissement des niveaux ductiles sous-jacents. La modélisation analytique prédit en particulier la concavité de la surface du modèle, qui est peu amplifiée par rapport à la convexité des interfaces plus profondes de la lithosphère. Les mouvements verticaux sont effectivement cinq fois plus importants au niveau du Moho qu'en surface, lors de l'initiation de l'amincissement. Ces résultats sont en bon accord avec ceux de la modélisation analogique, sauf en ce qui concerne la longueur d'onde qui est supérieure à $4h$ ($\approx 6\text{cm}$) dans le modèle analytique.

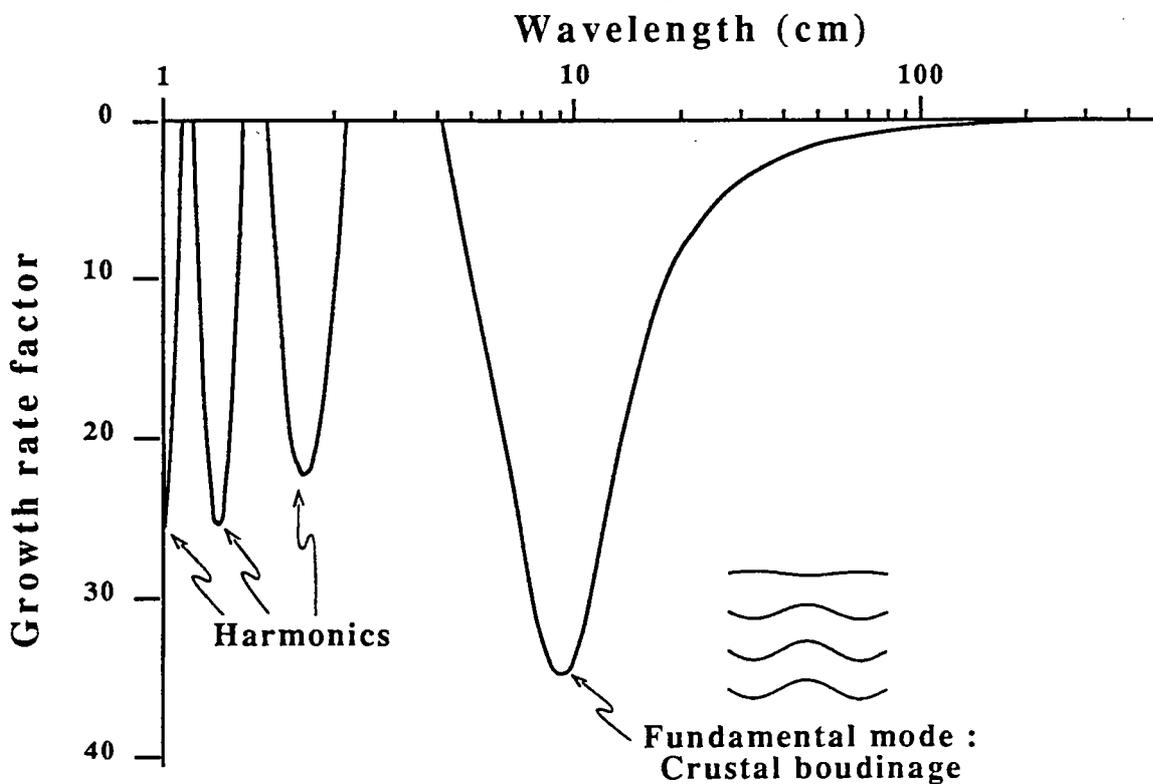


Figure I.B.1.8. Taux d'amplification en fonction de la longueur d'onde des instabilités dans le modèle tricouche (BB8).

Si la croûte ductile est plus épaisse, l'étude analytique montre que le boudinage de la croûte fragile induit l'épaississement de la croûte ductile sous les rifts, limitant la déformation du Moho.

Pour les paramètres de la lithosphère continentale, la modélisation analytique indique que, quel que soit le cas envisagé pour une lithosphère dépourvue de manteau fragile (tricouche), la croûte ductile découple suffisamment la croûte supérieure du manteau pour que le boudinage n'induisse pas la déformation du Moho.

I.B.1.3.2.b. Modèles quadricouches.

Dans ce type de modèle, les deux couches fragiles sont instables. Le manteau fragile est le plus résistant des deux. La lithosphère entière peut également se comporter comme une couche globalement instable si les deux couches fragiles sont mécaniquement couplées. Dans les modèles, le rôle de ce couplage dans la déformation a donc été testé, en faisant varier la résistance au cisaillement de la silicone représentative de la croûte ductile. Trois types de couplage (fort, moyen, faible) ont été réalisés.

Modèle à fort couplage.

Les cinq interfaces du modèle présentent une même déformation de grande longueur d'onde ($\lambda \approx 17$ cm, proche de trois fois l'épaisseur de la lithosphère), qui définit une zone déformée très large (fig. I.B.1.9b).

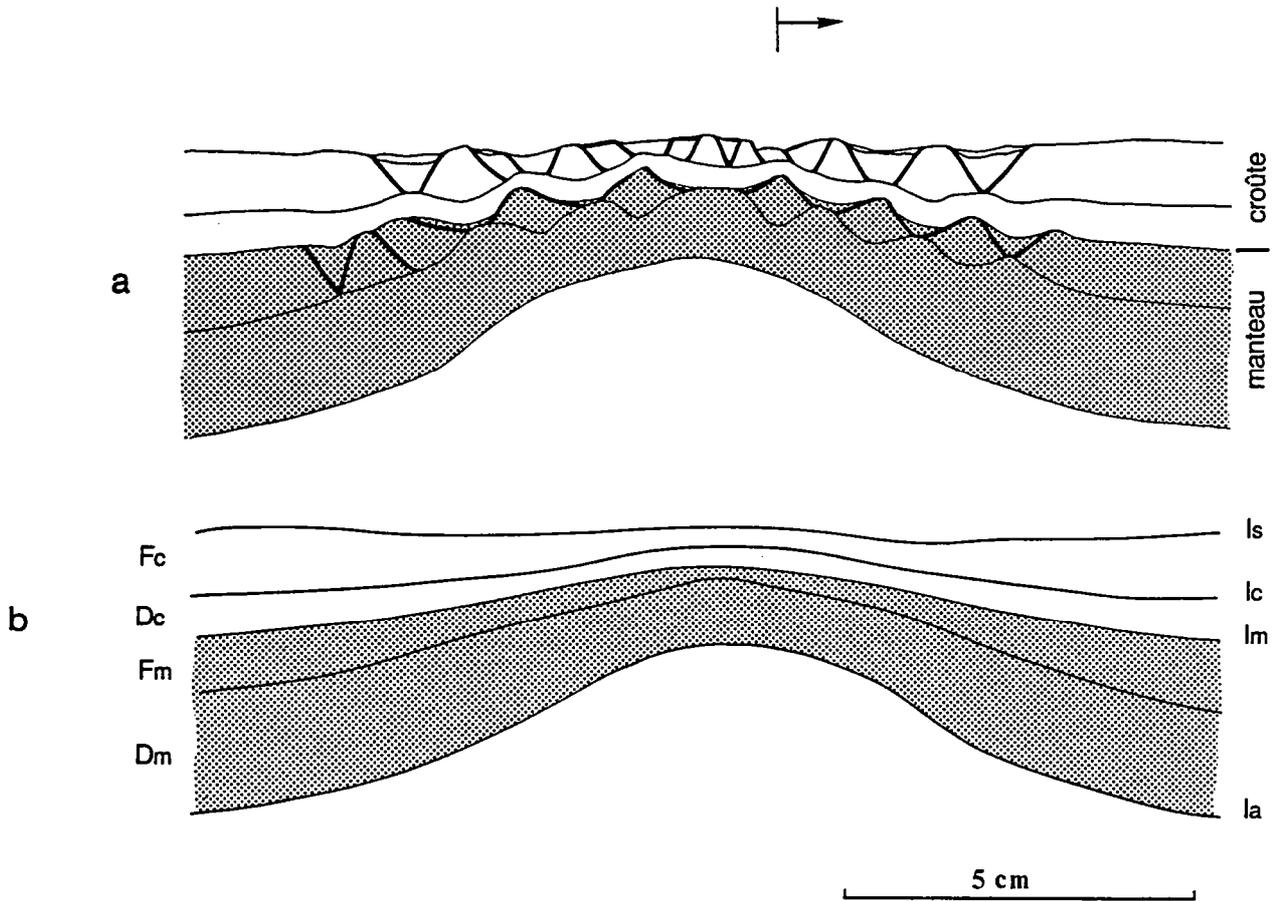


Figure I.B.1.9. Modèle analogique quadricouche à fort couplage (BB5). a. coupe du modèle. b. mise en évidence du mode de déformation lithosphérique par lissage des interfaces sur le dessin de la coupe; noter l'amincissement de toutes les couches.

La surface du modèle Is est très légèrement concave, tandis que les interfaces profondes Ic, Im, Imm et Ia sont convexes. Toutes les couches lithosphériques sont amincies (Fc et Fm : $\approx 60\%$, Dc : 50% , Dm : $\approx 40\%$). Cette déformation, qui affecte l'ensemble des couches, montre que la lithosphère a son propre mode de déformation, qui correspond à son boudinage. Il provoque d'une part l'amincissement de la lithosphère (55% ; $\beta = 2,3$) et d'autre part, la remontée d'un large dôme asthénosphérique (fig. I.B.1.9).

Les deux niveaux fragiles ont leur propre mode de déformation. Il s'agit d'un boudinage de petite longueur d'onde ($\lambda \approx 1,7$ cm, proche de 2 fois l'épaisseur de la couche)(fig.I.B.1.9a). La longueur d'onde est identique pour les deux couches, leur épaisseur initiale étant sensiblement égale dans cette expérience. Ce mode de déformation induit la formation de plusieurs rifts parallèles qui séparent des horsts peu ou pas déformés. Le déphasage d'une demi-longueur d'onde entre les déformations de la croûte et celles du manteau se traduit par un décalage systématique entre les zones d'amincissement crustales et mantelliques : un rift dans la croûte correspond à un horst dans le manteau (fig. I.B.1.9a). La rupture du manteau fragile est atteinte au toit du dôme profond. Dans la croûte fragile, le horst central situé au toit du dôme est déformé. Cette déformation, qui a une plus petite longueur d'onde que le mode fondamental crustal, peut correspondre à une instabilité de la croûte fragile se développant alors que l'épaisseur de la couche a été réduite pendant les premiers stades de l'extension. Les niveaux ductiles accommodent la déformation des niveaux fragiles. Elle peut s'amortir dans le manteau ductile dont l'épaisseur est suffisante. La croûte ductile, trop mince, est par contre déformée sur toute son épaisseur.

La figure I.B.1.10 illustre les résultats de la modélisation analytique. Le pic principal correspond au mode fondamental de déformation du manteau fragile ($\lambda \approx 3,5$ cm). Il induit le boudinage de cette couche, mais également celui de la croûte fragile, l'épaisseur de la croûte ductile étant trop faible pour découpler les deux couches. Par contre, cette déformation de petite longueur d'onde s'amortit en profondeur. Un deuxième pic est présent pour une longueur d'onde plus grande ($\lambda = 20$ cm), dont le taux d'amplification est 2,5 fois moins important que celui du mode précédent. Il correspond à un boudinage de toute la lithosphère. Des harmoniques de ces modes de déformation existent à de petites longueurs d'onde, mais leur taux de croissance est trop faible pour qu'elles soient activées. Les résultats de la modélisation analytique rejoignent ceux de la modélisation analogique, excepté les longueurs d'onde qui sont systématiquement plus petites dans les modèles analogiques.

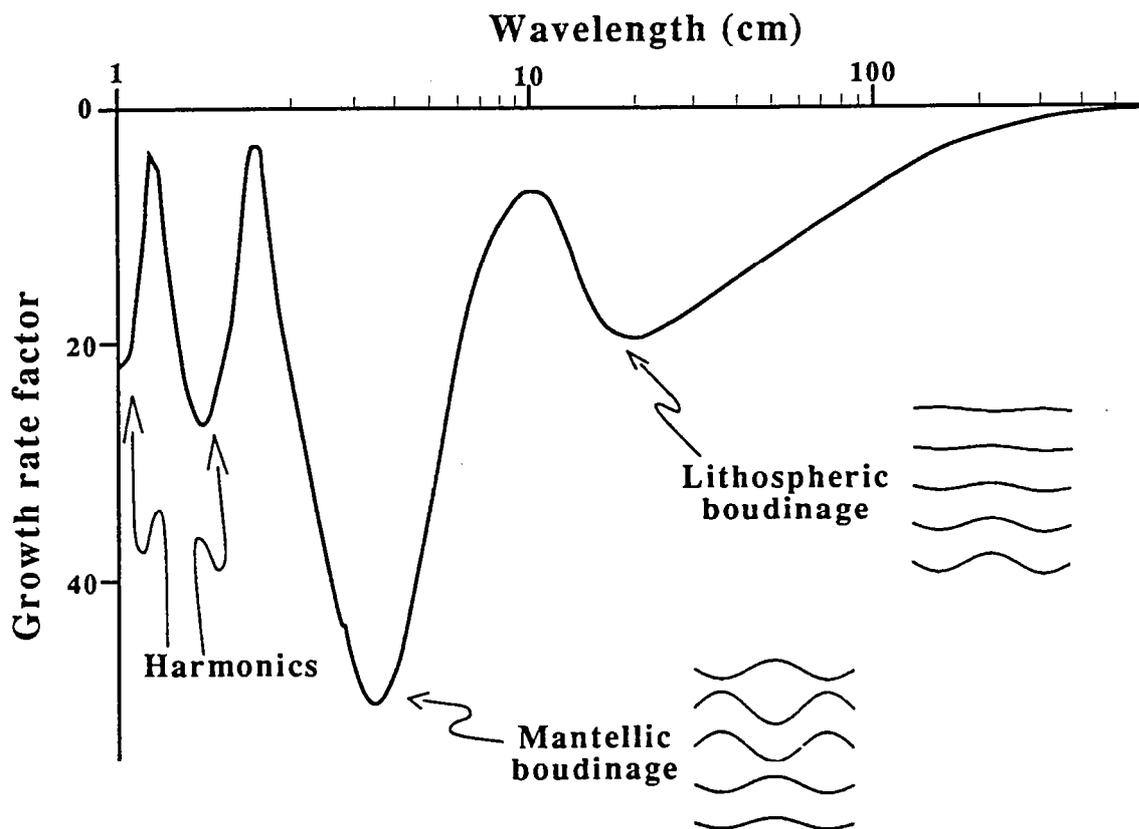


Figure I.B.1.10. Taux d'amplification en fonction de la longueur d'onde des instabilités dans le modèle quadricouche à fort couplage (BB5).

Modèle à moyen couplage.

Ce modèle est en beaucoup de points comparable au précédent. On retrouve la même géométrie d'ensemble des interfaces et l'amincissement de toutes les couches lithosphériques. La lithosphère a donc son propre mode de déformation, de grande longueur d'onde, qui provoque son boudinage et la remontée de l'asthénosphère (fig. I.B.1.11). Toutefois, la largeur de la zone déformée est moins importante dans cette expérience. Les deux couches fragiles sont boudinées. Dans ce modèle, la croûte fragile est initialement plus épaisse que le manteau, et la longueur d'onde de la déformation y est plus grande ($\lambda_{Fc} \approx 1,9$ cm; $\lambda_{Fm} \approx 1,5$ cm). Les deux boudinages ne peuvent plus être en exacte opposition de phase. Dans le rift le plus large de la croûte, la déformation interne du bloc basculé peut être due à une déformation de très petite longueur d'onde, associée aux harmoniques du mode fondamental de cette couche. Elle correspondrait effectivement à un flambage de la couche.

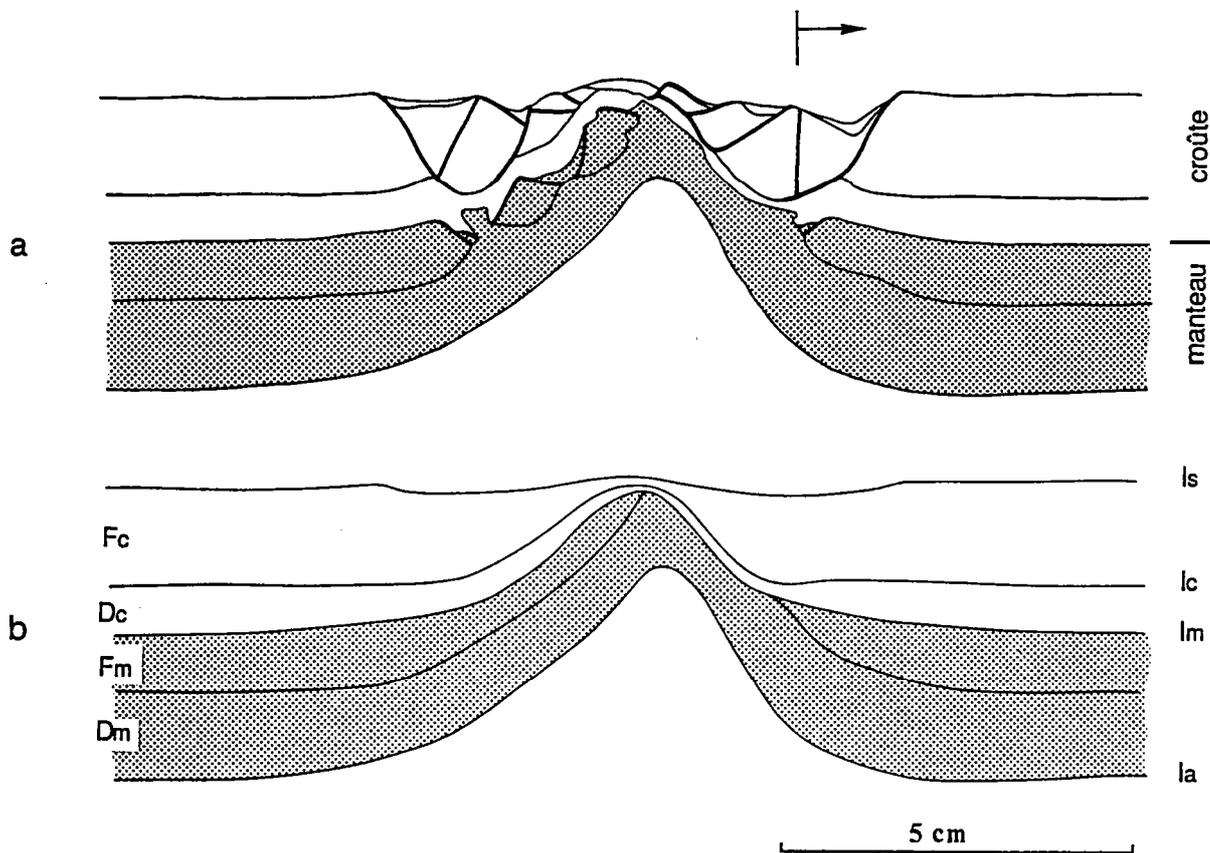


Figure I.B.1.11. Modèle analogique quadricouche à moyen couplage (BB1). a. coupe du modèle. b. mise en évidence du mode de déformation lithosphérique (cf. fig. 9b).

La modélisation analytique (fig. I.B.1.12) montre que deux modes de déformation existent pour la croûte et le manteau fragiles. Ils correspondent tous les deux à un boudinage de la couche considérée, induisant celui de l'autre couche fragile mais s'amortissant en profondeur. L'existence de ces deux instabilités de longueur d'onde peu différentes explique la complexité des structures observées sur la coupe du modèle analogique. Pour cet exemple également, les longueurs d'onde prévues analytiquement ($\lambda_{Fc} \approx 5,6$ cm; $\lambda_{Fm} \approx 3,2$ cm) sont supérieures à celle observées sur le modèle analogique. Le mode de déformation lithosphérique est présent. Il a la même longueur d'onde que dans le modèle à fort couplage; son taux d'amplification est deux fois plus petit que celui des deux modes des couches fragiles.

Modèle à faible couplage.

Ce modèle, soumis à une faible extension, permet d'étudier l'initiation des instabilités.

Comme dans le modèle à moyen couplage, les deux couches fragiles ont leur propre mode de déformation (fig. I.B.1.13). Ils correspondent tous les deux à un boudinage, les deux couches étant amincies au niveau d'un rift unique. Par analogie avec les modèles précédents, le décalage entre les deux rifts permet d'estimer la longueur

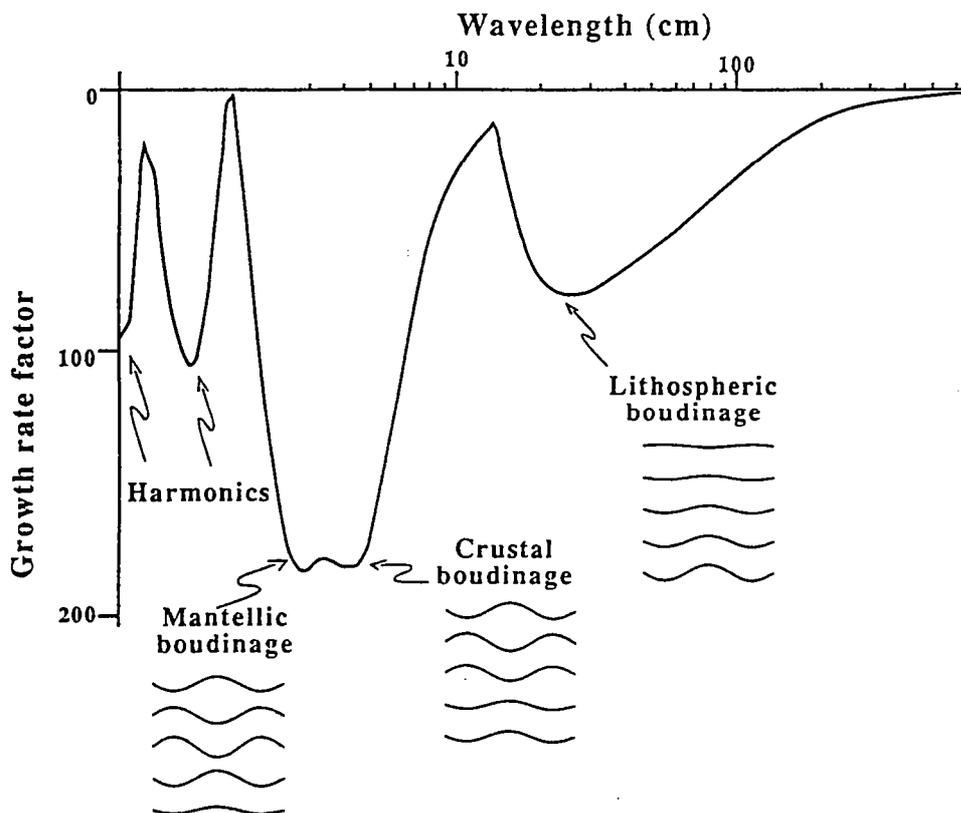


Figure I.B.1.12. Taux d'amplification en fonction de la longueur d'onde des instabilités dans le modèle quadricouche à moyen couplage (BB1).

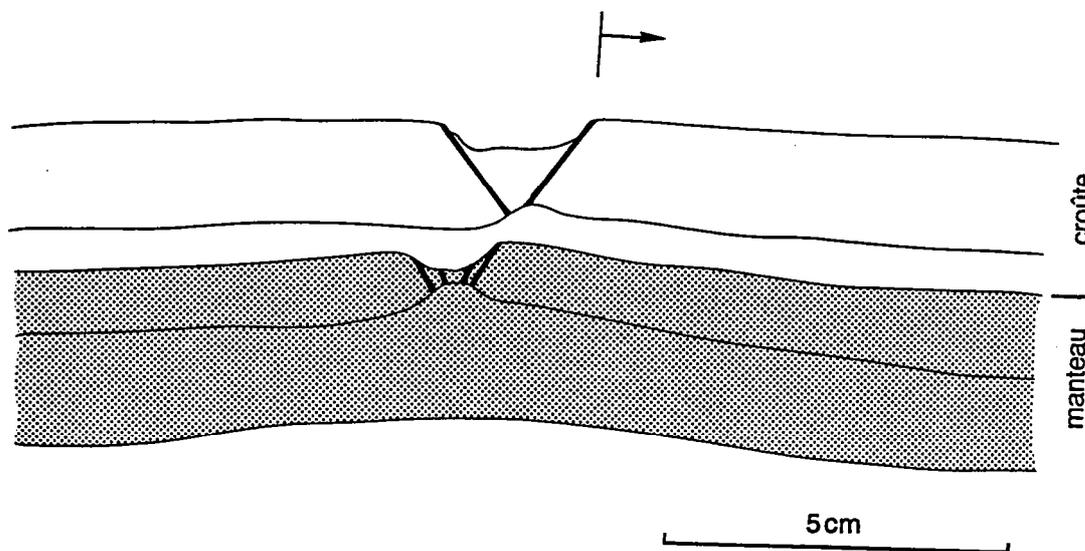


Figure I.B.1.13. Coupe du modèle analogique quadricouche à faible couplage (BB6).

d'onde de la déformation ($\lambda \approx 2$ cm). La longueur d'onde de la déformation doit être légèrement plus grande dans la croûte fragile, puisqu'elle est plus épaisse. Ce boudinage provoque l'épaississement des couches ductiles au niveau des zones amincies. La déformation s'amortit dans le manteau ductile, l'interface la plus profonde la n'étant pas affectée.

La zone lithosphérique déformée est très étroite. De plus, l'amincissement de la lithosphère se réalise principalement aux dépens des niveaux fragiles, le manteau ductile étant épaissi sous le rift du manteau. Contrairement aux modèles à fort et moyen couplage où toutes les couches sont amincies, ces caractéristiques impliquent que la lithosphère n'a pas son propre mode de déformation, ou que, s'il existe, il est très peu amplifié. De ce fait, et vu le comportement localisant du sable, les modes de déformation de la croûte et du manteau ne s'expriment que par la création d'un rift unique dans chaque couche. Une quantité d'extension plus importante aurait entraîné l'élargissement de ces rifts, et la formation d'un dôme étroit du manteau ductile dans la zone de rupture du manteau fragile.

Le diagramme de la figure I.B.1.14 illustre les résultats de la modélisation analytique. Deux modes de déformation sont présents. Le mode le plus amplifié est celui du manteau fragile ($\lambda \approx 2,2$ cm) qui guide le boudinage en opposition de phase des deux niveaux fragiles. Enfin, et contrairement aux résultats de la modélisation analogique, un mode lithosphérique existe. Il a les mêmes caractéristiques ($\lambda \approx 20$ cm; 2 fois moins amplifié que le mode mantellique) que dans le modèle à moyen couplage (fig. I.B.1.12).

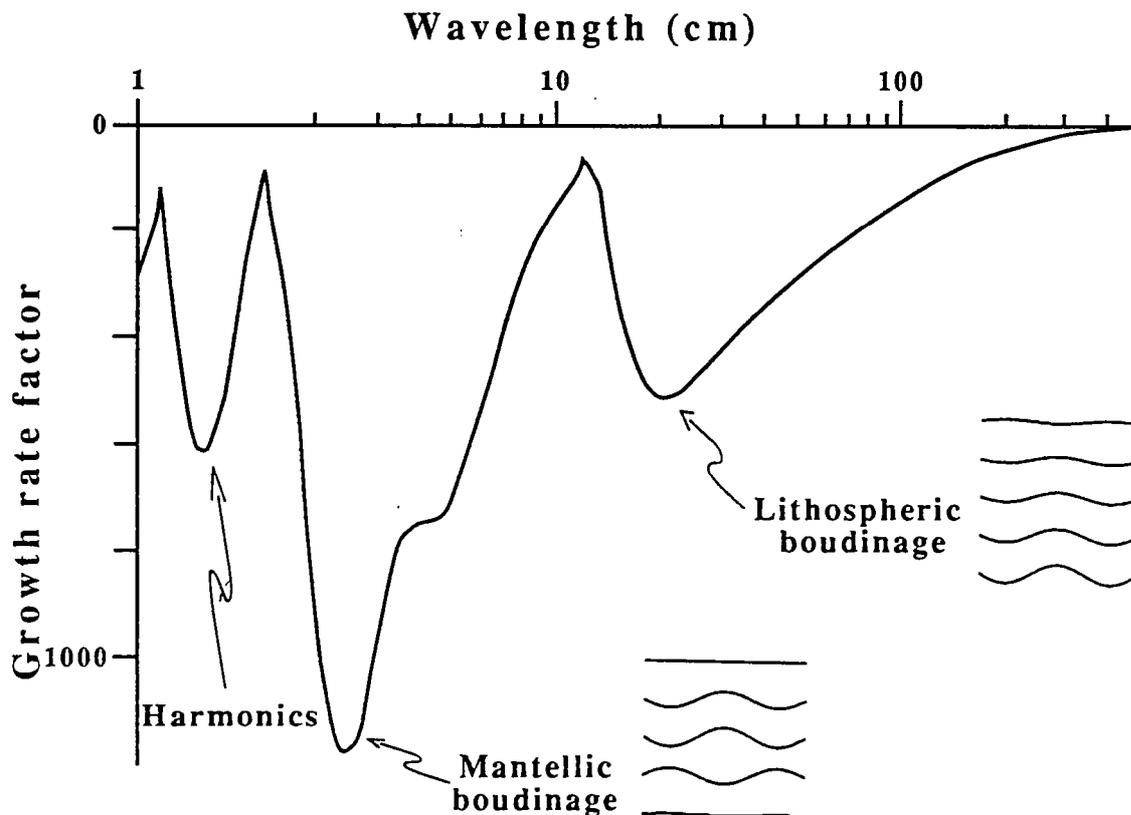


Figure I.B.1.14. Taux d'amplification en fonction de la longueur d'onde des instabilités dans le modèle quadricouche à faible couplage (BB6).

I.B.1.4. DISCUSSION.

La comparaison des résultats obtenus par la modélisation analytique et la modélisation analogique permet de tester la validité des deux méthodes.

La modélisation analytique a permis de caractériser les modes de déformation susceptibles de se développer dans une lithosphère en extension. Elle montre que ce sont les niveaux fragiles résistants qui guident la déformation. Une instabilité dont la longueur d'onde est légèrement inférieure à quatre fois l'épaisseur de la couche se développe pour chacune des couches fragiles. Elle correspond au boudinage de la couche considérée, et dans le cas des modèles quadricouches, tend à développer celui de l'autre couche fragile, avec la même longueur d'onde mais en opposition de phase. Le taux d'amplification de l'instabilité du manteau fragile, quand il existe, est le plus grand. Pour tous les modèles quadricouches, la lithosphère entière a son propre mode de déformation, qui correspond également à un boudinage. Son taux d'amplification est deux fois moins grand (voire 2,5 fois pour le modèle à fort couplage) que celui du manteau fragile. Des harmoniques des modes de déformation fondamentaux existent pour de petites longueurs d'onde.

La modélisation analogique montre que (1) chaque couche fragile a son mode de déformation. C'est un boudinage, dont la longueur d'onde est la plupart du temps égale ou légèrement inférieure à deux fois l'épaisseur de la couche. A épaisseur égale, la rupture du manteau fragile, qui est la couche lithosphérique la plus résistante, précède celle de la croûte fragile; (2) les déformations des deux niveaux fragiles tendent à être en opposition de phase; (3) l'existence d'un mode de déformation propre à la lithosphère est conditionnée par la valeur du couplage fragile-ductile. La lithosphère entière est instable et se boudine lorsque le couplage est modéré à fort. Ce mode de déformation a une longueur d'onde environ égale à quatre fois l'épaisseur lithosphérique. Il est caractérisé par un amincissement de toutes les couches fragiles et ductiles. Il ne se développe pas lorsque le couplage est faible.

La comparaison des résultats montre que la modélisation analogique confirme les modes prédits par la modélisation analytique. Dans l'hypothèse d'une lithosphère quadricouche, elle confirme également le déphasage entre la déformation de la croûte et du manteau fragiles, ce déphasage étant lié à la présence de la croûte ductile. Toutefois, des différences notoires apparaissent:

1) les longueurs d'onde des modes de déformation des couches fragiles sont systématiquement plus petits dans les modèles analogiques (proche de $2h$, avec h épaisseur de la couche) que dans les modèles analytiques (proche de $4h$). Cette différence est peut-être due au mode de propagation des failles dans les milieux fragiles, tel le sable présent dans les modèles analogiques. Dans de tels milieux, les failles pourraient avoir tendance à être réfléchies au niveau des interfaces. Le pendage des failles normales étant

de soixante degrés, la largeur d'un rift est proche de l'épaisseur de la couche dans laquelle il se développe. Tandis qu'en théorie les zones amincies ont une largeur de deux fois l'épaisseur de la couche. La longueur d'onde devrait donc être proche de trois fois l'épaisseur de la couche dans la croûte fragile. Dans le manteau fragile, elle devrait être sensiblement égale à l'épaisseur de la couche, puisque les phénomènes de réflexion de failles se produisent sur les interfaces supérieure et inférieure de la couche. Or dans les modèles, la longueur d'onde est proche de deux fois l'épaisseur de la couche, pour la croûte et le manteau. C'est sans doute l'interaction entre le boudinage des deux couches qui tend à moyenniser ainsi cette valeur. Dans les modèles analytiques, les couches à comportement fragile ont été modélisées par un matériau plastique (visqueux non newtonien à coefficient de puissance n élevé), pour lequel les phénomènes de réflexion aux interfaces n'intervient pas. La longueur d'onde de la déformation de ces niveaux est effectivement proche de $4h$. Ces résultats montrent qu'un matériau plastique n'est à priori pas un analogue parfaitement adéquat pour les roches à comportement fragile.

2) les modes secondaires de déformation prédits par les modèles analytiques (harmoniques de petites longueur d'onde), dont le taux d'amplification est légèrement supérieur à celui du mode lithosphérique, ne s'expriment pas clairement dans les modèles analogiques. Ils peuvent correspondre à la déformation interne des horsts et des blocs basculés.

3) la modélisation analytique prédit un mode de déformation lithosphérique pour tous les modèles quadricouches. Toutefois, son taux d'amplification est faible et il peut être masqué par les modes de plus petite longueur d'onde qui sont plus amplifiés. Dans les modèles analogiques, la prise en compte de l'influence du couplage entre les niveaux fragiles et les niveaux ductiles est fondamentale. Dans ces modèles, le mode lithosphérique n'existe que lorsque le couplage est moyen ou fort. Ils confirment donc que la lithosphère est globalement instable lorsque les niveaux fragiles sont mécaniquement couplés. Dans ce sens, la modélisation analogique tient plus parfaitement compte des paramètres qui régissent le comportement mécanique de la lithosphère.

L'une des différences majeures entre les deux types de modélisation est la quantité d'extension subie par la lithosphère. La comparaison des résultats montre que, globalement, les instabilités qui sont initiées au début de l'extension (modèles analytiques), sont amplifiées lorsque l'extension augmente (modèles analogiques). Cependant, les modèles analogiques montrent que de nouvelles instabilités sont susceptibles de se développer au cours de l'extension, par exemple une instabilité de plus petite longueur d'onde peut se développer dans la croûte fragile amincie pendant les premiers stades de l'extension (modèle à fort couplage).

I.B.1.5. CONCLUSION.

Cette étude confirme que les instabilités qui se développent dans la lithosphère en contexte extensif dépendent en premier lieu de la structure rhéologique de la lithosphère. Les résultats des deux types de modélisation effectuées ont des implications importantes sur cette structure:

D'une part, la longueur d'onde des instabilités qui se développent dans les niveaux fragiles est dépendante du mode de propagation des failles dans ce type de milieu.

D'autre part, l'existence de plusieurs modes de déformation est conditionnée par la présence d'un niveau fragile ou très résistant, en base de croûte ou au toit du manteau. Si ce niveau n'existe pas, seul le mode de déformation crustal est exprimé.

La présence d'un niveau lithosphérique intermédiaire découplant est nécessaire. Il implique que la croûte inférieure ait un comportement ductile.

L'approche mécanique de l'extension de la lithosphère présentée ici confirme donc l'idée que la lithosphère continentale est, en première approximation, une quadricouche fragile-ductile, hypothèse qui a été formulée par ailleurs (Dunbar et Sawyer, 1989a).

L'influence du couplage entre les niveaux lithosphériques fragiles et ductiles est fondamentale. Elle conditionne la largeur de la zone déformée. Cette étude montre qu'une marge stable sera d'autant plus large que la croûte ductile est résistante. L'hypothèse de Dunbar et Sawyer (1989b), selon laquelle la structuration pre-rift de la lithosphère est déterminante dans la largeur des marges de l'Atlantique, peut donc être révisée à la lumière de cette conclusion.

BIBLIOGRAPHIE

- Allemand, P., 1988.** Mécanisme d'amincissement de la lithosphère: approche expérimentale. Thèse, Université de Rennes, 192p.
- Allemand, P., Brun, J.P., Davy, P. and Van den Driessche, J., 1989.** Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bull. Soc. géol. France*, 8, V, 3: 445-451.
- Ballard, J.F., 1989.** Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse, Université de Rennes, 301p.
- Bassi, G. and Bonnin, J., 1988a.** Rheological modelling and deformation instability of lithosphere under extension. *Geophys. J.*, 93: 485-504.
- Bassi, G. and Bonnin, J., 1988b.** Rheological modelling and deformation instability of lithosphere under extension - II. Depth-dependent rheology. *Geophys. J.*, 94: 559-565.
- Biot, M.A., 1961.** Theory of folding in stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. America Bull.*, 72: 1595-1620.
- Brace, W.F. and Kohlsted, D.L., 1980.** Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85: 6248-6252.
- Byerlee, J.D., 1968.** Brittle ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.*, 73: 4741-4750.
- Byerlee, J.D., 1978.** Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987.** Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Davy, P., 1986.** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. Doc. Centre Armo. Etudes Struct. Socles, Rennes*, 8, 233p.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1989.** Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S.*, 14: 129-141.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., submitted.** Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere.
- Dunbar, J.A. and Sawyer, D.S., 1989a.** How preexisting weaknesses control the style of continental breakup. *J. Geophys. Res.*, 94, B6: 7278-7292.
- Dunbar, J.A. and Sawyer, D.S., 1989b.** Patterns of continental extension along the conjugate margins of the Central and North Atlantic oceans and Labrador Sea. *Tectonics*, 8: 1059-1077.
- Faugère, E. and Brun, J.P., 1984.** Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299: 365-370.
- Faugère, E., 1985.** La tectonique en extension intracontinentale: étude de terrain (sud du Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. Thèse 3ème cycle, Université Paris VI, 194p.
- Fletcher, R.C. and Hallet, B., 1983.** Unstable extension of the lithosphere: a mechanical model for Basin-and-Range structure. *J. Geophys. Res.*, 88, B9: 7457-7466.
- Goetze, C. and Evans, B., 1979.** Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rocks mechanics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, London, 59: 463-478.
- Kirby, S.H., 1983.** Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 21: 1458-1487.
- Kirby, S.H., 1985.** Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zone. *Tectonophysics*, 119: 1-27.
- McKenzie, D., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40: 25-32.

- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987.** Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295.
- Ricard, Y. and Froidevaux, C., 1986.** Stretching instabilities and lithospheric boudinage. *J. Geophys. Res.*, 91, B8: 8314-8324.
- Sibson, R.H., 1983.** Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. geol. Soc. London*, 140: 741-767.
- Smith, R.B., 1977.** Formation of folds, boudinage, and mullions in non-newtonian materials. *Bull. geol. Soc. Am.*, 88: 312-320.
- Vendeville, B., 1987.** Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. *Mém. Doc. Centre Armo. Etudes Struct. Socles, Rennes*, 15, 392p.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987.** Physical models of extensional tectonics at various scales. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. and Hancock, P.L. (Eds), *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication, 28, pp. 95-107.
- Wernicke, B., 1985.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Zuber, M.T. and Parmentier, E.M., 1986.** Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation. *J. Geophys. Res.*, 91, B5: 4826-4838.

I.B.2. DEVELOPPEMENT ET GEOMETRIE DES STRUCTURES DANS UNE LITHOSPHERE EXTREMEMENT ETIREE.

(Projet de publication en collaboration avec J.-P. Brun et P. Davy)

I.B.2.0. INTRODUCTION

Les structures extensives dans les domaines continentaux étirés sont souvent masquées par les séries sédimentaires qui se déposent pendant les phases de subsidence associées à l'extension. Le développement des campagnes océanographiques a permis l'exploration des marges continentales passives qui sont les traces fossiles du rifting continental qui a précédé l'océanisation. Le levé de nombreux profils sismiques, "callés" par des forages profonds, a fourni des informations principalement sur les structures de la croûte supérieure et ils ont permis de reconstituer l'évolution des marges. Des données sur la croûte inférieure des zones continentales en extension, et localement sur le manteau supérieur, ont récemment été acquises grâce aux profils sismiques en écoute longue. Toutefois, la nature et la géométrie des structures dans la croûte inférieure et le manteau restent sujets à controverse, ainsi que les mécanismes mis en oeuvre lors de l'extension lithosphérique. Pour pallier ce manque de données profondes, une autre approche a été choisie ici : la modélisation analogique. Elle permet de comprendre les processus mécaniques mis en jeu dans la lithosphère continentale en contexte extensif. Des expériences sur modèles réduits d'extension localisée (striction) d'une multicouche fragile-ductile sont présentées ici, un modèle de boudinage lithosphérique proposé, et ses implications pour la formation des marges passives discutées.

I.B.2.1. FORMATION DES MARGES CONTINENTALES PASSIVES : LES PROBLEMES.

Les principaux modèles de formation des marges continentales passives actuellement proposés ont été établis à partir de données concernant essentiellement la croûte (observations in situ, forages, sismique réflexion et réfraction ...). Ils tentent d'expliquer les principales caractéristiques des marges, en particulier la présence de blocs

basculés le long de failles normales dans la croûte supérieure fragile, le litage de la croûte inférieure, la remontée du manteau sous la zone crustale amincie et la subsidence associée, et la présence locale d'un fort réflecteur sismique, l'horizon "S", à la base des blocs basculés sur les marges Ouest-Ibérique et Nord-Gascogne. Ces modèles impliquent des mécanismes d'extension différents (cisaillement pur et/ou cisaillement simple). Malgré l'acquisition récente de nouvelles données, principalement sur la croûte inférieure, d'importants problèmes restent à l'heure actuelle sujets à controverse, en particulier : (1) les mécanismes de déformation mis en jeu à l'échelle lithosphérique, (2) la compatibilité cinématique entre le basculement des blocs de croûte supérieure et le cisaillement à la base de ces blocs, (3) les modalités de remontée du manteau sous les zones superficielles amincies, selon le mécanisme moteur de l'extension envisagé (rifting actif/passif), (4) l'influence des structures lithosphériques héritées d'évènements tectono-métamorphiques antérieurs à la phase de rifting.

I.B.2.1.A. Les mécanismes de déformation de la lithosphère.

On constate souvent sur les marges que la quantité d'extension mesurée en surface, à partir du basculement des blocs et du pendage des failles, est inférieure à l'amincissement de la croûte, estimé par la profondeur du Moho (Le Pichon et Sibuet, 1981; Chenet et al., 1982; Sibuet, 1987). Plusieurs hypothèses ont été envisagées dans les modèles pour expliquer cette différence entre extension superficielle et amincissement, qui implique soit un étirement non homogène de la croûte, soit une perte de volume de la croûte durant l'extension. Dans le premier cas, plusieurs auteurs (Wernicke, 1985, Lister et al., 1986, Le Pichon et Barbier, 1987, Boillot et al., 1987) proposent que les failles normales superficielles s'enracinent sur une grande zone de cisaillement à faible pendage et à rejet normal, d'échelle crustale ou lithosphérique. Le basculement des blocs sous-estime alors effectivement l'amincissement réel de la lithosphère. Brun et Choukroune (1983) ont proposé par ailleurs que le basculement des blocs soit localement lié à un glissement gravitaire sur une surface de décollement située à la limite socle-couverture, tel le réflecteur "S". Mais dans ce cas, le basculement des blocs sur-estime l'amincissement réel de la lithosphère. Si, selon la seconde hypothèse, la croûte s'étire de façon homogène, il faut admettre qu'elle ne garde pas un volume constant au cours de l'extension. Une diminution du volume de croûte peut être réalisée par métamorphisme de la croûte profonde qui acquiert une densité supérieure ou proche de celle du manteau (Artyushkov et Sobolev, 1982; Pinet et al., 1987). A l'inverse, deux hypothèses sont avancées pour une augmentation du volume de croûte aux dépens du manteau. Soit il y a accréation de produit de fusion du manteau à la base de la croûte (underplating)(White et al., 1987) ou intrusion de dikes basiques au sein de la croûte amincie (Royden et Keen, 1980), soit les péridotites constituant le manteau, remontées vers la surface lors du

rifting, sont serpentinisées par altération hydrothermale. La serpentinisation tend à rapprocher la densité des péridotites de celle des roches crustales. Le Moho sismique est alors interprété comme le front d'altération des péridotites, et le réflecteur "S" comme le Moho pétrologique (Boillot et al., 1989).

I.B.2.1.B. Compatibilité cinématique entre le basculement des blocs de croûte supérieure et le cisaillement à la base des blocs.

Les marges continentales passives sont caractérisées en surface par la présence de blocs basculés le long de failles normales. Ces failles normales peuvent s'enraciner en profondeur soit sur une surface de décollement (interface incohérente), soit dans la zone de transition fragile-ductile (interface cohérente). Des modèles analogiques (Faugère, 1985; Brun et al., 1985; Vendeville et Cobbold, 1987; Vendeville, 1987) montrent que, quelque soit le type d'interface, le sens de cisaillement à la base des blocs basculés est synthétique de celui existant sur les failles normales le long desquelles ils basculent. Sur les marges continentales passives, où le sens de cisaillement profond est hypothétique, les données étant essentiellement sismiques, de telles observations contraignent donc le sens de cisaillement à la base des blocs qui, le plus souvent, sont basculés vers le continent.

I.B.2.1.C. Les modalités de remontée du manteau.

Si les données sur les niveaux crustaux sont de plus en plus nombreuses, celles sur les niveaux mantelliques restent très fragmentaires. Les rifts sont des zones d'extension horizontale. On sait, grâce aux données gravimétriques et sismiques, que le manteau remonte sous ces zones. Le problème est de savoir si cette remontée est une conséquence de l'extension, ou si elle en est la cause.

Deux modes de formation des rifts, actif ou passif, sont à l'heure actuelle proposés, selon le moteur de l'extension envisagé (Sengör et Burke, 1978). Dans le cas du rifting actif, la dynamique de l'asthénosphère est le moteur de l'extension. Les forces motrices de la remontée du manteau sont soit dues aux mouvements convectifs qui l'animent, les rifts se développant au droit de courants ascendants qui divergent sous la lithosphère, soit gravitaires et liées à l'intrusion d'un diapir asthénosphérique montant au sein du manteau lithosphérique plus dense (Nicolas, 1984, 1986a, 1986b, 1989). Plusieurs auteurs proposent également que le rifting soit du à la montée et à l'étalement d'un panache associé à un point chaud (Ramberg, 1971; Meissner, 1981; Mulugeta, 1985; Meissner et Küpnick, 1988). Dans le cas du rifting passif, les forces motrices, dues à l'interaction entre les plaques lithosphériques mobiles, sont des forces de traction exercées aux limites des plaques. Le rôle du manteau est alors secondaire.

I.B.2.1.D. Structures lithosphériques héritées.

Les structures héritées d'évènements tectono-métamorphiques antérieurs au rifting sont des zones de faiblesse lithosphérique potentielle. Beaucoup de rifts continentaux tendent effectivement à se développer au niveau de zones orogéniques. Par exemple, Daly et al. (1989) ont montré l'influence prépondérante des structures préexistantes dans le socle, en particulier de décrochements, dans l'évolution des rifts Est-Africains. Les nombreux profils de sismique réflexion récemment acquis sur la plateforme de la Grande-Bretagne (profils du programme BIRPS) montrent également que les structures préexistantes (sutures des chaînes calédonienne et varisque) contrôlent à la fois la localisation et la géométrie de la plupart des bassins (Cheadle et al., 1987; Chapman, 1989). Cheadle et al. (1987) proposent que la forte influence des structures héritées sur le développement de ces bassins soit due à la quantité d'extension relativement faible pendant la phase extensive (30%).

De plus, une étude systématique de la quantité d'extension sur les marges de l'Océan Atlantique et de leur géométrie (Dunbar et Sawyer, 1989) suggère que la largeur de la zone étirée, la largeur relative de marges conjuguées et leur degré de symétrie sont contrôlés par la nature et la géométrie des structures lithosphériques préexistantes.

L'approche mécanique de l'extension lithosphérique par le biais de la modélisation analogique apporte des éléments d'information ou des solutions à ces différents problèmes. Nous décrirons et interpréterons dans un premier temps les expériences les plus significatives, puis nous proposerons un modèle mécanique d'extension de la lithosphère, et une application aux marges continentales passives sera enfin tentée.

I.B.2.2. MODELES ANALOGIQUES.

I.B.2.2.A. Procédure expérimentale.

La procédure expérimentale (simplification de la structure rhéologique de la lithosphère, matériaux analogues, conditions aux limites, appareillage expérimental) est décrite dans le chapitre précédent (§ I.B.1.1. Structure rhéologique de la lithosphère, § I.B.1.3.1. Principe et méthode). Nous ne rappellerons ici que les points principaux, et apporterons des précisions spécifiques aux modèles présentés.

La structure rhéologique de la lithosphère étant complexe et dépendante de multiples paramètres (gradient géothermique, composition...), elle a été simplifiée dans les expériences par des modèles quadricouches fragile-ductile (croûte bicouche fragile-ductile sur manteau bicouche fragile-ductile). Cette structure est une bonne approximation de la structure d'une lithosphère continentale stable (de 100 à 120 km d'épaisseur) où le

gradient géothermique n'est pas perturbé (550 à 650°C au Moho)(Davy et Cobbold, sous presse).

Dans les modèles, les matériaux analogues des différents types de comportement rhéologique sont: (1) le sable de Fontainebleau pour les niveaux fragiles (croûte et manteau), dont la cohésion est négligeable et l'angle de frottement interne $\phi \approx 30^\circ$; (2) des silicones pour les niveaux ductiles; la silicone représentative du manteau est plus visqueuse et plus dense que celle représentative de la croûte; la viscosité initiale de la silicone ($1,6 \cdot 10^4$ Pa.s à 25°C) peut être augmentée par adjonction de poudre de baryte, ou diminuée par incorporation d'acide oléique; (3) le miel liquide pour le manteau asthénosphérique à basse viscosité.

L'appareillage a été conçu de manière à ce que le modèle multicouche soit soumis à une extension horizontale localisée au centre du modèle, en dehors des effets de bordure. La zone centrale, qui individualise deux compartiments animés de vitesses différentes, est une discontinuité de vitesse asymétrique induite par les conditions aux limites latérales (DVI: extrémité de parois latérales entraînées par un piston).

Le but de ces expériences étant d'étudier le champ de déformation dans une lithosphère extrêmement étirée, chaque expérience a été arrêtée juste avant la rupture de la lithosphère. L'instant de la rupture a souvent été difficile à estimer, l'épaisseur de la lithosphère ne pouvant être évaluée qu'au travers des parois en plexiglass de la boîte où les "effets de bord" perturbent localement le développement des structures.

Des marqueurs passifs de la déformation, qui permettent de visualiser le champ de déformation, ont été systématiquement incorporés dans les niveaux fragiles (stratifications de sables colorés). Pour une expérience (BB9), des marqueurs passifs ont également été réalisés dans les couches ductiles. Ces couches sont alors constituées d'une alternance de bandes verticales de silicone de couleurs différentes, mais de propriétés rhéologiques quasi identiques.

I.B.2.2.B. Les limites inhérentes à la modélisation analogique.

La modélisation analogique permet une approche mécanique des processus liés à l'extension lithosphérique. Si les paramètres thermiques sont pris en compte pour définir la structure rhéologique initiale, l'influence des transferts thermiques pendant l'extension, et les changements de rhéologie qui en résultent, ne peuvent pas être modélisés par cette méthode. D'une part dans les modèles, les interfaces rhéologiques sont matérielles tandis qu'elles peuvent migrer dans les roches en fonction des modifications de température (la transition fragile-ductile dans la croûte et la transition lithosphère-asthénosphère en particulier). D'autre part, il n'y a pas de subsidence thermique associée au rifting dans les modèles, et la "fragilisation" de la lithosphère liée à la relaxation thermique dans une zone amincie est négligée (England, 1983). Enfin, la fusion partielle du matériel mantellique

liée à la décompression adiabatique n'existant pas, la présence des produits de fusion est négligée, ainsi que la diminution de densité du manteau partiellement fondu.

Par contre, la modélisation analogique respecte les principaux paramètres mécaniques régissant le comportement lithosphérique: (1) la structure rhéologique multicouche fragile-ductile de la lithosphère; la nature du modèle multicouche (quadrilicouche ou trilicouche par exemple) permet en outre de tenir compte du gradient géothermique initial (Davy, 1986; Davy et Cobbold, 1989; sous presse); (2) le contraste de densité entre croûte et manteau; (3) le rapport entre forces de surface et forces de volume.

I.B.2.2.C. Géométrie des structures en fonction du couplage fragile-ductile.

Des expériences du même type (Allemand, 1988; Allemand et al., 1989) ont montré que les caractéristiques du champ de déformation varient en fonction du couplage entre le manteau fragile et la croûte inférieure ductile, c'est-à-dire en fonction des résistances relatives de ces deux couches. Pour les expériences décrites ici, trois types de couplage ont été réalisés (faible, moyen, fort) en modifiant la résistance de la croûte ductile, soit en faisant varier sa viscosité, soit en faisant varier la vitesse de déformation. Dans ce dernier cas, la résistance au cisaillement du manteau ductile change dans la même proportion que celle de la croûte. Un seul paramètre est modifié pour chaque expérience, les autres étant gardés constants (épaisseur des différentes couches, conditions aux limites...), ceci afin de cerner l'influence exacte de la modification apportée, par comparaison des modèles entre eux. La cohérence des observations faites sur la série de modèles permet de conclure que la reproductibilité des expériences est bonne, même lorsque celle-ci n'a pas été systématiquement testée.

La quantité d'extension subie par les modèles est donnée par la valeur non-dimensionnée $Ext = d/L$, avec d : déplacement des DVI et L : épaisseur de la lithosphère (tab. I.B.2.1). Sur les coupes présentées (fig. I.B.2.2 et 3), la moitié mobile des modèles est représentée à droite, la moitié gauche restant fixe au cours des expériences. Les principales caractéristiques des modèles sont reportées dans le tableau I.B.2.1.

I.B.2.2.C.a. Modèles à faible couplage (BB3, BB4, BB6) (tab. I.B.2.1).

L'expérience BB6, pour laquelle la quantité d'extension a été peu importante ($Ext = 0,49$) montre l'initiation et les premiers stades d'évolution du modèle. Les deux autres montrent la géométrie des structures pour une très forte extension ($Ext = 0,53$). Pour l'expérience BB4, le couplage a été diminué par abaissement d'un facteur 5 de la viscosité de la croûte ductile.

En surface (fig. I.B.2.1), un rift unique s'initie et se développe dans la partie centrale du modèle, au niveau des DVI, perpendiculairement à la direction d'extension.

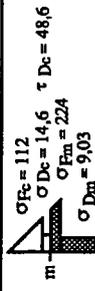
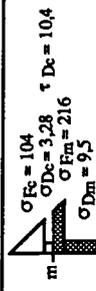
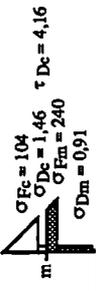
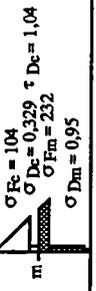
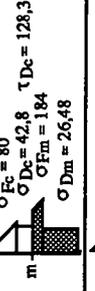
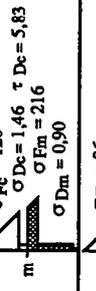
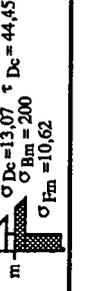
Caractéristiques Modèles	Dimensions initiales du modèle (cm)	Epaisseur initiale des couches (cm) L: lithosphère croûte fragile ductile Fc Dc manteau fragile ductile Fm Dm	Propriétés physiques silicoles ρ: masse volumique (g/cm ³) μ: viscosité (Pa.s) à température ambiante	Paramètres déformation			Largeur zone cristaline déformée (cm)	Moment apparition premières failles	Profil de résistance lithosphérique et résistance des couches (Pa) - à la traction σ - au cisaillement τ m: moho	couplage +: faible ++: moyen +++: fort	Remarques
				v vitesse piston (cm/h)	t durée extension (h,mm)	d déplacement du piston (cm)					
BB1	50x23	1,4 0,6 0,8 -1,5 2,0 L: 4,3	Dc: ρ = 1,214 μ = 2,1.10 ⁴ Dm: ρ = 1,305 μ = 1,3.10 ⁴	5	47 mm	3,8	0,9		++	comparable à BB9	
BB2	50x23	1,3 0,6 0,8 -1,5 1,9 L: 4,2	Dc: ρ = 1,249 μ = 4,5.10 ³ Dm: cf BB1	5	47 mm	3,8	0,9		++		
BB3	50x23	1,3 0,7 1,0 1,8 2,0 L: 4,8	cf BB1	0,5	4h35 (+2h d'arrêt)	2,5	0,53		+	comparable à BB6 données partiellement exploitables suite à problèmes techniques	
BB4	50x23	1,3 0,6 1,0 1,8 1,9 L: 4,7	cf BB2	0,5	4h35 (+2h d'arrêt)	2,5	0,53		+		
BB5	35x20	1,0 0,5 0,8 1,8 1,5 L: 4,1	cf BB1	11	29mm	5,5	1,34		+++		
BB6	35x20	1,5 0,5 0,7 2,0 2,0 L: 4,7	cf BB1	0,5	4h46	2,3	0,49		+	comparable à BB3	
BB9	35x20	1,2 0,5 0,8 2,0 1,7 L: 4,5	Dc: ρ = 1,1 μ = 1,6.10 ⁴ Dm: cf BB1	5	41 mm	3,2	0,71		++	comparable à BB1 marqueurs passifs dans les niveaux de silicone	

Tableau I.B.2.1. Paramètres caractéristiques des modèles analogiques.

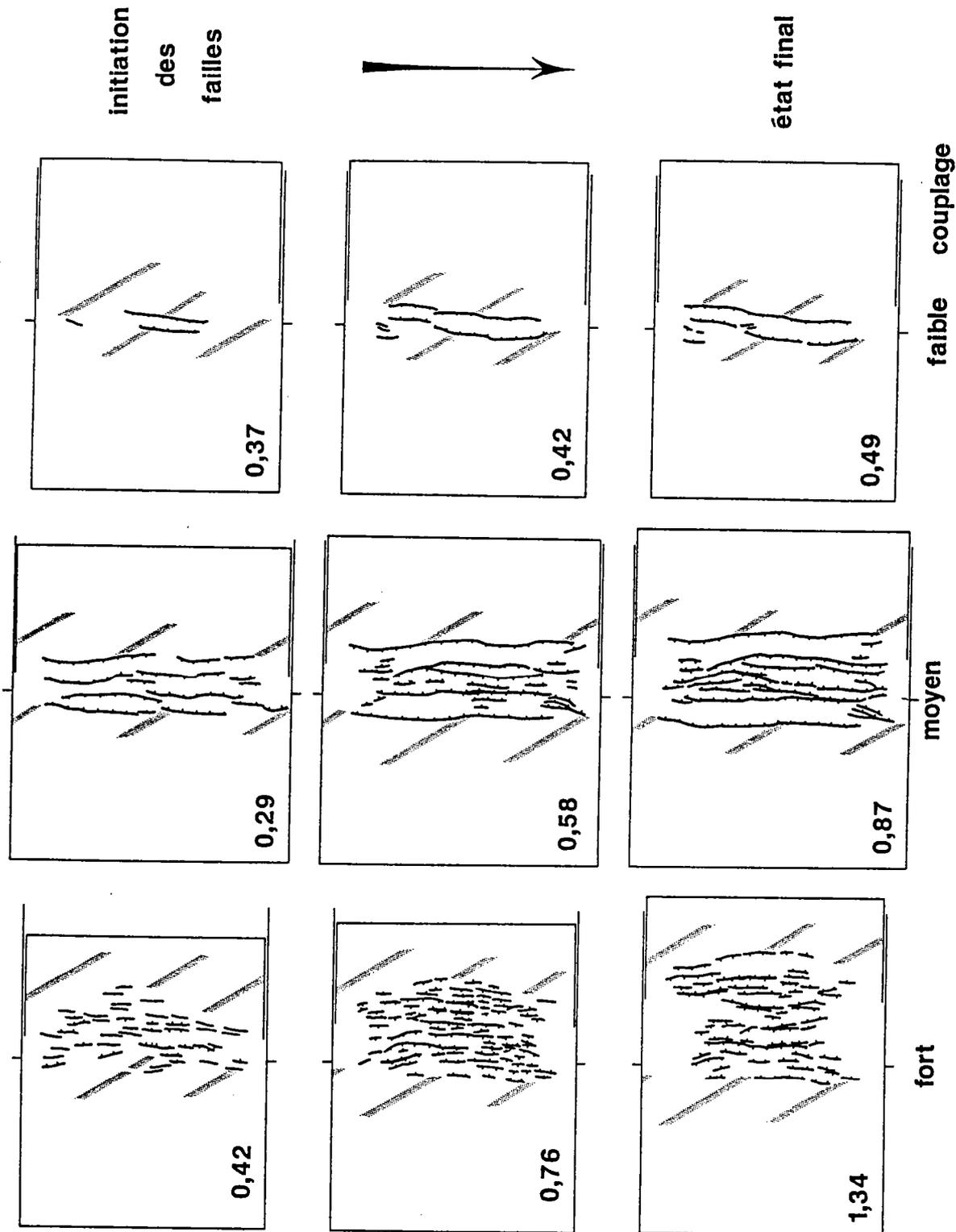


Figure 1.B.2.1. Vue de surface des modèles montrant trois stades d'évolution de la déformation superficielle pour les trois types de couplage (fort (BB5), moyen (BB6), faible (BB1)). Les marqueurs gris sont passifs et visualisent l'extension. Le piston mobile entraîne la moitié droite des modèles. La longueur de la boîte n'a pas été respectée. Le nombre reporté dans le coin inférieur gauche de chaque modèle est une valeur sans dimension de l'extension $Ext = d/L$, avec d : déplacement des DVI, et L : épaisseur de la lithosphère. La rupture des trois niveaux lithosphériques superficiels (croûte supérieure fragile et inférieure ductile, manteau fragile) a été atteinte pour le modèle à moyen couplage uniquement. Noter la largeur plus importante de la zone déformée quand le couplage augmente.

En coupe, dans le cas d'une faible quantité d'extension, le modèle montre une remontée très localisée du manteau ductile sous la zone d'amincissement des trois niveaux lithosphériques superficiels, et un très léger amincissement de toute la lithosphère dans la partie centrale du modèle (planche I.B.2.E). Dans la croûte fragile, le rift observé en surface est légèrement asymétrique, la faille située à gauche ayant un rejet plus important. Dans le manteau fragile, une zone de striction unique et symétrique s'est développée par création de deux failles normales conjuguées. Le rift est décalé par rapport à la zone de striction du manteau. La croûte ductile est très amincie entre les deux zones de failles. Le manteau ductile est épaissi et forme un dôme étroit sous la zone d'amincissement du manteau fragile. Pour une extension extrême, seule la géométrie globale du modèle a pu être reconstituée (fig. I.B.2.2c). Elle est identique pour les deux couplages testés: la rupture du manteau fragile est atteinte dans la zone faillée; au niveau de la rupture, la croûte et le manteau ductiles entrent en contact et forment un dôme à l'aplomb du rift. On note que l'initiation de la déformation est plus précoce quand le couplage est plus faible (BB4).

I.B.2.2.C.b. Modèles à moyen couplage (BB1, BB2, BB9) (Tab. I.B.2.1).

Trois expériences présentent cette caractéristique. Des marqueurs passifs ont été incorporés dans les couches de silicone du modèle BB9 (Ext = 0,71) pour visualiser la composante cisailante. Les deux autres modèles ont subi une quantité d'extension plus importante (BB1 et BB2; Ext = 0,9). L'effet d'une légère diminution du couplage a été testée sur BB2 (tab. I.B.2.1).

En surface, la déformation s'initie par un rift au centre du modèle (Fig. I.B.2.1). Deux rifts se développent ensuite à partir des discontinuités de vitesse latérales (DVI) et tendent à se rejoindre au centre du modèle pour former un second rift parallèle, à gauche du premier. Ces deux rifts fonctionnent simultanément durant toute l'expérience, mais le rift de droite s'élargit plus rapidement. Une faille est apparue tardivement dans le horst central. Le modèle présente un léger bombement au niveau de la zone déformée.

En coupe (fig. I.B.2.3a; planche I.B.2.B), la partie lithosphérique est amincie au centre du modèle, cet amincissement provoquant la remontée d'un dôme d'asthénosphère moulé par le manteau ductile, dont l'apex est situé à l'aplomb de la zone d'amincissement maximum (planche I.B.2.A). L'amincissement s'est fait principalement aux dépens des trois couches les plus superficielles, mais la quantité d'extension a été insuffisante pour provoquer la rupture de ces couches et la remontée du manteau ductile jusqu'à la surface. Dans la croûte fragile, on retrouve les deux rifts visibles en surface, séparés par un horst. Le rift le plus large présente un bloc basculé vers la droite. Le rift de gauche est plus étroit et présente une nette asymétrie opposée à celle du premier. Trois paires de failles conjuguées se sont développées dans le manteau fragile, dont deux ont évolué en points



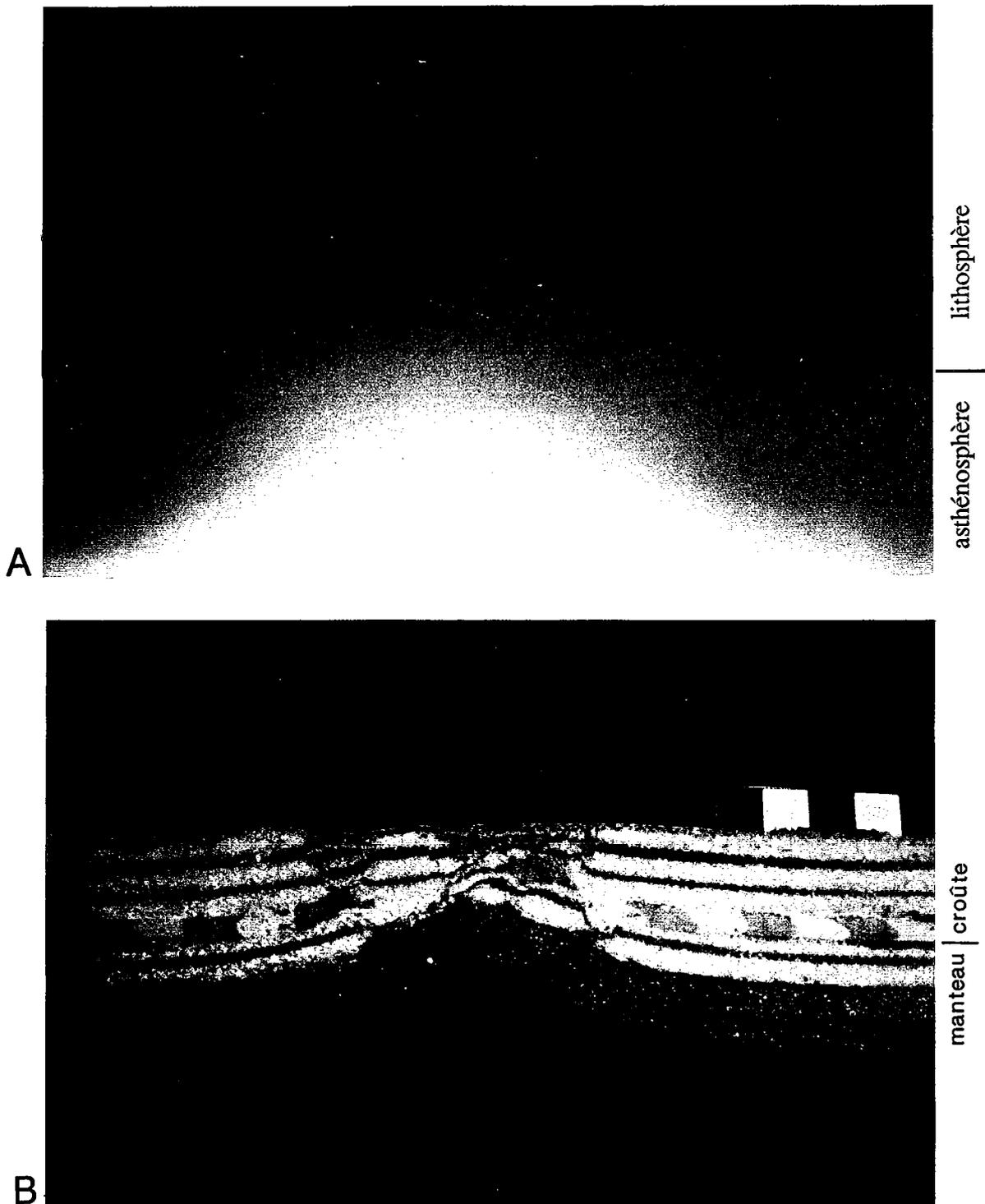
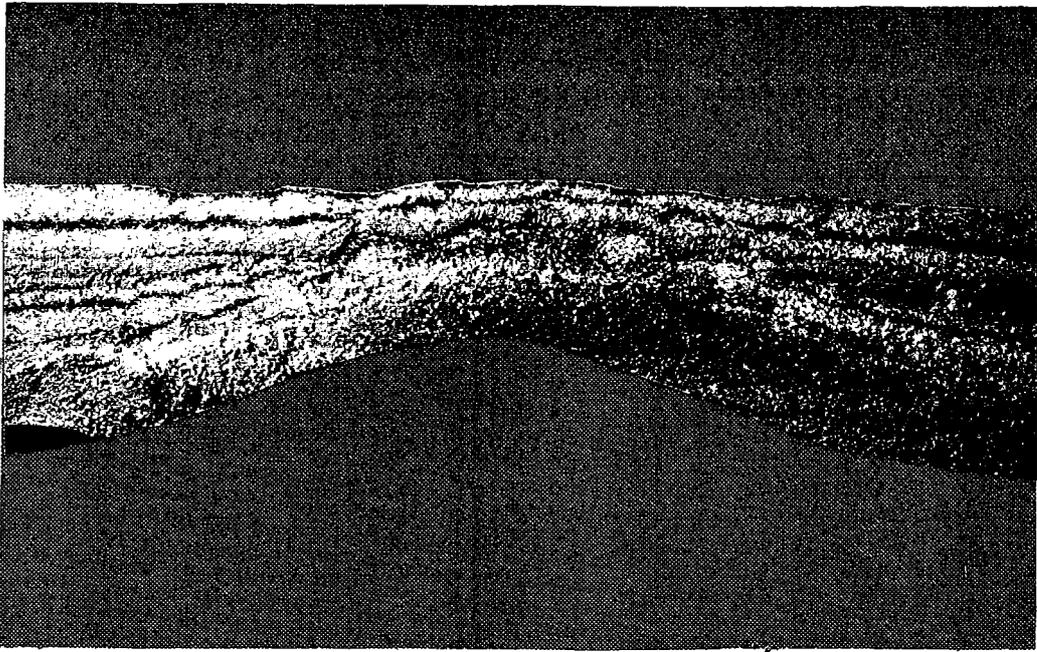


Planche I.B.2. Clichés des modèles analogiques en fin d'expérience (cf fig. I.B.2.2 et 3). Toutes les images sont à la même échelle (cf B). A. Vue de profil du modèle à moyen couplage (BB1); vue en contre-jour au travers de la paroi de la boîte expérimentale, donnant une image de la limite lithosphère-asthénosphère: le miel apparaît en rouge-orangé et la partie lithosphérique du modèle en noir. B. Coupe du modèle à moyen couplage (BB9) avec marqueurs passifs dans les niveaux ductiles (silicones rouges). C. Coupe du modèle à fort couplage (BB5). D. Coupe du modèle à moyen couplage (BB1). E. Coupe du modèle à faible couplage (BB6; contrairement aux coupes B, C, D, la moitié mobile de ce modèle est celle de gauche).

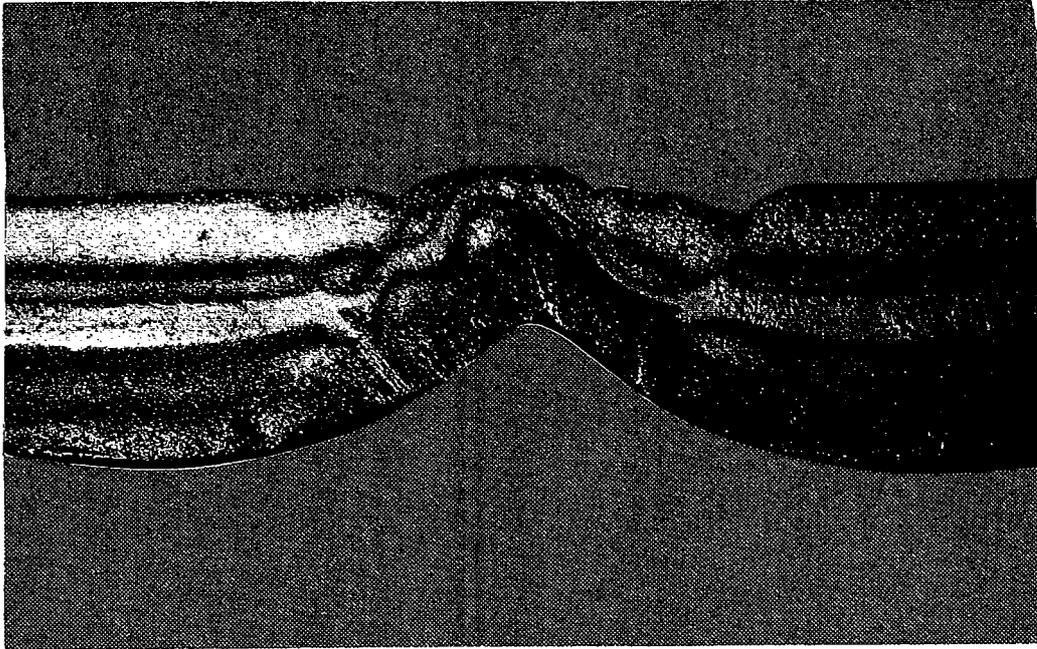


C



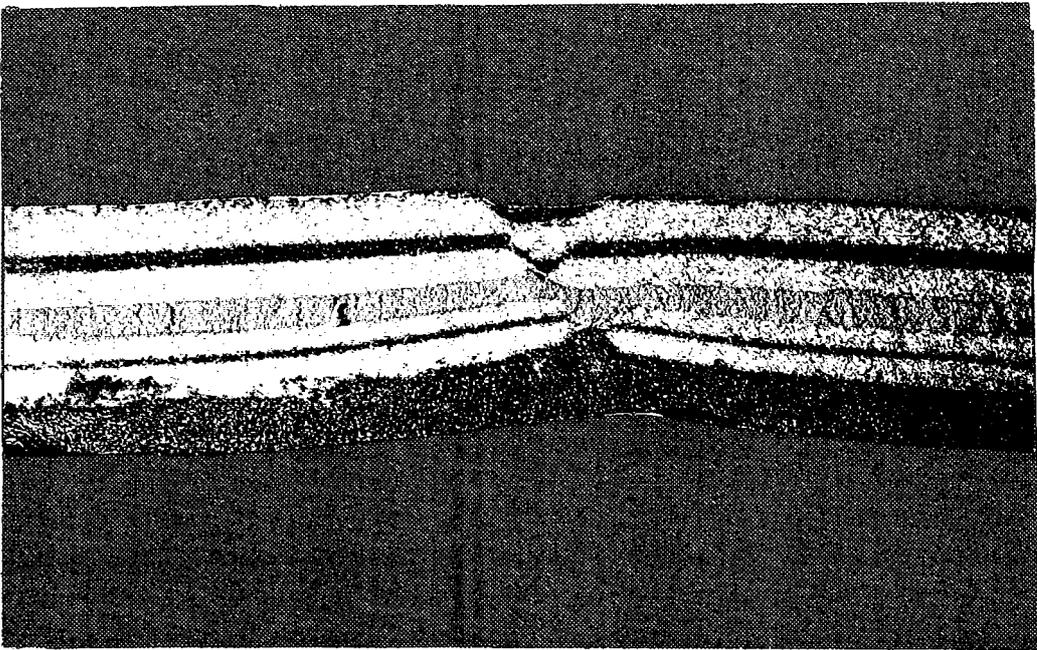
manteau | croûte

D



manteau | croûte

E



manteau | croûte



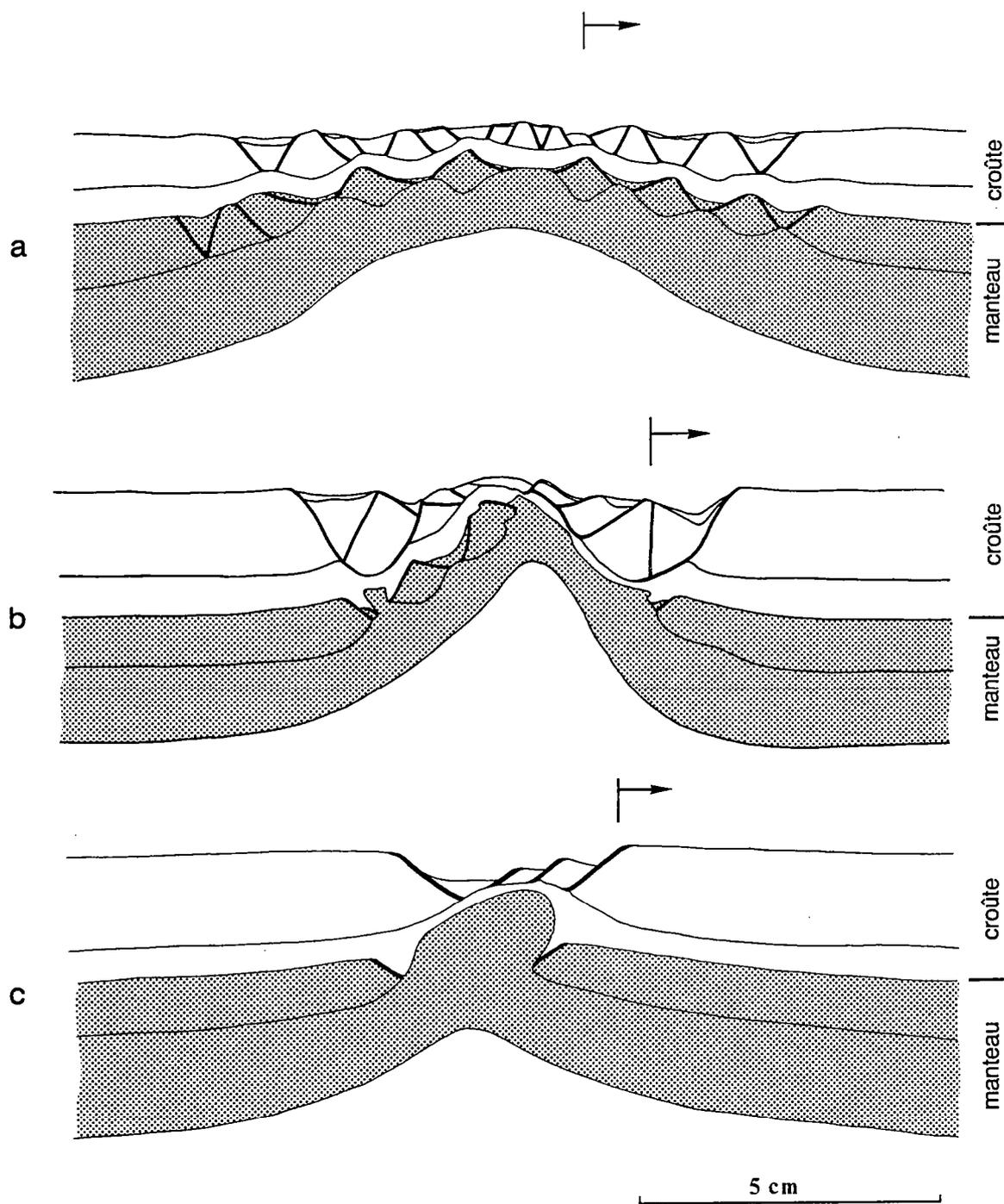
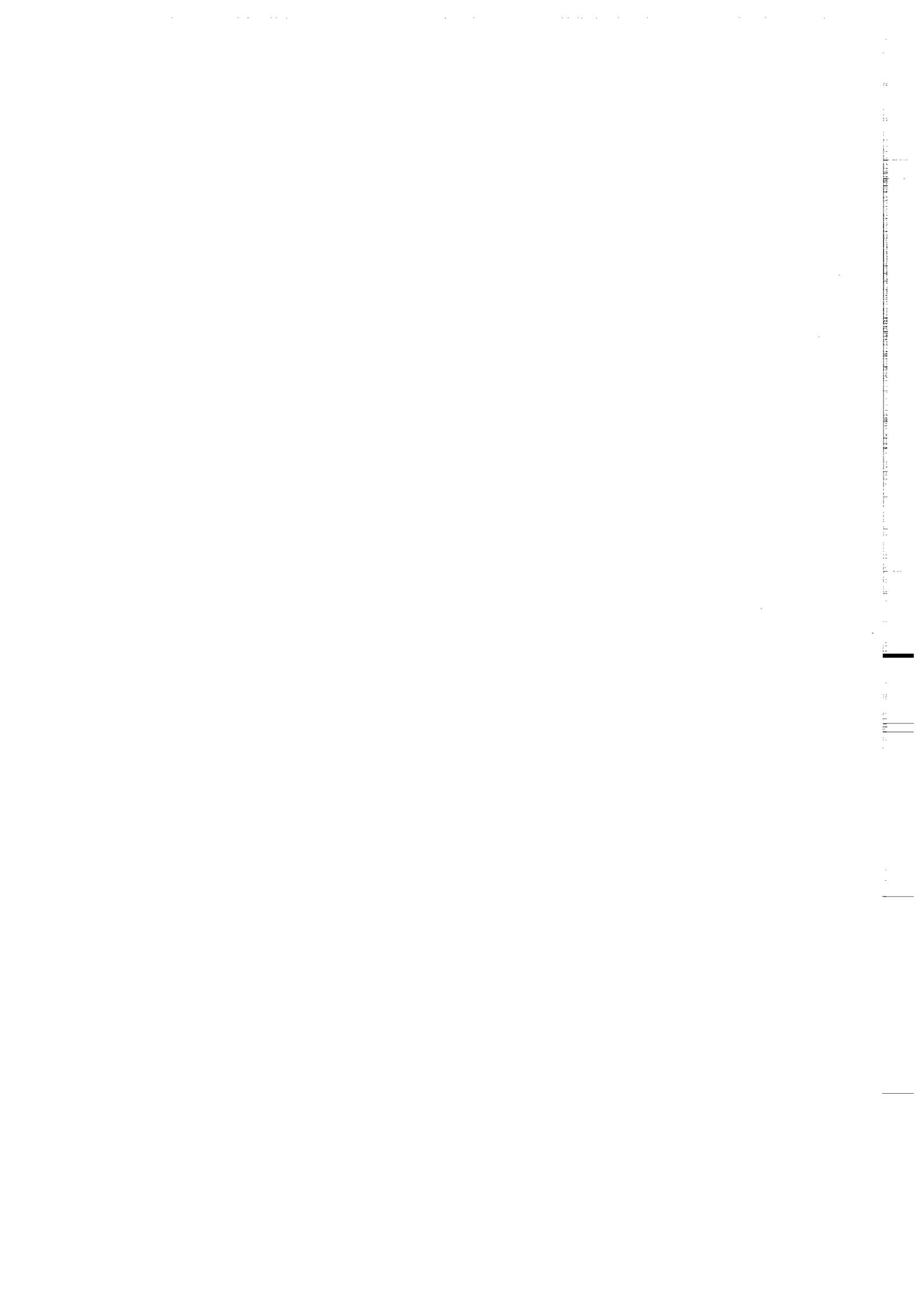


Figure I.B.2 2. Coupe des modèles au stade final de l'expérience. Le manteau fragile et ductile est représenté en gris. La partie mobile des modèles pendant l'expérience est la moitié de droite. a. Modèle à fort couplage (BB5). b. Modèle à moyen couplage (BB1). c. Modèle à faible couplage (BB3), dessin reconstitué à partir des données de surface et des coupes du modèle à faible couplage peu étiré (BB6).



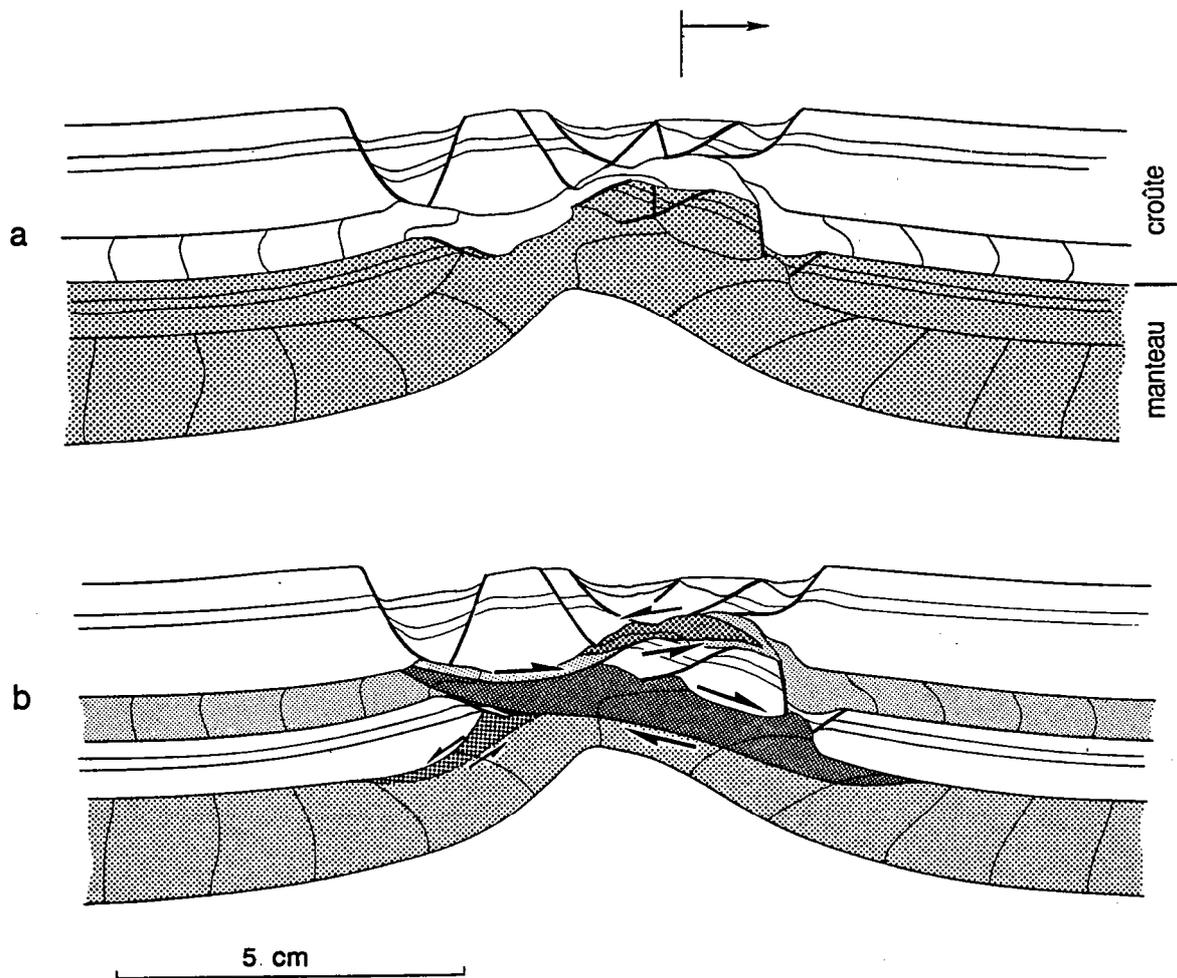


Figure I.B.2 3. a. Coupe du modèle à moyen couplage (BB9); mêmes conventions que dans la figure 2; des marqueurs passifs, initialement verticaux, ont été incorporés dans les niveaux ductiles. b. Interprétation cinématique; les zones de cisaillement sont figurées en gris sombre. Noter la présence d'une grande zone de cisaillement joignant la croûte ductile et le manteau ductile au niveau de la rupture du manteau fragile.

de rupture où la croûte et le manteau ductiles entrent en contact. Les deux boudins ainsi formés sont restés solidaires sur le flanc droit du dôme. L'extension s'est localisée et intensifiée en profondeur au niveau du point de rupture situé le plus à gauche, à l'aplomb du horst séparant les deux rifts. La zone de rupture est décalée par rapport à l'axe du dôme mantellique. La croûte ductile est fortement amincie au niveau du point de rupture, et au dessus des boudins de manteau fragile. La déformation des marqueurs passifs, initialement verticaux, matérialise deux zones de cisaillement dans la croûte ductile de part et d'autre de la zone de rupture (fig. I.B.2.3b; planche I.B.2.B). Ces deux zones de cisaillement sont de pendage et de sens opposés. Le sens de cisaillement est synthétique de celui des failles normales limitant les blocs basculés dans le rift le plus large, et de celui de la faille normale majeure de l'autre rift. L'intensité du cisaillement est plus forte sous le rift le plus large. Le manteau ductile remonte à l'axe de la zone lithosphérique amincie. Il est globalement aminci sur la largeur du dôme, et localement épaissi au niveau des zones d'amincissement du manteau fragile. Dans cette couche, le sens de cisaillement s'inverse de part et d'autre du dôme. Le cisaillement est plus fort sur le flanc droit. On note que la zone de cisaillement de gauche dans la croûte ductile se connecte à la zone de cisaillement de droite dans le manteau ductile.

Lorsque la quantité d'extension est plus importante (BB1; fig. I.B.2.2b; planche I.B.2.D), les trois niveaux lithosphériques superficiels sont extrêmement amincis au centre du modèle, permettant la remontée jusqu'à la surface du dôme de manteau ductile. Ici, la déformation s'est localisée dans le manteau fragile au niveau du point de rupture situé le plus à droite. En conséquence, seul le rift situé à l'aplomb de cette zone s'est développé. Il est asymétrique et présente une série de blocs basculés vers la droite. Le rift de gauche a rapidement cessé de s'élargir. Sa légère asymétrie est opposée à celle de l'autre rift. La rupture de la croûte fragile s'est produite dans la zone la plus amincie du rift large.

Lorsque le couplage entre la croûte ductile et le manteau fragile est plus faible (BB2; Tab. I.B.2.1), la géométrie globale du modèle est comparable. Toutefois, les rifts ne sont pas cylindriques sur la largeur du modèle, et leur asymétrie est peu marquée. Deux zones de striction se sont développées dans le manteau fragile. Celle située à gauche a évolué en point de rupture où l'extension s'est localisée. Le large boudin ainsi individualisé est situé sur le flanc droit du dôme. La croûte ductile est extrêmement amincie sur toute la largeur de la zone de rupture du manteau fragile (flanc gauche du dôme).

I.B.2.2.C.c. Modèle à fort couplage (BB5; tab. I.B.2.1).

Un seul modèle a été réalisé ($Ext = 1,34$). En surface (fig. I.B.2.1), la déformation s'initie par de nombreux segments de failles normales parallèles et

conjuguées dans la partie centrale du modèle, sur une importante largeur. En fin d'expérience, les failles se sont connectées et délimitent une série de rifts étroits et parallèles séparés par des horsts. Le modèle est globalement symétrique.

En coupe (fig. I.B.2.2a; planche I.B.2.C), la zone lithosphérique amincie est plus large que dans les modèles précédents, de même que le dôme asthénosphérique. La quantité d'extension appliquée au modèle a été insuffisante pour provoquer la remontée jusqu'à la surface du manteau ductile. La croûte fragile présente deux points d'amincissement important au toit du dôme, mais la géométrie des rifts est difficile à préciser, étant donné le fort amincissement de cette couche. Dans le manteau fragile, il existe plusieurs paires de failles conjuguées symétriques individualisant des boudins. L'une de ces zones de failles tend à évoluer en point de rupture au toit du dôme. La croûte ductile est amincie dans toute la zone déformée. Elle moule les boudins du manteau fragile, au toit et sur les flancs desquels son amincissement s'accroît. Le manteau ductile est aminci dans toute la zone déformée.

I.B.2.3. CARACTERISTIQUES GENERALES DES MODELES.

I.B.2.3.A. Amincissement de la lithosphère multicouche en fonction du couplage fragile-ductile.

Lorsque le couplage entre les niveaux fragiles et ductiles est moyen à fort, la lithosphère est globalement résistante et se boudine. Cette déformation est caractérisée par un amincissement de toutes les couches lithosphériques, y compris celui du manteau ductile, qui induit la formation d'un dôme asthénosphérique (fig. I.B.2.2a, 2b, 3; planche I.B.2.A). La zone amincie, ainsi que le dôme, sont d'autant plus larges que le couplage est fort. Ils ont une forme globalement symétrique. Par contre, la structure interne de la zone amincie est asymétrique. Cette asymétrie est due au décalage de la zone de rupture du manteau fragile par rapport à l'axe du dôme, et au développement d'une zone de cisaillement à faible pendage qui joint la croûte et le manteau ductiles après la rupture. Cette zone est d'autant moins développée que la rupture est tardive, et la rupture est tardive quand le couplage est fort. Le degré d'asymétrie interne est de ce fait plus important dans le modèle à moyen couplage, où la déformation est plus localisée (trois zones de failles dans le manteau fragile) et la rupture plus facilement atteinte (fig. I.B.2.2b et 3), que dans le modèle à fort couplage où l'extension est diffuse (multiples zones de failles dans le manteau fragile) et la rupture très tardive (fig. I.B.2.2a).

Une diminution de la viscosité de la croûte ductile, donc du seul couplage entre manteau fragile et croûte ductile, ne modifie pas le comportement de la lithosphère, qui se boudine dans son ensemble (BB2).

Par contre, lorsque le couplage entre tous les niveaux fragiles et ductiles est faible, le boudinage de la lithosphère entière ne se produit pas et le dôme asthénosphérique est peu ou pas développé. La zone lithosphérique déformée est étroite. Le manteau ductile est localement épaissi à l'aplomb de la zone de striction mantellique et forme un dôme étroit (fig. I.B.2.2c).

I.B.2.3.B. Boudinage du manteau lithosphérique fragile.

Quelles que soient les caractéristiques rhéologiques des modèles, le manteau fragile est boudiné. L'extension développe une ou plusieurs zones de striction parallèles, qui sont perpendiculaires à la direction d'extension. Les zones de striction sont quasi symétriques, malgré la déformation cisailante au niveau des interfaces fragile-ductile.

Quand la résistance au cisaillement des niveaux ductiles est faible par rapport à celle des niveaux fragiles (faible couplage), l'extension se localise au niveau d'une zone de striction unique (fig. I.B.2.2c). La zone déformée est étroite. Quand le couplage est fort, l'extension est plus diffuse. Plusieurs zones de striction parallèles se développent, individualisant plusieurs boudins non déformés. La zone déformée est large (fig. I.B.2.2b, 3, 2a). Quand la viscosité de la croûte inférieure ductile est plus faible (BB2), le nombre de zones de striction diminue dans le manteau fragile. Le mode de boudinage du manteau fragile dépend donc principalement du couplage entre la croûte inférieure ductile et le manteau fragile.

Lorsque l'extension s'accroît, la déformation tend à se localiser dans une des zones de striction. Cette localisation semble se déterminer de manière relativement aléatoire, à gauche (BB9, fig. I.B.2.3, et BB2) ou à droite (BB1, fig. I.B.2.2b) du dôme mantellique. Lorsque la rupture est atteinte dans une zone de striction, l'écartement entre les autres boudins est stabilisé. La rupture est d'autant plus tardive que le couplage est fort, l'extension étant plus diffuse.

I.B.2.3.C. Déformation de la croûte supérieure fragile.

Comme pour le développement des zones de striction dans le manteau fragile, un ou plusieurs rifts parallèles se développent dans la croûte fragile perpendiculairement à la direction d'extension, selon le couplage entre les niveaux lithosphériques fragiles et ductiles. Ces rifts deviennent asymétriques au fur et à mesure de l'augmentation de l'étirement. Des expériences comparables, mais pour lesquelles l'extension était peu importante, ont montré que lorsque plusieurs rifts se développent (couplage moyen à fort), les modèles présentent une symétrie par rapport à un plan vertical passant par le centre du dôme mantellique. Cette symétrie de la déformation superficielle reflète la symétrie de la déformation profonde, les zones de striction mantelliennes étant symétriques (Allemand, 1988; Allemand et al., 1989). Lorsque la rupture du manteau supérieur se

produit sous un rift, la localisation profonde de la déformation dans cette zone conduit à l'élargissement préférentiel de celui-ci (fig. I.B.2.2b). Le rift est limité par une faille unique et permanente du côté du horst central, et par plusieurs failles qui se relaient et individualisent des blocs basculés de l'autre côté. Les blocs sont basculés vers l'extérieur de la zone déformée. Ils se forment successivement de l'extérieur vers l'axe du rift. Leur taille diminue vers l'axe du rift où l'amincissement est maximum. La rupture se produit dans cette zone (fig. I.B.2.2b).

I.B.2.3.D. Relation entre les rifts de la croûte et les boudins du manteau.

Les modèles montrent que le ou les rifts sont systématiquement décalés par rapport aux zones de striction du manteau fragile. Lorsque la croûte et le manteau fragiles présentent la même épaisseur initiale, l'espacement entre les rifts et les zones de striction est le même. Dans ce cas, le boudinage de la croûte est en opposition de phase avec celui du manteau, un rift étant superposé à un boudin mantellique (fig. I.B.2.2a). Lorsque la croûte fragile est plus épaisse que le manteau fragile, les rifts sont plus espacés que les zones de striction du manteau. Le décalage est variable, et la superposition parfaite rift / boudin mantellique n'est plus réalisée (fig. I.B.2.2b, 3).

I.B.2.3.E. Déformation de la croûte inférieure ductile.

La croûte inférieure accommode les mouvements différentiels entre le manteau et la croûte fragiles liés au déphasage du boudinage dans les deux couches. Des zones de cisaillement, fonctionnant en faille normale relient les rifts crustaux et les zones de striction mantelliennes. Elles sont globalement parallèles aux interfaces fragile-ductile et sont de ce fait à faible pendage. Elles provoquent un amincissement de la croûte ductile. Lorsque plusieurs rifts sont en opposition de phase, les zones de cisaillement sont conjuguées et d'intensité comparable (fig. I.B.2.2a). La croûte ductile présente une alternance de zones amincies aux toits des boudins et de zones plus épaisses à l'aplomb des zones de striction. Lorsque le décalage entre les rifts et les zones de striction mantelliennes est variable et que l'un des rifts est plus large, le cisaillement sous ce rift est plus intense (fig. I.B.2.3b). La croûte ductile est extrêmement amincie, voire rompue si l'extension est très intense (fig. I.B.2.2b). Dans les modèles à faible couplage, une zone de cisaillement unique se développe (fig. I.B.2.2c).

I.B.2.3.F. Remontée du manteau

Tous les modèles présentent une remontée du manteau ductile globalement à l'axe de la zone déformée. Cette remontée s'accompagne généralement d'un léger bombement au centre du modèle. Le manteau remonte jusqu'à la surface si l'extension est suffisamment intense pour provoquer la rupture des trois niveaux lithosphériques

superficiels (fig. I.B.2.2b). Lorsque le couplage entre niveaux ductiles et niveaux fragiles est faible, le manteau lithosphérique est épaissi et forme un dôme étroit (fig. I.B.2.2c). Lorsque le couplage est moyen à fort, il est aminci et flexuré et moule le dôme asthénosphérique sous-jacent (fig. I.B.2.2b, 3, 2a). Deux zones de cisaillement divergentes et de pendage inverse existent sur les flancs du dôme et se rejoignent à son toit. Elles sont dues à la flexure de la couche (déformation d'extrados). Lorsque le couplage est modéré, la zone de cisaillement située sur le flanc droit du dôme est plus développée que celle de gauche (fig. I.B.2.2b et 3). Le développement de cette zone est favorisé par la localisation de l'extension au niveau des discontinuités de vitesses latérales. L'intensité du cisaillement est maximale au toit et à la périphérie du dôme. Lorsque la rupture du manteau fragile est atteinte, cette zone de cisaillement se connecte à l'une des zones de cisaillement crustale.

I.B.2.3.G. Cinématique et chronologie des zones de cisaillement.

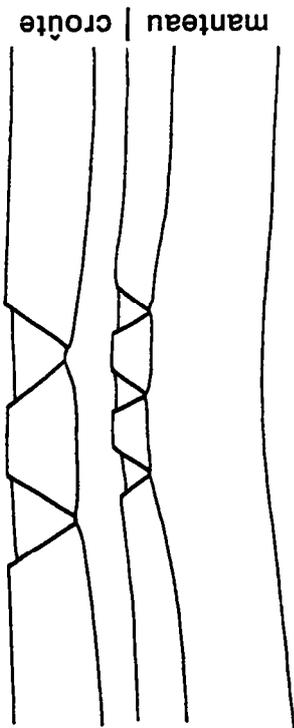
L'évolution du champ de déformation lithosphérique pendant l'extension du modèle BB9 a été schématisée sur la figure I.B.2.4. Trois étapes majeures sont représentées:

La figure I.B.2.4a correspond à l'initiation des structures. Des rifts et des zones de striction régulièrement espacées se développent respectivement dans la croûte fragile et le manteau fragile. Le champ de déformation est globalement symétrique.

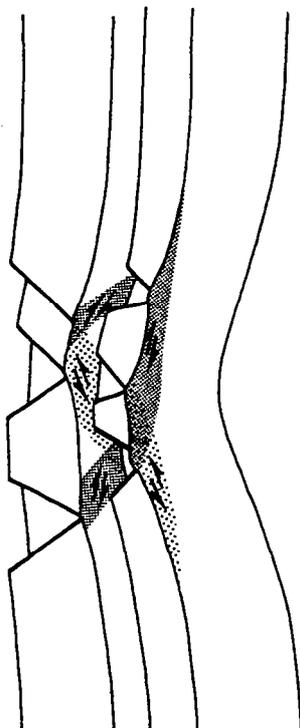
La figure I.B.2.4b montre l'évolution des structures jusqu'à la rupture du manteau fragile. Le décalage entre les zones d'amincissement dans la croûte fragile et le manteau fragile est accommodé dans la croûte ductile par la création de zones de cisaillement à rejet normal. Ces zones de cisaillement sont conjuguées lorsque plusieurs rifts existent. Dans le manteau, deux zones de cisaillement divergentes et de pendage inverse accommodent la flexure au toit du dôme asthénosphérique. Dans la croûte supérieure, le rift situé au niveau des discontinuités de vitesse latérales s'élargit préférentiellement.

La figure I.B.2.4c illustre le stade consécutif à la rupture du manteau fragile. La symétrie initiale du champ de déformation est modifiée par cette rupture, qui est une zone de faiblesse lithosphérique et localise la déformation en profondeur. Le nouveau champ de déformation, fortement contrôlé par la localisation de la rupture mantellique, devient asymétrique, la zone de rupture étant décalée par rapport à l'axe de la zone lithosphérique déformée. Dans la croûte ductile, seules les zones de cisaillement situées de part et d'autre de la zone de rupture continuent de fonctionner. Sous les rifts les plus larges, le sens de cisaillement est synthétique du mouvement sur les failles normales limitant les blocs basculés. Dans le manteau ductile, l'une des zones de cisaillement se connecte à l'une des zones de cisaillement de la croûte ductile au niveau de la rupture du manteau fragile. Cette

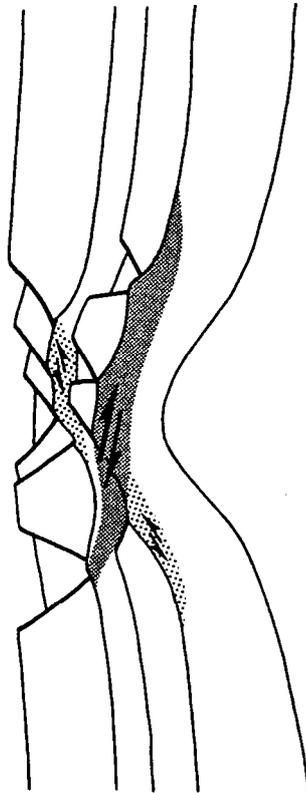
manteau | croûte



a



b



c

Figure I.B.2.4. Schématisation de l'évolution du champ de déformation pour le modèle à moyen couplage (BB9), reconstituée à partir des vues de surface et de la coupe à l'état final. Trois étapes majeures sont représentées :

a. stade d'initiation des structures; boudinage de la croûte fragile et du manteau fragile par création de zones de failles normales conjuguées régulièrement espacées. Le décalage entre ces zones d'amincissement mantelliques et crustales est accommodé par la création de zones de cisaillement jouant en faille normale dans la croûte ductile. Le champ de déformation est globalement symétrique.

b. stade précédant la rupture du manteau fragile; l'amincissement de la lithosphère induit la remontée d'un dôme asthénosphérique et la flexure du manteau ductile. La symétrie initiale du champ de déformation est globalement préservée, mais perturbée par la localisation de la déformation au niveau des DVI.

c. stade consécutif à la rupture du manteau fragile; la rupture, en localisant en profondeur la déformation, tend à asymétriser la structure de la zone lithosphérique amincie. Une zone de cisaillement jouant en faille normale se développe dans les deux niveaux ductiles mis en contact dans la zone de rupture. Elle est très intense au toit du dôme et se prolonge sur l'un de ses flancs. Seules les zones de cisaillement crustales situées de part et d'autre de la zone de rupture continuent de fonctionner.

zone de cisaillement continue à se développer en périphérie de l'un des flancs du dôme. Son rejet est normale, mais le sens de cisaillement est inverse de celui de la zone crustale qui la surplombe (fig. I.B.2.3b). Lorsque la zone de rupture profonde coïncide avec un rift crustal, la zone de cisaillement crustale sous-jacente au rift est superposée à la zone de cisaillement mantellique de sens inverse (fig. I.B.2.2b). Cette superposition, contemporaine de la rupture du manteau fragile, est tardive par rapport à la création de la zone de cisaillement crustale.

Cette séquence a été reconstituée dans le cas d'un couplage moyen. Lorsque le couplage est fort, la déformation est plus diffuse. La rupture du manteau fragile est donc très tardive, et la structure interne de la zone lithosphérique déformée tend à rester symétrique. Dans ce cas également, l'influence des discontinuités de vitesse latérales est mineure, et ne provoque pas l'élargissement préférentiel du rift situé à leur niveau (fig. I.B.2.2a). Lorsque le couplage est faible, le champ de déformation est asymétrique dès l'initiation des structures, du fait de la création d'un rift et d'une zone de striction, uniques et décalés (fig. I.B.2.2c).

I.B.2.4. DISCUSSION.

I.B.2.4.A. Implications du modèle de boudinage d'une lithosphère multicouche pour la formation des marges continentales passives.

La modélisation analogique de la striction d'une lithosphère continentale quadricouche a permis de mettre en évidence le boudinage des niveaux lithosphériques résistants, voire de la lithosphère dans son ensemble, lorsqu'elle est soumise à une striction intense. Ce modèle de boudinage lithosphérique permet d'expliquer la formation des marges continentales passives et beaucoup de leurs caractéristiques structurales.

I.B.2.4.A.a. Systèmes de blocs basculés et sens de cisaillement profond.

Des systèmes de blocs basculés induisant un amincissement extrême de la croûte supérieure se développent dans tous les modèles analogiques. Le sens de cisaillement sur les failles normales le long desquelles ils basculent est synthétique de celui existant dans la croûte inférieure ductile sous-jacente. Ce sens de cisaillement est inverse de celui de la zone de cisaillement majeure joignant la croûte inférieure et le manteau supérieur (fig. I.B.2.3b).

Cette situation éclaire de manière nouvelle la cinématique de la déformation observée sur les marges de la Galice et Nord-Gascogne. Sur la marge de la Galice, le sens de cisaillement dans les roches mantelliques qui affleurent en pied de marge est en

apparente incompatibilité avec celui impliqué par le basculement des blocs adjacents (Boillot et al., 1988a; Girardeau et al., 1988)(fig. I.B.2.5). Le réflecteur "S", présent à la base des blocs les plus profonds de la marge, semble émerger à l'ouest entre les péridotites et le dernier bloc basculé constitué essentiellement de croûte supérieure. Il a été interprété comme la transition fragile-ductile dans la croûte (de Charpal et al., 1978; Montadert et al., 1979; Mauffret et Montadert, 1987), ou plus récemment, comme le contact tectonique entre les blocs crustaux et les péridotites serpentinisées (Boillot et al., 1988a, 1989). Cette dernière hypothèse suggère l'absence de croûte inférieure ductile à la base des blocs. Sur la marge nord-Gascogne, le réflecteur "S", qui est également présent à la base des blocs basculés (fig. I.B.2.6), a été interprété comme une grande zone de cisaillement à faible pendage vers le continent qui s'enracine dans la croûte ductile (Le Pichon et Barbier, 1987). Selon cette hypothèse, le sens de cisaillement sur cette grande faille plate est inverse de celui des failles normales séparant les blocs basculés vers le continent, ce qui pose un problème cinématique (cf § I.B.2.1.B).

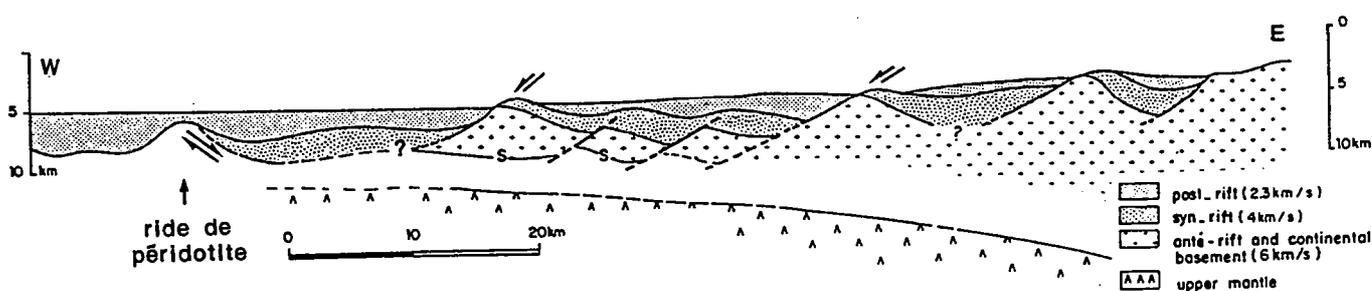


Figure I.B.2.5. Coupe synthétique de la marge continentale de la Galice (d'après Boillot et al., 1986, modifiée). Le Moho est situé en supposant un équilibre isostatique, des densités de 2,8 pour les serpentines et la croûte continentale, et de 3,3 pour les péridotites fraîches. S: réflecteur sismique "S". Le sens de cisaillement dans les péridotites affleurant au pied de la marge est reporté.

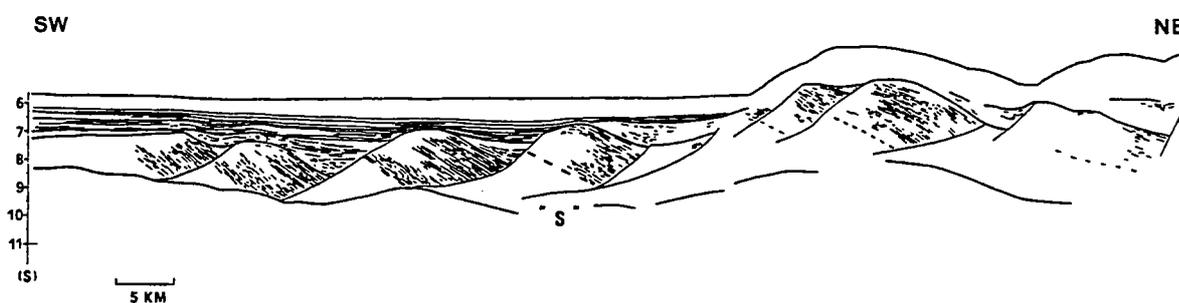


Figure I.B.2.6. Coupe sismique de la marge continentale nord-Gascogne profonde; S: réflecteur sismique "S" (d'après Le Pichon et Barbier, 1987).

L'interprétation faite à partir des modèles analogiques suggère que le réflecteur "S" observé à la base des blocs basculés correspond à la transition fragile-ductile dans la croûte.

Toutefois, dans l'hypothèse où le réflecteur "S" est le contact entre la croûte et le manteau (Moho "pétrologique"), deux solutions peuvent être envisagées. Soit la croûte ductile est représentée par le réflecteur lui-même; cependant, l'épaisseur du réflecteur (généralement double ou triple) étant estimée entre 0,6 et 1,5 km (Sibuet, 1987), cet amincissement extrême implique une ductilité importante (viscosité très faible) de la croûte inférieure. Soit, à la fin du rifting, la croûte ductile s'est rompue à l'axe du rift, dans la zone où l'étirement a été le plus intense; elle n'est donc plus présente en bas de marge sous les blocs les plus profonds, mais devrait exister sous la partie haute de la marge.

I.B.2.4.A.b. Amincissement de la croûte supérieure.

Dans les modèles analogiques, les blocs basculés se forment successivement de l'extérieur vers l'axe du rift au fur et à mesure de son élargissement (fig. I.B.2.7).

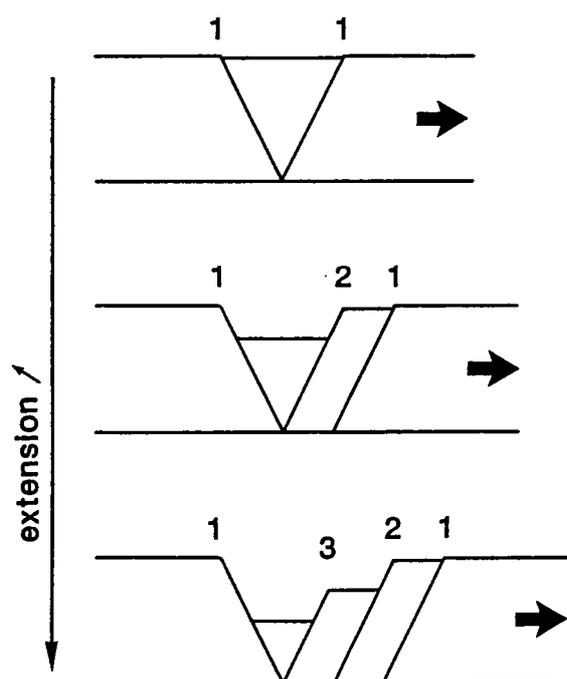


Figure I.B.2.7. Séquence de formation d'un système de blocs basculés dans la croûte supérieure des modèles analogiques. N°: ordre d'apparition des failles. Les blocs se forment de l'extérieur vers l'axe du rift.

Cette séquence de formation a des implications sur la géométrie de ces systèmes. Certaines d'entre elles peuvent être vérifiées sur les marges continentales passives, en particulier celles de la Galice et Nord-Gascogne, dont la géométrie et l'évolution sont bien documentées:

1) La taille des blocs basculés diminue du haut vers le bas de la marge, ce qui semble être effectivement le cas sur la plupart des marges (figs. I.B.2.5 et 6).

2) La diminution de l'épaisseur des blocs vers le bas de la marge se fait aux dépens des niveaux profonds; autrement dit, des niveaux de croûte de plus en plus superficiels reposent sur la croûte ductile vers le bas de la marge. Cette géométrie est une caractéristique des blocs de la marge nord-Gascogne. En effet, les blocs de la partie supérieure de la marge sont constitués de croûte supérieure et d'une série litée interprétée comme la série sédimentaire ante-rift. Par contre, les blocs les plus profonds, moins épais, sont entièrement constitués par la série litée ante-rift (Le Pichon et Barbier, 1987). Sur la marge de Galice, la base du bloc basculé le plus profond est constituée de croûte supérieure (Boillot et al, 1988a; 1988b; Beslier et al., sous presse).

3) Le basculement des blocs augmente vers le bas de la marge, en même temps que les failles qui les séparent s'aplatissent, en liaison avec la montée du dôme profond. Ceci est en bon accord avec les observations faites sur les marges de Galice et Nord-Gascogne, où le basculement des blocs est effectivement plus important en pied de marge (Le Pichon et Sibuet, 1981; Mauffret et Montadert, 1987; Sibuet et al., 1987)(figs I.B.2.5 et 6). Toutefois, la subsidence n'intervient pas dans les modèles analogiques. Sur les marges, elle compense et limite l'effet de remontée du dôme.

4) La déformation du manteau ductile au toit du dôme est synchrone du basculement des blocs. Toutefois, elle s'intensifie à la périphérie de l'un des flancs du dôme après la rupture du manteau fragile, donc relativement tardivement. Sur la marge de Galice, la fin de la déformation mylonitique dans les péridotites a été datée à $122 \text{ mA} \pm 0,6$ (Féraud et al., 1988). Cet âge correspond en fait à la fermeture du système $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ lors du refroidissement de la roche, qui post-date légèrement la fin de la déformation. La fin de la déformation ductile serait toutefois postérieure à la phase principale de basculement des blocs qui s'est produit au Valanginien (135 mA) (Mauffret et Montadert, 1987; Moullade et al., 1988).

5) Le basculement des gros blocs externes précède le basculement des petits blocs plus internes. En conséquence, l'âge des premiers sédiments syn-rifts, voire leur épaisseur si le taux de sédimentation est constant sur la durée du rifting, devraient diminuer du haut vers le bas de la marge.

I.B.2.4.A.c. Amincissement de la croûte inférieure.

Le modèle de boudinage implique pour la croûte inférieure ductile (1) qu'elle soit déformée sur toute la largeur de la zone lithosphérique amincie; (2) qu'elle présente des variations d'épaisseur, les zones amincies correspondant aux zones de cisaillement conjuguées de part et d'autre des boudins du manteau fragile (fig.I.B.2.2a); (3) que son amincissement soit maximal au niveau de la rupture du manteau fragile, en particulier au toit du dôme mantellique.

Les profils sismiques montrent que, sous les zones continentales en extension, la partie inférieure de la croûte est la plupart du temps litée, présentant de très nombreux réflecteurs sub-horizontaux. Les profils ne donnent aucune information sur la nature de ce litage. Quatre hypothèses sont généralement invoquées pour expliquer son origine (Klemperer et al., 1987; Wever et Meissner, 1987): (1) le litage serait lié à la présence d'intrusions magmatiques provenant de la fusion du manteau; (2) il serait dû au métamorphisme, voire localement à la fusion de la base de la croûte; (3) il serait dû à la présence locale de fluides issus soit du métamorphisme de la croûte, soit du dégazage du manteau; (4) le litage serait d'origine tectonique, la géométrie des réflecteurs reflétant la géométrie de zones de cisaillement anastomosées (Reston, 1988). Quoi qu'il en soit, la croûte inférieure est un niveau où la déformation est ductile, donc plus homogène à l'échelle sismique que dans la croûte supérieure fragile. Le problème est de savoir si toute l'épaisseur du faciès lité représente la croûte inférieure ductile, et si la présence des réflecteurs peut être directement corrélée à l'existence d'une déformation. Tant que ce problème ne sera pas résolu, il sera difficile de vérifier les implications du modèle de boudinage. On peut toutefois noter qu'il existe des variations d'épaisseur de la croûte litée sous les bassins de la Mer Celtique (profil SWAT 4; Cheadle et al., 1987), et qu'elle disparaît dans des zones plus ou moins régulièrement espacées sur les profils sismiques traversant la Mer du Nord (Viking graben; Beach, 1986; Beach et al., 1987). Le profil ECORS qui traverse le bassin de Parentis montre également une diminution très importante de l'épaisseur de la croûte litée sous le bassin (Pinet et al., 1987). Enfin, au pied de la marge de la Galice, l'amincissement de la croûte inférieure est effectivement extrême, puisque la ride de péridotite n'est qu'à une vingtaine de kilomètres à l'ouest du dernier bloc basculé constitué de croûte supérieure; aucun échantillon de croûte inférieure n'a été prélevé en place dans cette zone étroite.

Une autre implication du modèle de boudinage est que l'amincissement β de la croûte à l'échelle de l'ensemble de la zone déformée est égal à la quantité d'extension mesurée en surface; ces deux valeurs peuvent cependant être localement différentes puisque la déformation est hétérogène à l'échelle des couches; cette différence existe à la fois sur la marge profonde de Galice et sur la marge nord-Gascogne (Le Pichon et Sibuet, 1981; Chenet et al., 1984).

I.B.2.4.A.d. Couplage entre les niveaux fragiles et ductiles et boudinage de la lithosphère.

L'influence du couplage entre les niveaux fragiles et ductiles sur le comportement de la lithosphère entière a été discutée dans le chapitre précédent. Nous rappellerons brièvement les principales conclusions: (1) lorsque le couplage est fort, la lithosphère est globalement résistante et se boudine; en conséquence, toutes les couches lithosphériques

sont amincies (fig. I.B.2.2a, 2b, 3); (2) plus le couplage est fort, plus la zone lithosphérique amincie est large et tend à être symétrique (fig. I.B.2.2a); selon ces résultats expérimentaux, les marges continentales seraient donc d'autant plus larges et symétriques que le gradient géothermique initial sera faible ou la vitesse d'extension rapide.

I.B.2.4.A.e. Boudinage du manteau fragile et géométrie des marges conjuguées.

L'influence de la rupture du manteau fragile, relativement tardive, est fondamentale. En localisant l'extension en profondeur, elle modifie le champ de déformation. Elle tend en particulier à le rendre asymétrique lorsque la zone de rupture est décalée par rapport à l'axe de la zone lithosphérique déformée. Elle détermine (1) la largeur relative de deux marges continentales conjuguées, et (2) leur degré de symétrie.

La localisation de la rupture profonde est aléatoire dans les modèles, puisqu'elle se produit indifféremment dans l'une des zones d'amincissement du manteau fragile (figs. I.B.2.2b et 3). Dans les rifts continentaux, elle aura tendance à se localiser au niveau d'une zone de faiblesse lithosphérique. Les modèles montrent également que l'asymétrie est amplifiée si le couplage entre les niveaux lithosphériques fragiles et ductiles est faible à modéré. En conséquence, un faible taux d'extension, ou une faible viscosité de la croûte inférieure, auront tendance à favoriser la formation de marges conjuguées asymétriques.

La comparaison des marges conjuguées de l'Atlantique, par exemple, montre qu'elles ont effectivement des largeurs différentes et qu'elles sont notoirement asymétriques (Malod, 1987; Dunbar et Sawyer, 1989; profils sismiques WAM et Lithoprobe, Keen et al. 1989). La présence de structures héritées a certainement une influence prépondérante sur la localisation de la rupture profonde du manteau résistant. La rupture se produira en effet préférentiellement au niveau d'une hétérogénéité latérale de la lithosphère, comme par exemple une suture susceptible d'être réactivée.

D'autre part, la rupture du manteau fragile, en superposant tardivement la croûte inférieure et le manteau ductile, "rajeunit" le Moho sur la largeur de la zone de rupture. Ceci pourrait expliquer des différences latérales de signature du Moho sur les profils sismiques.

I.B.2.4.A.f. Amincissement et remontée du manteau.

Les conditions aux limites imposées aux modèles réduits impliquent un mode de rifting passif de la lithosphère continentale. Tous les modèles présentent une remontée du manteau ductile, jusqu'à la surface si la quantité d'extension est suffisante (fig. I.B.2.2b). Cette remontée n'est pas liée à une instabilité gravitaire, puisque la densité des matériaux analogues augmente avec la profondeur. Elle est donc uniquement induite par

l'amincissement de la lithosphère. La géométrie du dôme mantellique dépend du couplage entre les niveaux fragiles et ductiles. La formation du dôme asthénosphérique n'est amplifiée que lorsque le couplage est fort à modéré (fig. I.B.2.2). Dans ce cas, au niveau de la rupture du manteau fragile, le manteau ductile est intensément déformé dans une zone de cisaillement normale à faible pendage (fig. I.B.2.3b), et le dôme étant globalement symétrique, des péridotites peuvent affleurer au pied des deux marges conjuguées. Enfin, le manteau superficiel fragile est boudiné, c'est-à-dire qu'il présente des zones peu ou pas déformées (boudins), séparées par des zones où la déformation est localisée.

Les expériences ne prennent pas en compte les processus thermiques associés au rifting. Ces processus ont des conséquences sur l'évolution du manteau. En particulier, les péridotites subissent une décompression adiabatique pendant leur remontée vers la surface qui provoque leur fusion partielle. Les principales conséquences de cette fusion sont (1) la diminution de densité des péridotites partiellement fondues, (2) la migration vers le haut de l'interface lithosphère - asthénosphère induisant une diminution d'épaisseur du manteau lithosphérique ductile, (3) la création de produits de fusion s'accumulant au sommet du dôme. Si les modèles montrent que l'instabilité gravitaire qui résulte de la diminution de densité des péridotites n'est pas nécessaire à leur remontée, elle peut cependant l'amplifier. Quant aux produits de fusion, ils pourraient être écartés du toit du dôme au fur et à mesure de sa remontée par le fonctionnement de la zone de cisaillement postulée par les modèles.

Peu de données étant disponibles sur les niveaux mantelliques sous les zones de rift, les possibilités de test du modèle sont limitées. Les données géophysiques donnent la forme du Moho et indiquent que du matériel peu dense est présent sous les rifts continentaux. Les seules données "in situ" que l'on possède sont les données pétro-structurales obtenues (1) sur les enclaves de péridotite remontées par les basaltes et (2) sur les péridotites mises en place au pied de marges continentales passives en fin de rifting. L'étude des enclaves suggère l'existence de zones de déformation intense dans le manteau qui, selon Coisy et Nicolas (1978), se formeraient le long de zones de cisaillement à fort pendage limitant un ou plusieurs diapirs emboîtés, remontant sous l'axe d'un rift (fig. I.B.2.8).

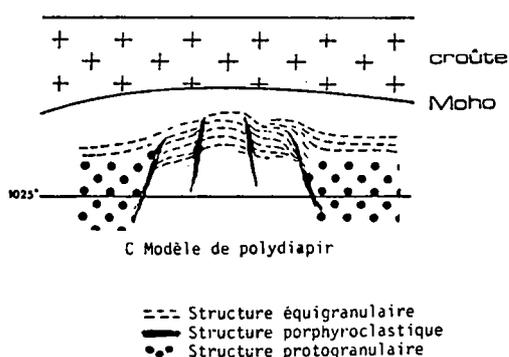


Figure I.B.2.8. Modèle interprétatif de la remontée du manteau sous le Massif Central dans un polydiapir. D'après Coisy et Nicolas (1978).

Les deux exemples les mieux documentés de roches mantelliques portées à l'affleurement en fin de rifting sont ceux des péridotites présentes au pied de la marge de la Galice (Boillot et al., 1980, 1987, 1988), et sur l'île de Zabargad en Mer Rouge (Nicolas et al., 1985, 1987; Bonatti et al., 1986). Les péridotites de Galice affleurent à la limite continent-océan, c'est à dire à l'axe du paléo-rift continental, sur une centaine de kilomètres de long. Par contre, celles de Zabargad représentent le toit d'un dôme d'extension beaucoup plus limitée (une dizaine de kilomètres de diamètre; Styles et Gerdes, 1983). Dans les deux cas, l'étude pétrologique de ces roches mantelliques montre qu'elles ont subi une décompression adiabatique durant laquelle une fusion partielle limitée s'est produite (< 10% à Zabargad, Bonatti et al., 1986; Nicolas et al. 1987; Piccardo et al., 1988; ≈ 9% en Galice, Evans et Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988). Leur étude pétro-structurale montre qu'elles ont subi pendant leur remontée une déformation de haute température, en conditions physiques asthénosphériques, puis une déformation mylonitique intense en conditions lithosphériques. La déformation de haute température serait induite par la montée d'un diapir asthénosphérique au sein de la lithosphère et reflèterait donc la cinématique d'intrusion du dôme (Nicolas et al., 1987; Boillot et al., 1988a; Girardeau et al., 1988). Les structures mylonitiques, qui se sont développées à faible profondeur (<10 km) en Galice, donc tardivement lors du processus de remontée, sont reliées au fonctionnement de structures superficielles extensives liées à l'étirement de la lithosphère. Leur géométrie reflèterait donc la cinématique d'ouverture du rift (Boillot et al., 1987; 1988a; Nicolas et al., 1987; Girardeau et al., 1988; Beslier et al., sous presse). A Zabargad, l'attitude des structures mylonitiques indique que les péridotites ont été déformées dans une zone de cisaillement à fort pendage vers la mer, le mouvement ayant une nette composante décrochante (Nicolas et al., 1987). Au sud de la marge de Galice, les structures mylonitiques se sont formées dans une zone de cisaillement jouant en faille normale à faible pendage vers le continent (Girardeau et al., 1988; Beslier et al., 1988; sous presse).

La modélisation analogique permet de proposer une nouvelle interprétation de ces données. L'évolution pétro-structurale des péridotites de la marge de la Galice est en effet en bon accord avec le modèle de boudinage, la fusion partielle du manteau ductile profond et l'attitude des structures pouvant être dues à la remontée passive du manteau sous la lithosphère étirée. La géométrie de la ride de péridotites, qui est allongée selon l'axe du paléo-rift continental sur plus de 100 km ne semble pas en accord avec l'hypothèse d'une remontée uniquement gravitaire (diapirisme pur), une instabilité gravitaire ayant tendance à développer des remontées ponctuelles (diapirs) plus ou moins régulièrement espacées. Par contre, à Zabargad, l'attitude des structures dans les péridotites, ainsi que l'extension limitée de l'intrusion, n'est pas cohérente avec celle suggérée par le modèle de boudinage. Des processus différents doivent être invoqués

pour expliquer la surrection "ponctuelle" de ce massif ultrabasique jusqu'à la surface, auquel sont associées de fortes anomalies gravimétriques et magnétiques (Styles et Gerdes, 1983).

Il existe également dans les Alpes, les Pyrénées et la Cordillère Bétique des péridotites dont la mise à l'affleurement initiale se serait effectuée à la fin d'une phase de rifting. Dans les trois cas, la remontée de ces roches a été attribuée, sur des critères pétrologiques et structuraux, à un processus de diapirisme asthénosphérique dans des zones en contexte extensif (Alpes, Nicolas, 1984; Bétiques, Tubia et Cuevas, 1977; Doblas et Oyarzun, 1989) ou en contexte décrochant (Pyrénées, Kornprobst et Vielzeuf, 1984).

I.B.2.4.B. Comparaison avec les modèles d'extension lithosphérique antérieurs.

Deux principaux modèles d'extension lithosphérique sont généralement invoqués actuellement. Le premier a été établi à partir de l'étude analytique des phénomènes de subsidence associés au rifting (McKenzie, 1978). Il correspond à un étirement homogène de la lithosphère (cisaillement pur) et conduit à une symétrie de la zone lithosphérique amincie. Le second (Wernicke, 1981, 1985; Wernicke et Burchfield, 1982), proposé à partir d'études structurales dans le Basin and Range, est un modèle d'extension hétérogène localisée le long d'une grande zone de cisaillement d'échelle lithosphérique, fonctionnant en faille normale et à faible pendage (cisaillement simple). Ce modèle implique en particulier une asymétrie de la zone lithosphérique étirée, avec émergence de la faille de détachement sur l'une des marges conjuguées et un décalage entre la zone d'amincissement crustal et la remontée du manteau profond (Wernicke, 1985). Ces deux modèles ont été opposés et considérés comme deux cas extrêmes de processus engagés pendant l'extension lithosphérique. Diverses variantes de ces modèles ont été proposées pour prendre en compte certaines caractéristiques particulières des zones continentales étirées (par exemple, Royden et Keen, 1980; Lister et al., 1986; Le Pichon et Barbier, 1987; Boillot et al., 1987; 1988a...).

Le modèle de boudinage lithosphérique proposé ici implique les deux modes de déformation (cisaillement pur et cisaillement simple). Ils sont impliqués à des degrés divers, selon le couplage entre les niveaux lithosphériques fragiles et ductiles, et selon l'échelle à laquelle on étudie les processus. En effet, lorsque le couplage est fort, toutes les couches lithosphériques s'amincissent. Les zones d'amincissement maximal de chacune des couches étant superposées, la zone d'amincissement lithosphérique est symétrique. La déformation peut être considérée comme globalement homogène à l'échelle de la lithosphère. Toutefois, des zones de cisaillement à faible pendage se développant tant dans la croûte que dans le manteau ductiles, la déformation tend à être hétérogène à l'échelle des couches lithosphériques (fig. I.B.2.2a). Lorsque le couplage

est faible, l'amincissement de la lithosphère se réalise principalement aux dépens de la croûte et du manteau fragile. Le dôme mantellique qui se forme sous la zone d'amincissement crustal est asymétrique et la remontée de l'asthénosphère, peu amplifiée, est légèrement décalée par rapport à la zone de rift de la croûte supérieure. La zone lithosphérique amincie est asymétrique. La déformation n'est pas homogène, ni à l'échelle des couches, ni à l'échelle lithosphérique (fig. I.B.2.2c). Un couplage modéré crée une situation intermédiaire. La déformation est encore globalement homogène et la zone d'amincissement globalement symétrique à l'échelle lithosphérique (figs. I.B.2.2b et 3). Par contre, la structure interne de la lithosphère tend à être asymétrique. Cette asymétrie est due au décalage de la zone de rupture du manteau fragile par rapport à l'axe du dôme mantellique. Ce décalage induit le fonctionnement d'une zone de cisaillement normale à faible pendage reliant la croûte ductile et le manteau ductile. La déformation est donc nettement hétérogène à l'échelle des couches.

En conséquence, le modèle de boudinage lithosphérique se rapproche du modèle d'étirement homogène lorsque le couplage entre les niveaux lithosphériques fragiles et ductiles est fort, c'est-à-dire pour un gradient géothermique relativement faible ou une vitesse d'extension relativement rapide. A l'inverse, il se rapproche du modèle d'étirement hétérogène lorsque le couplage diminue. Ces deux modèles (cisaillement pur et cisaillement simple) peuvent donc globalement être considérés comme des cas particuliers du modèle de boudinage lithosphérique proposé ici.

Toutefois, des différences notables existent entre le modèle de boudinage et les deux modèles précédents. Dans le modèle de boudinage, il n'est pas nécessaire, comme pour le modèle de cisaillement pur, d'invoquer par exemple une variation du volume crustal pour expliquer la différence entre la quantité d'extension mesurée en surface et l'amincissement de la croûte. En effet, dans le modèle de boudinage, les zones de cisaillement qui se développent dans les niveaux ductiles impliquent localement une telle différence. D'autre part dans le modèle de boudinage, contrairement au modèle de cisaillement simple, l'extension n'est pas absorbée totalement par le jeu d'une faille unique qui traverse toute la lithosphère. En effet, la zone de cisaillement à faible pendage affectant le manteau ductile, qui tend à se flexurer au toit du dôme, est relayée dans la croûte ductile, lorsque le couplage est modéré à fort, par deux zones de cisaillement conjuguées qui fonctionnent de part et d'autre de la zone de rupture du manteau fragile. Dans la croûte supérieure fragile, l'extension est répartie le long de plusieurs failles normales qui se développent au toit des zones de cisaillement conjuguées de la croûte inférieure (fig. I.B.2.3b). Enfin, dans le modèle de cisaillement simple, le fait que la faille de détachement à faible pendage traverse toute la croûte supérieure implique le développement sur l'une des marges d'un système de blocs basculés dont la taille

augmente de l'extérieur vers l'axe du rift (fig. I.B.2.9a). Dans le modèle de boudinage au contraire, la taille des blocs basculés diminue vers l'axe du rift (fig. I.B.2.9b).

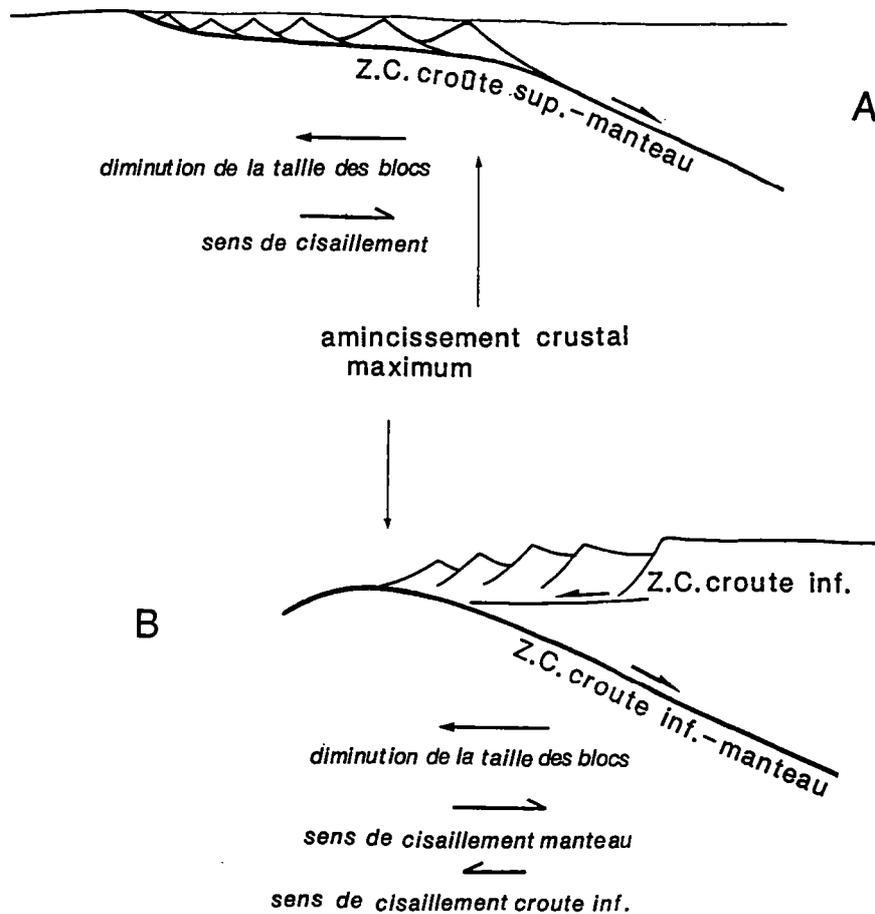


Figure I.B.2.9. Comparaison de la géométrie des structures impliquées par A. le modèle de cisaillement simple; B. le modèle de boudinage. Z.C.: zone de cisaillement.

I.B.2.5. CONCLUSION.

La modélisation analogique de l'extension d'une lithosphère continentale quadricouche fragile-ductile permet de proposer un modèle de boudinage lithosphérique qui explique beaucoup des caractéristiques des marges continentales passives.

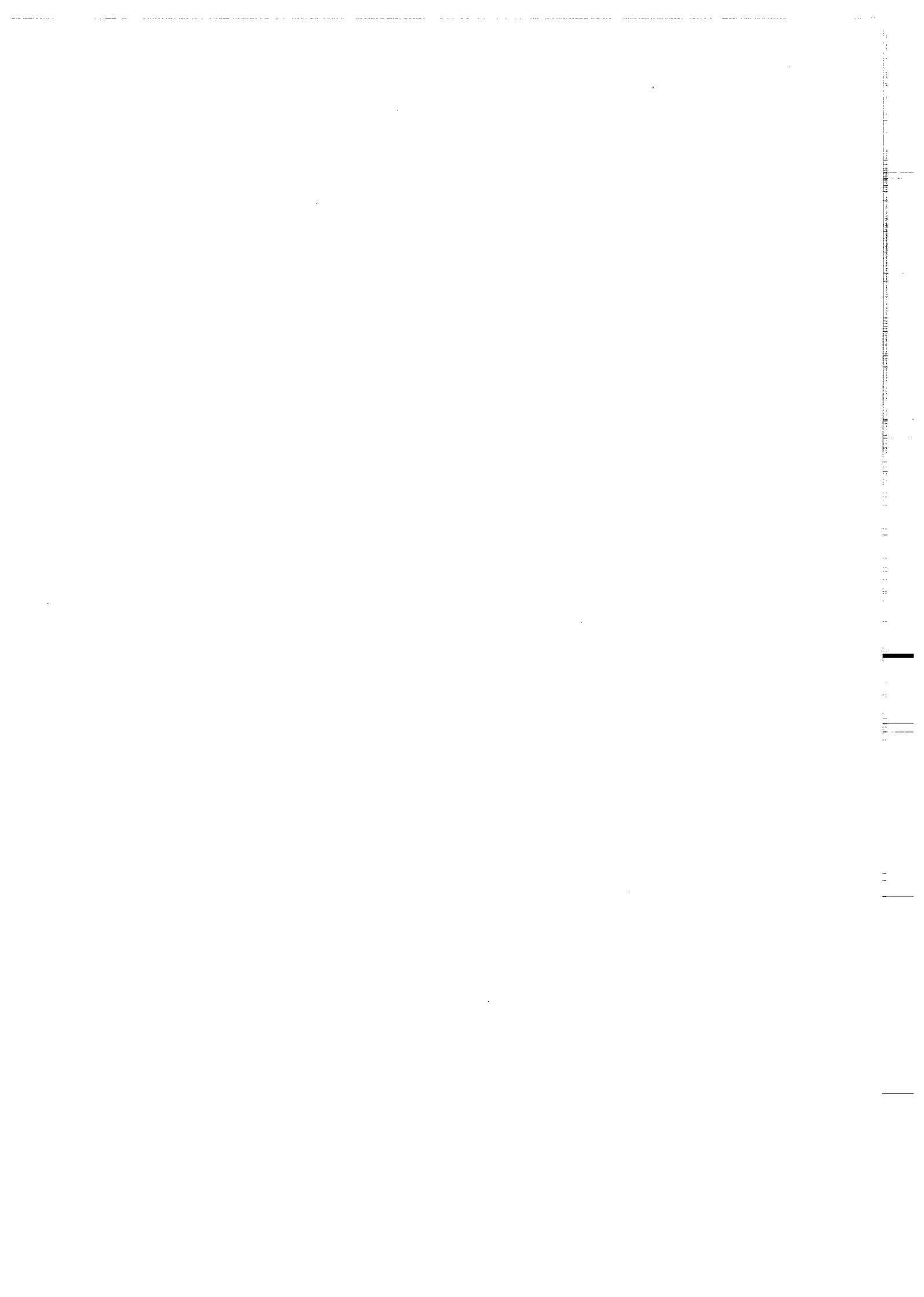
L'une des conclusions majeures apportées par cette modélisation est que la remontée du manteau sous une zone de rift peut être une conséquence de l'amincissement de la lithosphère. La dynamique du manteau (diapirisme) n'est donc pas nécessaire pour provoquer sa remontée jusqu'à la surface.

La structure rhéologique initiale de la lithosphère a été simplifiée dans les modèles analogiques par une structure quadricouche fragile-ductile. Elle guide le développement des structures dans la lithosphère, et implique en particulier le boudinage des niveaux

fragiles, et la création de zones de cisaillement à faible pendage et à rejet normal dans les niveaux ductiles. Ce type de structures est comparable à celles observées sur les marges. Le modèle de boudinage permet donc de proposer, en bon accord avec les données expérimentales sur la rhéologie des roches, que la lithosphère continentale stable comporte (1) une couche résistante dans la partie supérieure du manteau, susceptible de localiser la déformation (développement de zones de striction), et (2) une couche ductile dans la partie inférieure de la croûte, agissant comme un niveau découplant entre la croûte supérieure et le manteau résistant.

Le modèle de boudinage lithosphérique permet d'expliquer la grande variabilité géométrique des marges passives. La déformation de la croûte supérieure, la largeur totale de la zone lithosphérique amincie, le degré d'asymétrie et la largeur de marges passives conjuguées sont directement dépendants du profil de résistance lithosphérique, par la valeur du couplage entre les niveaux fragiles et ductiles. Plus la lithosphère est résistante (couplage fort), plus les marges sont larges et peu asymétriques. L'asymétrie des marges se développe après la rupture en profondeur du manteau résistant boudiné. C'est donc un processus relativement tardif lors du rifting continental. Cette asymétrie est due au décalage de la zone de rupture profonde par rapport à l'axe de la zone lithosphérique amincie, et au développement d'une grande zone de cisaillement joignant la croûte et le manteau ductiles. L'asymétrie est d'autant moins importante que la rupture est tardive, c'est-à-dire que le couplage est fort.

Enfin, le modèle de boudinage permet de connaître la géométrie des structures dans les niveaux lithosphériques profonds, et de comprendre la cinématique de la déformation pendant la formation des marges. Il précise en particulier les relations entre la déformation de la croûte supérieure et celle des niveaux ductiles profonds. Des zones de cisaillement à faible pendage et à rejet normal se développent dans les niveaux ductiles. Dans la croûte inférieure sous-jacente à un système de blocs basculés, le sens de cisaillement est synthétique du mouvement de basculement des blocs de croûte supérieure. Par contre, le cisaillement est de sens inverse dans le manteau ductile, et se développe tardivement par rapport à la déformation crustale. Ces résultats sont cohérents avec les observations faites sur les marges ouest-galicienne et nord-ibérique. Ils demandent à être confirmés par une confrontation avec d'autres zones continentales en extension (rifts et marges continentales), et en particulier avec les données sur les niveaux profonds de ces zones (croûte inférieure et manteau).



Références bibliographiques.

- Allemand, P., 1988.** Mécanisme d'amincissement de la lithosphère: approche expérimentale. Thèse, Université de Rennes, 192p.
- Allemand, P., Brun, J.P., Davy, P. et Van den Driessche, J., 1989.** Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bull. Soc. géol. France*, 8, V, 3: 445-451.
- Artyushkov, E.V. et Sobolev, S.V., 1982.** Mechanism of passive margins and inland seas formation. In Watkins, J.S. and Drake, C.L. (Eds), *Studies in marine continental geology*. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 34: 689-701,
- Beach, A., 1986.** A deep seismic reflection profile across the northern North Sea. *Nature*, 323: 53-55.
- Beach, A., Bird, T. et Gibbs, A., 1987.** Extensional tectonics and crustal structure: Deep seismic reflection data from the northern North Sea Viking Graben. In Coward, M.P., Dewey, J.F. et Hancock, P.L. (Eds), *Continental extensional tectonics*. *Geological Society Special Publication*, 28, 467-476.
- Beslier, M.O., Girardeau, J. et Boillot, G., 1988.** Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306: 373-380.
- Beslier, M.O., Girardeau, J. et Boillot, G., sous presse.** Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, 000-000.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J. et Torrent, G., 1980.** Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 23-34.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna-Sierra, E.L., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. et Williamson, M.W., 1987.** Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132: 335-342.
- Boillot, G., Girardeau, J. et Kornprobst, J., 1988a.** The rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 741-756.
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malod, J., Mougénot, D. et Moullade, M., 1988b.** Preliminary results of the Galinaute cruise: dives of the submersible Nautilo on the western Galicia margin, Spain. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 37-51.
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. et Girardeau, J., 1989.** "Undercrusting" by serpentinite beneath rifted margins: the example of the west Galicia margin (Spain). *Nature*, 341: 523-525.
- Bonatti, E., Ottonello, G. et Hamlyn, P.R., 1986.** Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 91: 599-631.
- Brun, J.P. et Choukroune, P., 1983.** Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, 4: 345-356.
- Brun, J.P., Choukroune, P. et Faugère, E., 1985.** Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bull. Soc. géol. Fr.*, I, 1: 139-144.

- Chapman, T.J., 1989.** The Permian to Cretaceous structural evolution of the Western Approaches Basin (Melville sub-basin), UK. In Cooper, M.A. et Williams, G.D. (Eds), *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publications, 44, 177-200.
- Cheadle, M.J., McGeary, S., Warner, M.R. et Matthews, D.H., 1987.** Extensional structures on the western UK continental shelf; a review of evidence from deep seismic profiling. In Coward, M.P., Dewey, J.F. et Hancock, P.L. (Eds), *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication, 28, 445-465.
- Chenet, P., Montadert, L., Gairaud, H. et Roberts, D., 1982.** Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal, and northern Biscay continental margins: implications for evolutionary models of passive continental margins. In: Watkins, J.S. and Drake, C.L. (Eds), *Studies in continental margin geology*. Am. Assoc. Pet. Geol., 34: 703-715.
- Coisy, P. et Nicolas, A., 1978.** Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Mineral.*, 101: 424-436.
- Daly, M.C., Chorowicz, J. et Fairhead, J.D., 1989.** Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In Cooper, M.A. et Williams, G.D. (Eds), *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publications, 309-334.
- Davy, P., 1986.** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. Doc. Centre Armo. Etudes Struct. Socles, Rennes*, 8, 233p.
- Davy, P. et Cobbold, P.R., 1989.** Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S.*, 14: 129-141.
- Davy, P. et Cobbold, P.R., sous presse.** Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere.
- De Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L. et Roberts, D.G., 1978.** Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275: 706-711.
- Doblas, M. et Oyarzun, R., 1989.** "Mantle core complexes" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 93: 76-84.
- Dunbar, J.A. et Sawyer, D.S., 1989.** Patterns of continental extension along the conjugate margins of the Central and North Atlantic oceans and Labrador Sea. *Tectonics*, 8: 1059-1077.
- England, P., 1983.** Constraints on extension of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88, B2: 1145-1152.
- Evans, C.A. et Girardeau, J., 1988.** Galicia margin peridotites: undepleted abyssal peridotites from the North Atlantic. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 195-207.
- Faugère, E., 1985.** La tectonique en extension intracontinentale: étude de terrain (sud du Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. Thèse 3ème cycle, Université Paris VI, 194p.
- Féraud, G., Girardeau, J., Beslier, M.O. et Boillot, G., 1988.** Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 49-55.
- Girardeau, J., Evans, C.A. et Beslier, M.O., 1988.** Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: hole 637A, ODP leg 103 on the Galicia margin. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 209-223.

- Keen, C., Peddy, C., de Voogd, B. et Matthews, D., 1989.** Conjugate margins of Canada and Europe: Results from deep reflection profiling. *Geology*, 17: 173-176.
- Klemperer, S.L. et the BIRPS group, 1987.** Reflectivity of the crystalline crust: hypotheses and tests. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89: 217-222.
- Kornprobst, J. et Vielzeuf, D., 1984.** Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In Kornprobst, J. (Eds), *Kimberlites: Amsterdam (Elsevier)*, 347-359.
- Le Pichon, X. et Sibuet, J.C., 1981.** Passive margins: a model of formation. *J. Geophys. Res.*, 86, B5: 3708-3729.
- Le Pichon, X. et Barbier, F., 1987.** Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, 2: 133-150.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. et Symonds, P.A., 1986.** Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14: 246-250.
- Malod, J.A., 1987.** Dissymétrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relation avec les modèles de distension. *Bull. Soc. géol. France*, III, 3: 465-472.
- Mauffret, A. et Montadert, L., 1987.** Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). *Mar. Pet. Geol.*, 40: 49-70.
- McKenzie, D., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40: 25-32.
- Meissner, R., 1981.** Passive margin development. A consequence of specific convection pattern in variable viscosity upper mantle. In *Oceanologica Acta, Proc. 26th Int. Geol. Congress, Geology of Continental Margins Symposium, Paris, 1980*, 115-121.
- Meissner, R. et Köpnick, M., 1988.** Structure and evolution of passive margins: the plume model again. *J. Geodyn.*, 9: 1-13.
- Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D.G., Guennoc, P. et Sibuet, J.C., 1979.** Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. In Talwani, M., Hay, W. and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironments: Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.*, 3, 154-186.
- Moullade, M., Brunet, M.F. et Boillot, G., 1988.** Subsidence and deepening of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 733-740.
- Mulugeta, G., 1985.** Dynamic models of continental rift valley systems. *Tectonophysics*, 113: 49-73.
- Nicolas, A., 1984.** Lherzolites of the western Alps: a structural review. In Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites, Amsterdam (Elsevier)*, 347-359.
- Nicolas, A., 1986a.** A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.*, 27: 999-1022.
- Nicolas, A., 1986b.** Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. *Rev. Geophys.*, 24: 875-895.
- Nicolas, A., 1989.** Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Kluwer Academic Publishers*, 367p.
- Nicolas, A., Boudier, F., Lyberis, N., Montigny, R. et Guennoc, P., 1985.** L'île de Zabargad (Saint -Jean): témoin-clé de l'expansion précoce en Mer Rouge. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301: 1063-1068.
- Nicolas, A., Boudier, F. et Montigny, R., 1987.** Structure of Zabargad island and early rifting of the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, 92, B1: 461-474.
- Piccardo, G.B., Messiga, B. et Vanucci, R., 1988.** The Zabargad peridotite-pyroxenite association: petrological constraints on its evolution. *Tectonophysics*, 150: 135-162.

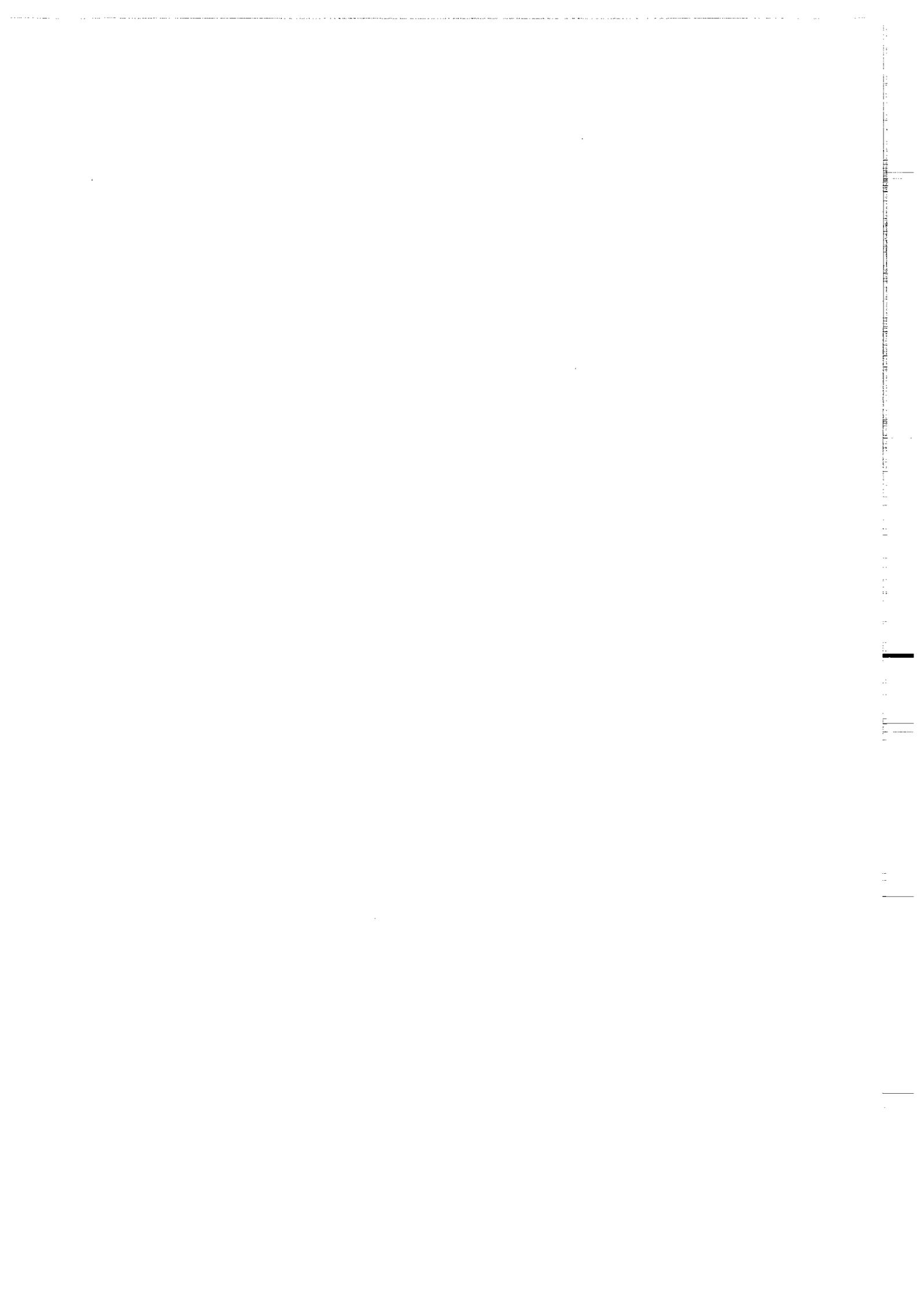
- Pinet, B., Montadert, L., Curnelle, R., Cazes, M., Marillier, F., Rolet, J., Tomassino, A., Galdeano, A., Patriat, P., Brunet, M.F., Olivet, J.L., Schaming, M., Lefort, J.P., Arrieta, A. et Rianza, C., 1987.** Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from deep seismic data. *Nature*, 325: 513-516.
- Ramberg, H., 1971.** Dynamic models simulating rift valleys and continental drift. *Lithos*, 4: 259-276.
- Reston, T.J., 1988.** Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. *Tectonics*, 7: 929-945.
- Royden, L., Sclater, J.G. et Von Herzen, R.P., 1980.** Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *AAPG Bulletin*, 64: 173-187.
- Sengör, A.M.C. et Burke, K., 1978.** Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 6: 419-421.
- Sibuet, J.C., 1987.** Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives. Thèse de doctorat d'état, Université de Bretagne occidentale, Brest, 351p.
- Sibuet, J.C., Mazé, J.P., Amortila, P. et Le Pichon, X., 1987.** Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia from Sea-Beam and seismic data. In Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al., *Proc. Init. Repts (Pt. A) ODP*, 103, 77-97.
- Styles, P. et Gerdes, K., 1983.** St John's Island (Red Sea): a new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zones and at continental margins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 65: 353-368.
- Tubia, S.M. et Cuevas, J., 1977.** Structure et cinématique liée à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodin. Acta*, 1: 59-69.
- Vendeville, B., 1987.** Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. *Mém. Doc. Centre Armo. Etudes Struct. Socles*, Rennes, 15, 392p.
- Vendeville, B. et Cobbold, P.R., 1987.** Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II: 1313-1319.
- Wernicke, B., 1981.** Low-angle normal faults in the Basin and Range Province - nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645-648.
- Wernicke, B., 1985.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B. et Burchfield, B.C., 1982.** Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4: 105-115.
- Wever, T. et Meissner, R., 1987.** About the nature of reflections from the lower continental crust. *Ann. Geophys.*, 5B, (4): 349-352.
- White, R.S., Spence, G.D., Fowler, S.R., McKenzie, D.P., Westbrook, G.K. et Bowen, A.N., 1987.** Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 330: 439-444.

La marge continentale passive de la Galice





*La marge continentale de la Galice.
D'après Heezen et Tharp (1968).*



CHAPITRE II

LA MARGE CONTINENTALE PASSIVE DE GALICE.

II.A. PRESENTATION DE LA MARGE.

II.A.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE.

Toutes les marges de l'Atlantique Nord, dont celle de la Galice, sont des marges passives (fig. II.A.1). Ces marges se sont formées au Mésozoïque, au début de la divergence entre la plaque Amérique d'une part, et les plaques Ibérie et Eurasie d'autre part. Elles ont acquis leur structure pendant le processus d'amincissement crustal associé au rifting continental qui a précédé l'océanisation. L'ouverture s'est propagée vers le nord à partir de l'Atlantique Central, du Jurassique supérieur au Crétacé moyen (Klitgord et Schouten, 1986; Srivastava et Tapscott, 1986; Malod et Mauffret, sous presse).

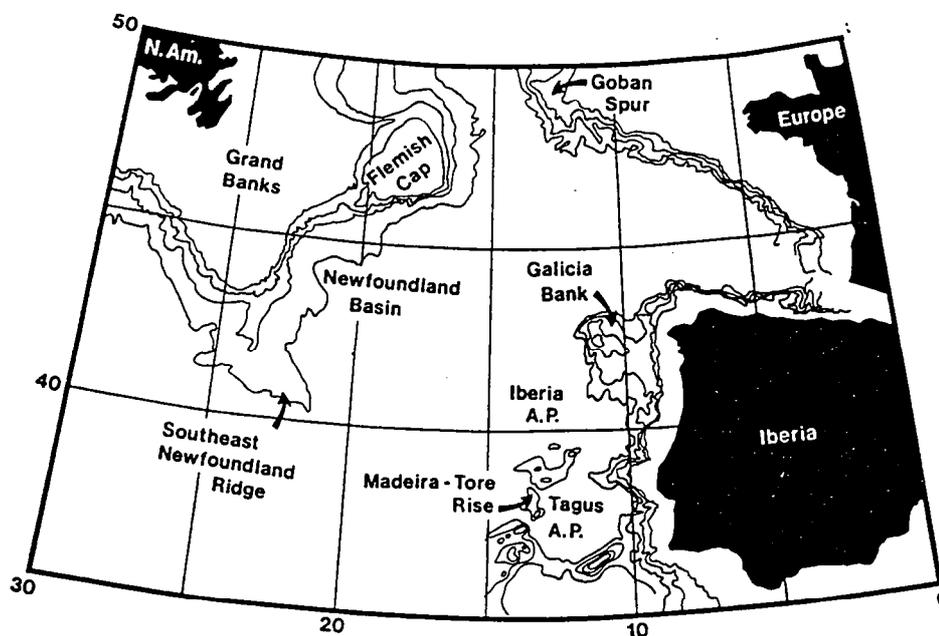


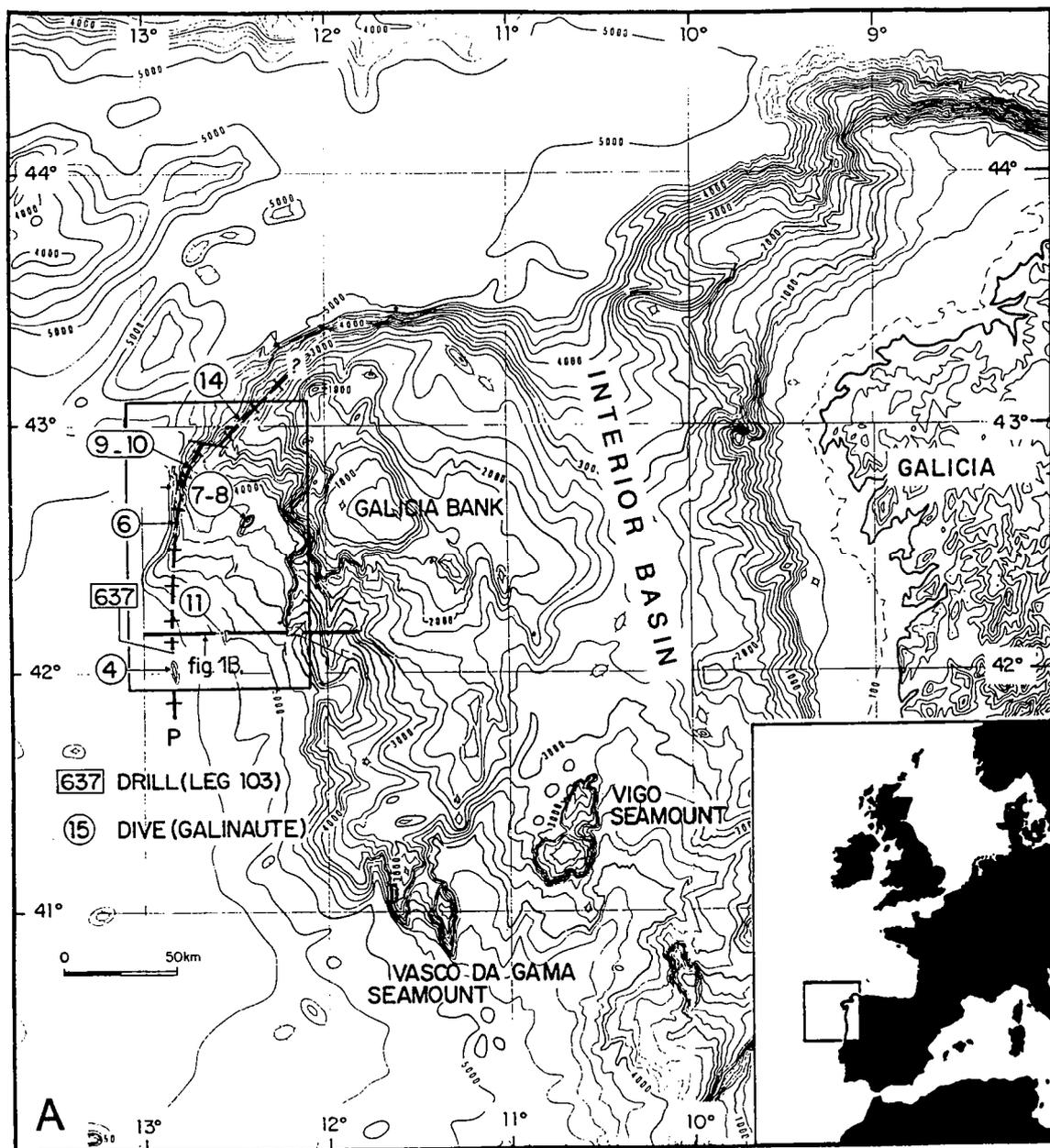
Fig. II.A.1. Carte schématique de l'Atlantique Nord. (Masson and Miles, 1984).

La géométrie de la ride médio-océanique actuelle ne reflète pas exactement la géométrie du rift initial. Au nord, l'extension s'est localisée dans un premier stade entre le Canada et le Groenland, donnant naissance à la Mer du Labrador (de 85 mA à 53 mA). Plus tardivement, elle s'est reportée à l'est en Mer de Norvège, entre le Groenland et l'Europe où elle se poursuit actuellement. Au sud, le déplacement relatif de l'Ibérie par rapport aux plaques Amérique et Eurasie a contrôlé la géométrie de la façade Est-Atlantique. Le Golfe de Gascogne s'est ouvert entre -110 et -75 Ma et un point triple a alors fonctionné dans la zone de jonction avec le rift Atlantique. Au sud de l'Ibérie enfin, une zone transformante ou un rift oblique s'est développé simultanément, donnant naissance à un second point triple, celui des Açores (Olivet et al., 1984; Malod et Mauffret, sous presse).

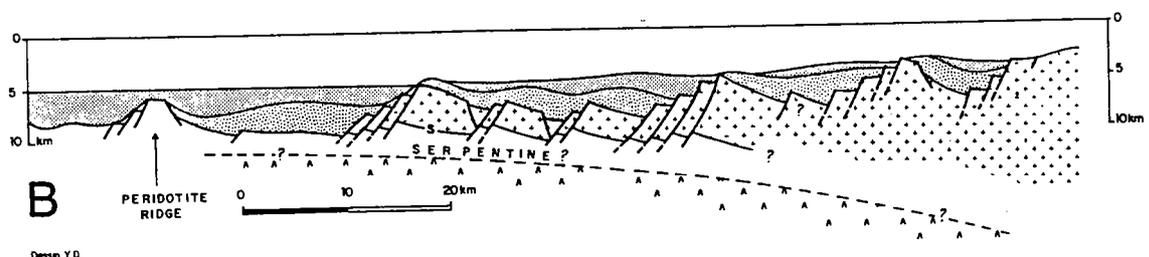
Bien que les marges de l'Atlantique présentent les principales caractéristiques des marges continentales passives (blocs basculés, amincissement crustal...), elles ne sont pas toutes identiques. Leur largeur est variable et les marges conjuguées ne sont pas symétriques (Malod, 1987; Dunbar et Sawyer, 1989; Keen et al., 1989). De plus, les marges Ouest-Atlantiques sont "grasses", c'est-à-dire recouvertes par une épaisse couverture sédimentaire, tandis que les marges Est-Atlantiques sont plutôt "maigres".

Ces vingt dernières années, de nombreuses campagnes océanographiques se sont déroulées sur les marges européennes de l'Atlantique, en particulier sur les marges de la Galice au nord-ouest de l'Ibérie, et sur les marges armoricaine et celtique au nord du Golfe de Gascogne. Les nombreuses données géologiques et géophysiques acquises (cartographie par Sea-Beam, sismique, gravimétrie, dragages, forages, exploration par submersible...) ont permis de reconstituer leur structure et leur évolution (par exemple, Montadert et al., 1979a et b; Mauffret et Montadert, 1987; Boillot, Winterer et al., 1987a, 1988a; Le Pichon et Barbier, 1987). L'exploration des marges Ouest-Atlantiques est plus difficile à cause de l'épaisseur importante de la couverture sédimentaire. Les marges du Grand Banc de Terre-Neuve, dont la marge conjuguée de celle de la Galice, ont toutefois été étudiées grâce au tir de profils sismiques en écoute longue et à de nombreux forages d'exploration pétrolière (par exemple, Jansa et Wade, 1975; Tankard et Welsink, 1987; Keen et al., 1987).

La marge ouest-ibérique et la marge conjuguée de Terre-Neuve ont été formées lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique entre l'Amérique et l'Ibérie au Crétacé. La formation de la marge Nord-Gascogne s'est produite à la même époque lors de la divergence de l'Ibérie et de l'Europe. Les marges ouest-ibérique et nord-Gascogne ont une structure et une évolution globalement semblables. Toutefois, si la transition continent-océan est réputée "normale" au pied de la marge Nord-Gascogne, où la croûte continentale amincie semble en contact direct avec la croûte océanique, elle est atypique au pied de la marge de la Galice, où des roches mantelliques ont été trouvées à l'affleurement



A



B

Dessin Y.D.

Fig. II.A. 2. A. Carte de la marge continentale passive de la Galice. Bathymétrie en mètres d'après Lallemand et al. (1985). Les sites de forages (Leg ODP 103) et les sites de plongées (campagne Galinaute) sont localisés. B. Coupe géologique synthétique de la marge occidentale profonde (localisation sur la fig. 1A). S: réflecteur "S". Les sédiments syn- et post-rifts sont distingués. D'après Boillot et al. (1988b).

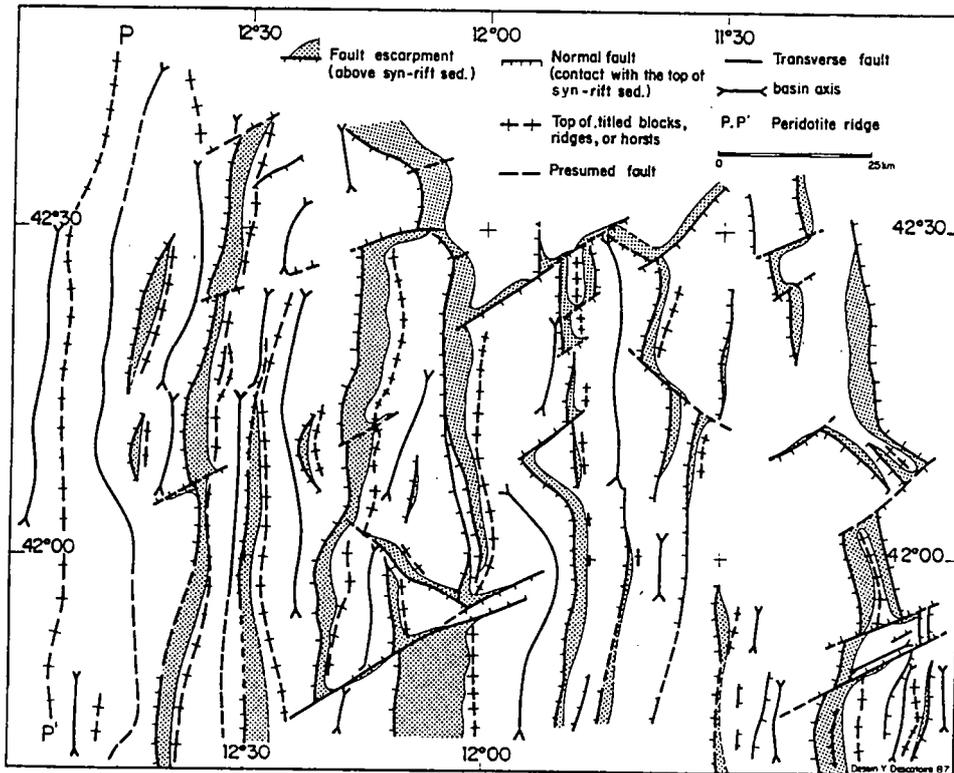


Fig. II.A.3. Carte structurale de la partie occidentale de la marge galicienne, d'après Thommeret et al.(1988).

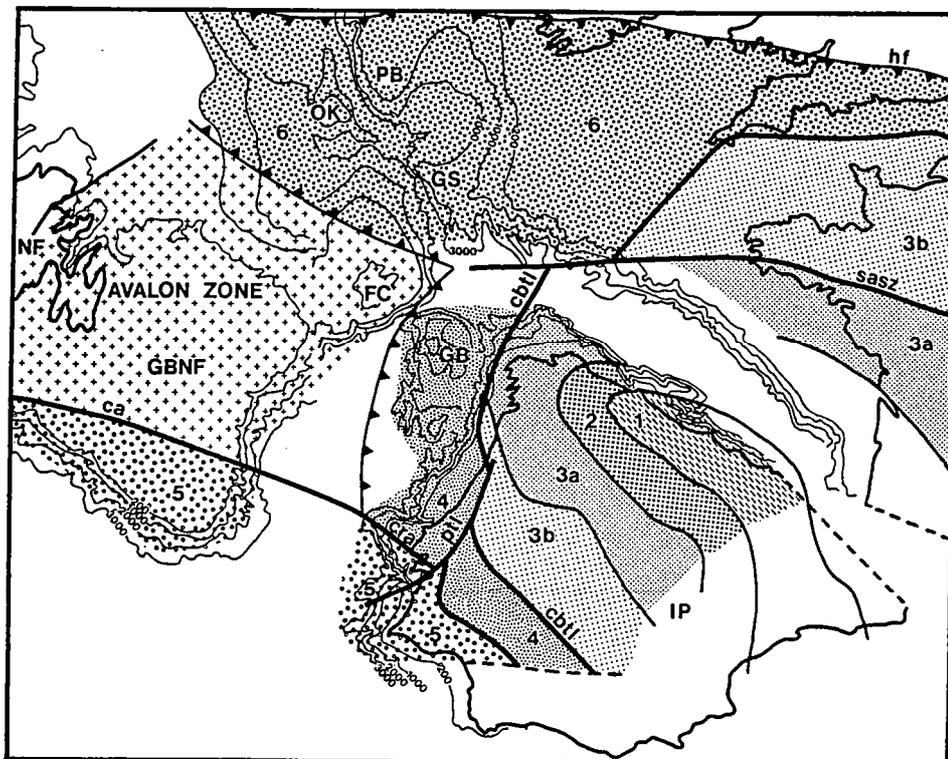


Fig. II.A.4. Zonation tectono-métamorphique de la chaîne hercynienne sur la Péninsule ibérique et les régions adjacentes. La marge de la Galice appartient à la zone d'Ossa Morena (4). Le Grand Banc de Terre-Neuve (GBNF), y compris Flemish Cap (FC), fait partie de la zone d'Avalon. GB: Banc de Galice. pil + cbl + psl: suture Porto-Badajoz-Cordoue. D'après Capdevila et Mougenot (1988).

entre la croûte continentale et la croûte océanique (Boillot et al., 1980). Quoi qu'il en soit, les données acquises sur l'une et l'autre de ces marges ont permis de mieux contraindre le processus de rifting continental, et de proposer des modèles de formation des marges (Montadert et al., 1979b; Le Pichon et Barbier, 1987; Sibuet, 1987; Boillot et al., 1986, 1987b, 1988b). Sur le Grand Banc de Terre-Neuve, les données disponibles sont moins précises et apportent moins de contraintes aux modèles de formation des marges. La localisation et la nature de la limite continent-océan sont en particulier incertaines (Keen et de Voogd, 1988).

II.A.2. MORPHOLOGIE.

La marge de la Galice est constituée de plusieurs ensembles morphologiques et structuraux (fig. II.A.2). La Galice est bordée par une plate-forme continentale étroite (30 km), adjacente à un bassin interne large (100km) et profond (3-4km). A l'ouest, plusieurs plateaux (Banc de Galice, Montagnes de Vigo, Vasco de Gama et Porto) forment une barrière discontinue entre ce bassin et la partie occidentale de la marge, qui s'approfondit jusqu'à 5300m à la limite avec la croûte océanique. Ces plateaux sont des blocs basculés ou des grabens formés pendant la phase de rifting de la marge au Mésozoïque, qui ont été soulevés tardivement par la tectonique compressive tertiaire lors de la convergence entre l'Europe et l'Ibérie (Mauffret et al., 1978; Boillot et al., 1979; Mougenot et al., 1984, 1986). La marge occidentale profonde a par contre été peu affectée par la tectonique tertiaire. C'est une marge continentale passive typique. Sa morphologie est contrôlée par les structures contemporaines du rifting, la couverture sédimentaire étant peu épaisse (0 à 4 km) (Montadert et al., 1979b; Groupe Galice, 1979; Boillot et al., 1979; 1980; Sibuet et al., 1987; Mauffret et Montadert, 1987; Thommeret et al., 1988). Elle présente une série de blocs basculés vers le continent le long de failles normales d'orientation N-S. Des demi-grabens se sont formés entre ces blocs basculés. Ces structures sont interrompues ou décalées par des failles transverses (Thommeret et al.; 1988; fig. II.A.3).

II.A.3. CADRE REGIONAL, EVOLUTION ET STRUCTURE DE LA MARGE.

II.A.3.a. Le socle continental.

Le socle continental de la marge de Galice appartient à la chaîne varisque. Les échantillons prélevés sur la marge ont permis de la rattacher à la zone d'Ossa Morena définie à terre sur la péninsule ibérique (Capdevila et Mougenot, 1988; fig. II.A.4). Par

contre, le socle de la marge conjuguée de Terre-Neuve ne présente pas les mêmes caractéristiques et appartient à la zone d'Avalon définie au Canada (Haworth et Lefort, 1979). Ces deux zones ont subi une évolution différente au Paléozoïque et devaient être séparées à la fin du Paléozoïque par une zone de suture hercynienne ou un front de chevauchement majeur. Cette zone de suture a pu être réactivée au Mésozoïque lors du rifting continental entre l'Ibérie et Terre-Neuve.

II.A.3.b. Evolution au Trias et au Jurassique.

L'âge du début de l'extension est mal connu sur la marge occidentale de la Galice. Toutefois, une première phase extensive s'est produite au Trias et jusqu'à la fin du Jurassique dans le Bassin Lusitanien, situé plus au sud, à l'ouest du Portugal (Montenat et al., 1988). D'autre part, des structures diapiriques ont été reconnues dans le bassin interne de Galice, qui semble prolonger vers le nord le bassin Lusitanien. Ces observations suggèrent que les deux bassins ont eu la même évolution géologique (Murillas et al., sous presse). Les évaporites responsables du diapirisme étant probablement triasiques ou liasiques, on peut en déduire que la marge galicienne a subi elle aussi un premier épisode de rifting au début du Mésozoïque.

II.A.3.c. Evolution sédimentaire fini-jurassique et crétacée.

La phase de rifting majeure, qui a conduit à l'océanisation, a duré environ 25 mA (Berriasien (140 mA) - Aptien terminal (114 mA)). L'étude des séries sédimentaires forées pendant le leg 103 du programme ODP, et le contexte géologique, ont permis de reconstituer la chronologie du rifting et de contraindre l'évolution de la marge occidentale profonde pendant cet épisode (séquence de formation des failles normales induisant l'amincissement de la croûte et phases de subsidence associées au rifting).

Cinq unités d'âge décroissant ont été reconnues sur la marge occidentale (Sibuet et al., 1979; Boillot, Winterer et al., 1987a; 1988a): 1) des conglomérats à la base du Tithonique; 2) une puissante série dolomitique et calcaire de plate-forme, d'âge tithonique à crétacé basal, reconnue sur l'ensemble de la marge galicienne; 3) des calcaires à Calpionelles du Valanginien (40 m) qui marquent probablement le début d'approfondissement de la marge (Moullade et al., 1988); 4) une série épaisse (400 m au site de forage) d'âge valanginien supérieur à aptien, constituée d'une alternance de niveaux calcaires, turbiditiques généralement quartzo-feldspathiques ou argileux, déposée en milieu profond; 5) une série post-rift de plus de 1500 m d'épaisseur, qui s'est déposée après le début de l'accrétion océanique. Cette série post-rift est constituée d'argilites noires de l'Albien (black shales), et d'une alternance de turbidites et de sédiments pélagiques d'âge crétacé supérieur à cénozoïque.

Cette série sédimentaire montre que l'extension et l'approfondissement de la marge se sont produits en plusieurs étapes. La plate-forme carbonatée s'est formée

pendant une première phase de subsidence au Tithonique. La phase tectonique distensive principale commence entre le Tithonique terminal et le début du Valanginien, vers 140 mA. Elle a provoqué le développement de failles normales, l'approfondissement de la marge, et le dépôt des séries détritiques syn-rifts. Cette phase tectonique s'est poursuivie jusqu'à l'Aptien terminal. Les failles normales ont alors été scellées par le dépôt discordant des premiers sédiments post-rifts, contemporains du début de l'accrétion océanique.

La discordance post-rift est datée de l'Aptien terminal (114 mA) sur toute la marge de la Galice (Sibuet et al., 1979; Boillot, Winterer et al., 1987a). Cet âge est confirmé en domaine océanique par la géométrie de l'anomalie magnétique M0 (118 Ma) qui borde la marge portugaise (Srivastava et Tapscott, 1986; Verhoef et al., 1986) mais qui n'existe pas à l'ouest de la marge de Galice. A cette époque (118 Ma), cette marge appartenait donc encore à un rift continental (l'anomalie M0 a été identifiée au sommet de la série sédimentaire syn-rift; Ogg, 1988). Autrement dit, l'accrétion océanique entre l'Ibérie et Terre-Neuve a été plus tardive au large de la Galice (post-118 mA) qu'au large du Portugal (ante-118 mA) et l'ouverture s'est propagée du sud vers le nord le long de l'Ibérie (Sibuet et al., 1987; Mauffret et Montadert, 1987).

II.A.3.d. Structures associées à la phase de rifting mésozoïque.

La tectonique distensive Mésozoïque est liée à l'amincissement de la croûte continentale. Elle a développé dans le socle de la marge occidentale profonde 1) des failles normales subméridiennes à pendage vers l'océan; ces failles séparent des blocs (10-20 km de large, 60-100 km de long) basculés vers le continent et des demi-grabens dans lesquels se sont déposées les séries sédimentaires syn-rifts (fig. II.A.2 et 3); 2) des failles transverses d'orientation N055-070 et N115-135 (fig. II.A.3) qui interrompent ou décallent les structures précédentes (une composante normale a été mise en évidence pour certaines de ces failles)(Thommeret et al., 1988). Dans le bassin interne, les failles normales ont également une direction N-S, et sont décallées par des failles transverses NE-SW (Murillas et al., sous presse).

L'orientation des failles transverses NE-SW est identique à celle de décrochements tardi-hercyniens majeurs sur la Péninsule Ibérique (Arthaud et Matte, 1975). De nombreux accidents tectoniques sur les marges de l'Ibérie sont effectivement des structures hercyniennes réactivées (Boillot et al, 1974; Lallemand et Sibuet, 1986). La faille bordière à l'est du bassin interne, en particulier, est probablement la prolongation de la faille décrochante hercynienne de Coimbra-Cordoba reconnue à terre, réactivée en faille normale au Mésozoïque (Murillas et al., sous presse). L'héritage hercynien a donc joué un rôle important dans la géométrie des structures associées à la phase de rifting Mésozoïque.

Il n'y a pas de données de sismique réfraction disponibles à l'heure actuelle donnant des informations sur la profondeur et la géométrie du Moho sous la marge de la Galice. En revanche, des profils de sismique réfraction ont été enregistrés au NW de l'Ibérie. Ils montrent que la profondeur du Moho passe de 30-32 km sous le continent, à 27 km à proximité de la côte occidentale. L'amincissement se réalise aux dépens de la croûte inférieure (Cordoba et al., 1987).

Une coupe synthétique de la marge a été reconstituée sur la figure II.A.5. Sur cette coupe, le Moho a été situé en supposant un équilibre isostatique régional, et en faisant des hypothèses raisonnables sur la densité des différentes couches crustales (Boillot et al., 1987b).

II.A.3.e. La tectonique tertiaire.

Une phase tectonique compressive s'est produite au nord de l'Ibérie lors de la convergence avec l'Europe au Cénozoïque. La convergence a provoqué d'une part la formation des Pyrénées par collision continentale, et d'autre part un début de subduction de la croûte océanique du Golfe de Gascogne sous la frontière septentrionale de la plaque ibérique (Boillot et al., 1979; Boillot, 1986). Cette tectonique a peu affecté la marge Ouest-Galicienne. Elle y a toutefois provoqué le soulèvement des plateaux qui séparent le bassin interne de la marge profonde en réactivant des structures extensives (fig. II.A.2). Le Banc de Galice en particulier, qui est situé au sud de l'extrémité occidentale de la zone de subduction, a été soulevé à l'Eocène moyen d'environ 3000 m et légèrement basculé vers le sud (Mauffret et al., 1978; Boillot et al., 1979). La marge occidentale profonde n'a par contre pas été notablement affectée par la tectonique tertiaire (Mauffret et Montadert, 1987).

II.A.3.f. La ride de péridotite.

Au pied de la marge de la Galice, la limite entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique est soulignée par une ride qui émerge localement de la couverture sédimentaire (fig. II.A.2 et 3). Les profils sismiques montrent que cette ride peut être suivie sur une centaine de kilomètres le long de la marge. Aucune anomalie gravimétrique et magnétique n'y est associée (Groupe Galice, 1979). Elle est formée de péridotites serpentinisées localement recoupées par des veines de calcite (Boillot et al., 1980, Agrinier et al., 1988; Evans et Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988; Beslier et al., 1988, sous presse). Au sud de la marge, la ride est allongée selon la direction N-S, parallèlement aux blocs basculés. Au nord, dans la zone soulevée au Tertiaire, elle s'incurve vers l'est et suit le flanc nord-ouest du Banc de Galice. Sa largeur est d'environ 10-12 km. Elle affleure au sud de la marge, au niveau de la Montagne 5100, où elle forme un relief de 3 à 4 km par rapport aux bassins sédimentaires adjacents. Son altitude

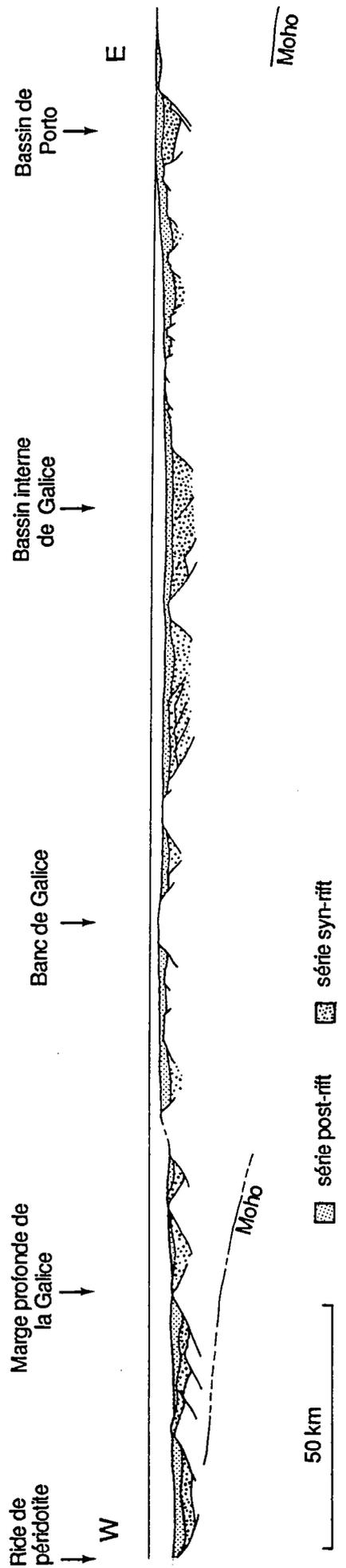


Fig. II.A.5. Coupe synthétique de la marge ouest-Galicienne. Pas d'exagération verticale du relief. Le Moho sous la marge profonde est situé en supposant un équilibre isostatique, des densités de 2,8 pour les serpentines et la croûte continentale, et de 3,3 pour les péridotites fraîches. D'après Boillot et al. (1988b) et Murillas et al. (sous presse).

décroit régulièrement vers le nord, où elle est asymétrique et ressemble alors à un bloc basculé (Mauffret et Montadert, 1987). Des sédiments syn-rifts recouvrent partiellement son flanc oriental, ce qui suggère qu'elle s'est mise en place avant le début de l'accrétion océanique, probablement à la fin du rifting continental.

A l'heure actuelle, les autres exemples de marges continentales passives au pied desquelles ont été reconnues des péridotites sont rares (sud-ouest de l'Australie, Nicholls et al., 1981; Mer Rouge, Bonatti et al., 1981, 1986; Styles et Gerdes, 1983; Nicolas et al., 1985, 1987; Mer Thyrrhénienne, Kastens et al., 1986; Mascle et al., 1988). La marge de la Galice est un site privilégié pour étudier ces roches, afin de connaître leur évolution et préciser les mécanismes de leur mise en place. Les péridotites serpentinisées ont été échantillonnées pour la première fois par dragage sur la Montagne 5100. Boillot et al. (1980) ont alors proposé d'expliquer leur mise en place par la montée d'un diapir de serpentine au début de l'accrétion océanique. En 1985, les péridotites ont été forées sur le flanc Est de la Montagne 5100 pendant la campagne 103 du programme ODP (Boillot, Winterer et al., 1985; 1987a; 1988a). Sur les 70 mètres du forage, 39m de péridotites serpentinisées ont pu être préservés. L'évolution de ces roches a été reconstituée à partir de leur étude pétro-structurale (Agrinier et al., 1988; Evans et Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988; Kornprobst et Tabit, 1988). Lors de la campagne Galinaute en 1986, les péridotites ont été observées et échantillonnées "in situ" grâce au submersible Nautille tout au long des 100 km de la ride (Boillot et al., 1988c). Cinq sites de plongée, répartis entre la Montagne 5100 et le flanc nord-ouest du Banc de Galice, ont permis de lever des coupes du flanc occidental de la ride et d'en établir une carte structurale schématique (Beslier et al., 1988; sous presse). L'étude pétro-structurale des péridotites montre en particulier que les péridotites ont subi une déformation mylonitique en conditions physiques lithosphériques qui serait associée à leur mise en place au sein de la lithosphère pendant le rifting continental. En effet, la présence de dykes dioritiques syn-tectoniques a permis de dater la fin de cette déformation à $122 \text{ Ma} \pm 0,6$ (Féraud et al., 1988; Boillot et al., 1989), confirmant ainsi que la mise en place de ces roches mantelliennes est contemporaine de la formation de la marge (Crétacé inférieur). La fusion partielle limitée subie par les péridotites se serait produite lors de leur remontée sous la zone de rift (Evans et Girardeau, 1988). La géométrie des structures mylonitiques suggère qu'elles se sont développées au toit d'un dôme, localement décallé au nord par des failles de transfert se développant dans le rift à proximité du point triple Atlantique-Golfe de Gascogne (Beslier et al., sous presse). Les résultats de cette étude pétro-structurale sont détaillés dans le chapitre suivant.

La ride de péridotite marque la limite de la croûte continentale amincie. La largeur totale de la marge peut donc être estimée à environ 300 km. A l'ouest, la ride est bordée par la zone magnétique calme du Crétacé. Deux hypothèses peuvent être faites quant à la

nature du plancher océanique dans cette zone: (1) il est constitué de croûte océanique; on admet en effet classiquement, à partir de l'étude des marges continentales passives, que la rupture de la croûte continentale correspond au début de l'accrétion océanique, et donc à la création de croûte océanique au contact de la croûte continentale; (2) il est constitué de péridotites serpentinisées; la ride de péridotite dans ce cas représenterait un bloc basculé lors des derniers stades du rifting, comme l'ont suggéré Mauffret et Montadert (1987).

II.A.3.g. Le réflecteur sismique "S".

Un fort réflecteur sismique, appelé "S", est présent à la base des blocs basculés profonds de la marge. Il a été reconnu par de Charpal et al. (1978) à la fois sur la marge Nord-Gascogne et sur la marge de la Galice, et interprété alors comme la transition fragile-ductile dans la croûte (Montadert et al., 1979b; Chenet et al., 1982). Sur la marge de Galice, sa profondeur estimée varie de 2 à 5 km sous le fond sous-marin. Il correspond parfois à un seul réflecteur, ou généralement à une zone de réflecteurs d'environ 1,5 km d'épaisseur (Sibuet, 1987). Il est globalement plat, mais présente parfois une forte dénivellation à regard vers l'océan, au droit des plans de faille limitant les blocs basculés. Cette géométrie a été interprétée comme un effet de rampe par Mauffret et Montadert (1987), mais peut aussi résulter d'une dénivellation de part et d'autre de la faille normale. L'extension latérale du réflecteur "S" est limitée (35 km). Il disparaît à l'est avant le pied de la pente continentale (fig. II.A.2). Si cette disparition a été attribuée par Le Pichon et Barbier (1987) à un manque d'énergie de la sismique réflexion, Sibuet (1987) pense au contraire que le réflecteur n'existe qu'en pied de marge, là où il est observé. A l'ouest, le réflecteur n'apparaît ni à l'aplomb ni au delà de la ride de péridotite. En fait, il semble émerger entre le dernier bloc basculé de la marge et la ride (Boillot et al., 1988b). Si cette hypothèse est bonne, le réflecteur "S" prolonge le toit de la ride sous les blocs basculés. Il matérialiserait ainsi le contact entre le socle continental et les péridotites serpentinisées (le "Moho pétrologique"). Le Moho sismique, plus profond, représenterait le front de serpentinisation des péridotites (Boillot et al., 1988b; 1989).

II.A.3.h. Le socle basaltique au nord du Banc de Galice.

Des basaltes ont été échantillonnés par le Nautile sur le flanc nord du Banc de Galice sur plusieurs sites de plongée (Boillot et al., 1988c) (fig. II.A.6).

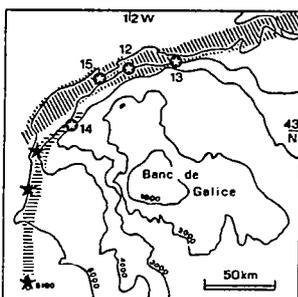


Fig. II.A.6. Localisation des affleurements de basaltes (hachuré oblique), de la ride de péridotite (hachuré horizontal) et des sites de plongée (étoiles et numéros). D'après Kornprobst et al. (1988).

L'analyse de la composition en Terres Rares des échantillons prélevés montre la coexistence dans ces unités basaltiques de compositions enrichies et de compositions relativement pauvres en terres rares légères (Kornprobst et al., 1988). Ces compositions sont intermédiaires entre celle des basaltes des îles océaniques (OIB) et des basaltes formés aux dorsales océaniques (MORB). Elles peuvent être expliquées par leur situation à la limite entre la croûte continentale amincie de la marge nord-ibérique et la croûte océanique du Golfe de Gascogne.

Les profils sismiques montrent que les basaltes affleurent sur les flancs nord et nord-ouest d'une ride de socle. Ils coïncident avec une anomalie magnétique reconnue antérieurement (Verhoeff et al., 1986). D'après les données sismiques, la ride est recouverte par des sédiments post-rifts (Groupe Galice, 1979; Mauffret et Montadert, 1988). En plongée, des sédiments pélagiques rouges du Crétacé supérieur/Paléocène ont été échantillonnés sur les basaltes (Kornprobst et al., 1988; Boillot et al., sous presse). Toutes ces données suggèrent que les basaltes se sont mis en place au Crétacé après le rifting de la marge et pendant l'ouverture océanique. Ils dominent de 2 à 3 km les basaltes du Golfe de Gascogne, et ont donc été soulevés au Tertiaire avec le Banc de Galice. Aucune structure tertiaire n'ayant été reconnue entre les basaltes et le socle continental du Banc de Galice, le contact est supposé primaire (Boillot et al., sous presse). Au sud-ouest, les basaltes sont séparés du socle continental par la ride de péridotite. Ils se seraient donc mis en place au début de l'accrétion océanique, après la mise à l'affleurement des péridotites, à la limite continent-océan.

II.A.4. CONTEXTE GEODYNAMIQUE: la cinématique des plaques pendant la phase de rifting.

Au Crétacé, la cinématique du rifting puis de l'ouverture océanique est contrôlée par le mouvement de trois plaques: Amérique, Eurasie et Ibérie. Leur déplacement relatif a conduit à l'ouverture du Golfe de Gascogne entre l'Ibérie et l'Eurasie, et à celle de deux segments de l'Océan Atlantique, entre l'Amérique et l'Ibérie au sud, et l'Amérique et l'Eurasie au nord. Une reconstitution récente de la zone à l'époque de l'anomalie J (118 mA), c'est-à-dire en fin de rifting continental, est présentée sur la figure II.A.7 (Malod et Mauffret, sous presse). Elle montre que les trois rifts convergent vers un point triple situé à une cinquantaine de kilomètres au NNE du Banc de Galice. Bien que le rifting ait progressé du sud vers le nord entre l'Amérique et l'Ibérie (Srivastava et Tapscott, 1986; Mougnot 1988), le début de l'accrétion océanique est sensiblement simultanée dans les trois rifts au niveau du point triple. L'âge de la discordance post-rift est en effet à peu près identique sur toutes les marges adjacentes (Aptien terminal ou début de l'Albien, 114

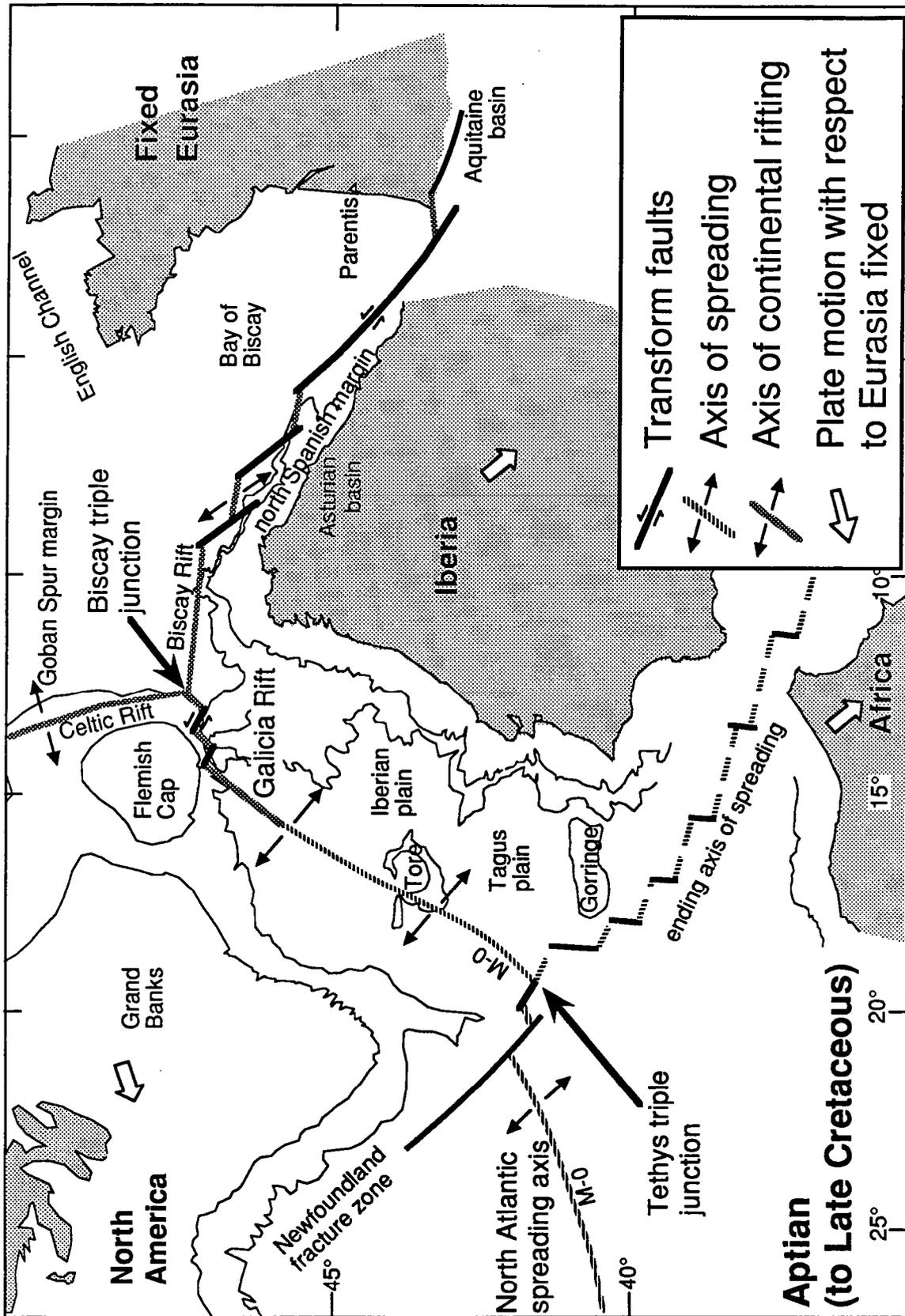


Fig. II.A.7. Reconstitution de la position des continents à l'époque de l'anomalie M0. D'après Malod et Mauffret (sous presse).

Ma) (De Graciansky et al., 1985; Sibuet, Ryan et al., 1979; Boillot, Winterer et al., 1987a), et le début de l'accrétion océanique est généralement considéré comme contemporain de la fin de l'extension en domaine continental.

Si la cinématique de l'Ibérie est bien établie après le début de l'accrétion océanique, elle est par contre mal connue durant le rifting continental. Sur la marge de la Galice, certains auteurs (Boillot, 1986) pensent que la direction des failles transverses d'orientation ENE-WSW indique la direction d'extension pendant le rifting. Au niveau de la Montagne 5100, cette hypothèse semble confirmée par la direction de la linéation dans les péridotites, déformées lors de leur mise en place en fin de rifting continental (Girardeau et al., 1988; Beslier et al., 1988). Cette direction implique en effet un mouvement vers le sud-ouest (dans la position actuelle des continents) de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Sibuet (1988), à partir de l'étude de la géométrie du champ de faille de la marge, pense que la direction d'extension était sub-perpendiculaire au rift, c'est-à-dire globalement est-ouest. Elle est alors sub-parallèle à la direction d'ouverture océanique ultérieure. Dans ce cas, l'Ibérie s'est déplacée vers le sud-est par rapport à l'Europe. Enfin, Mauffret et al. (1989) et Malod et Mauffret (sous presse) proposent une solution intermédiaire, où la direction d'extension change de NW-SE à ENE-WSW pendant le rifting continental. Le changement de direction pourrait se produire au début de l'Hauterivien, époque qui correspond dans l'Atlantique à une réorganisation majeure des plaques (anomalie M10; Klitgord et Schouten, 1986).

Quelle que soit la solution adoptée, le contexte géodynamique est relativement simple au sud de la marge, au niveau de la Montagne 5100. La direction d'extension étant sub-perpendiculaire (70 à 90°) au rift, le rifting s'est globalement produit en contexte extensif pur. Par contre, le contexte est beaucoup plus complexe au Nord de la marge, au NW du Banc de Galice. Dans cette zone, le rift change de direction (NE-SW) pour rejoindre le point triple situé plus à l'est (fig. II.A.7). En conséquence, l'extension dans cette zone s'est probablement produite avec une forte composante décrochante le long de ce segment de rift (Malod et Mauffret, sous presse).

II.A.5. AMINCISSEMENT ET EXTENSION CRUSTALE.

Les données de sismique réfraction n'étant pas disponibles pour l'instant sur la marge de Galice, la profondeur du Moho a été estimée sous la marge profonde à partir de la profondeur d'eau au dessus des blocs basculés, partiellement constitués de croûte supérieure, en appliquant le modèle isostatique d'Airy. L'amincissement de la croûte a ainsi pu être estimé, en prenant une épaisseur crustale initiale de 30 km, comme sur le continent adjacent (Cordoba et al., 1987). Le coefficient d'amincissement β varie de 3,4 au milieu de la marge, à 4,6 sous le bloc basculé le plus profond. Enfin, les roches

mantelliques qui affleurent une dizaine de kilomètres à l'ouest impliquent une disparition complète de la croûte à la limite continent-océan.

La quantité d'extension dans la croûte supérieure peut être estimée à partir de l'angle de basculement des blocs, de leur profondeur, et du pendage des failles normales (Le Pichon et Sibuet, 1981). Sur la marge de la Galice, le coefficient d'extension "e" calculé selon cette méthode varie de 1,6 à 2 (Chenet et al., 1982).

La quantité d'extension superficielle est donc inférieure à l'amincissement de la croûte, ce qui implique une extension différentielle entre la croûte inférieure et la croûte supérieure.

II.A.6. MODELES DE FORMATION DE LA MARGE.

II.A.6.a. modèle d'étirement homogène.

Le Pichon et Sibuet (1981) ont étudié les conséquences du modèle d'étirement homogène proposé par Mc Kenzie (1978) sur la formation des marges passives. Ils ont en particulier établi la relation existant entre la profondeur des blocs basculés et la quantité d'extension superficielle subie par la croûte. Sibuet (1987) a appliqué cette relation aux blocs basculés de la marge de la Galice. Il montre que l'extension superficielle estimée en surface est compatible avec un modèle de formation de la marge par étirement homogène pour la moitié supérieure de la marge. En revanche, pour les blocs basculés les plus profonds, l'extension mesurée est nettement inférieure à celle prédite par le modèle d'étirement uniforme (cf § précédent). Pour expliquer cette différence, il propose que, au cours de la formation de la marge, une surface de décollement se soit développée dans la croûte continentale sous les blocs les plus profonds, où la quantité d'extension est la plus importante. Cette surface correspondrait à l'horizon "S" reconnu précisément dans cette zone. En conséquence, il propose un modèle de formation de la marge où l'étirement serait homogène jusqu'à une certaine quantité d'extension ($e < 2,8$ à $3,2$). Au-delà, une surface incohérente se développerait dans la croûte à l'axe du bassin au niveau de l'interface fragile-ductile. Ce modèle implique la symétrie de la zone étirée (fig. II.A.8).

II.A.6.b. modèles d'étirement hétérogène.

Wernicke (1981, 1985) a proposé un modèle d'extension où l'amincissement de la lithosphère est hétérogène. Il se réalise grâce au jeu d'une grande faille de détachement à faible pendage d'échelle lithosphérique. Ce modèle a été appliqué pour la première fois à la marge de la Galice par Wernicke et Burchfield (1982). Ultérieurement, Boillot et al. (1987b) l'ont développé, pour expliquer la mise à l'affleurement de roches mantelliques à l'axe du rift en fin de rifting continental. Ils ont proposé que le jeu de la faille de détachement se prolonge jusqu'à ce que le manteau lithosphérique arrive en surface.

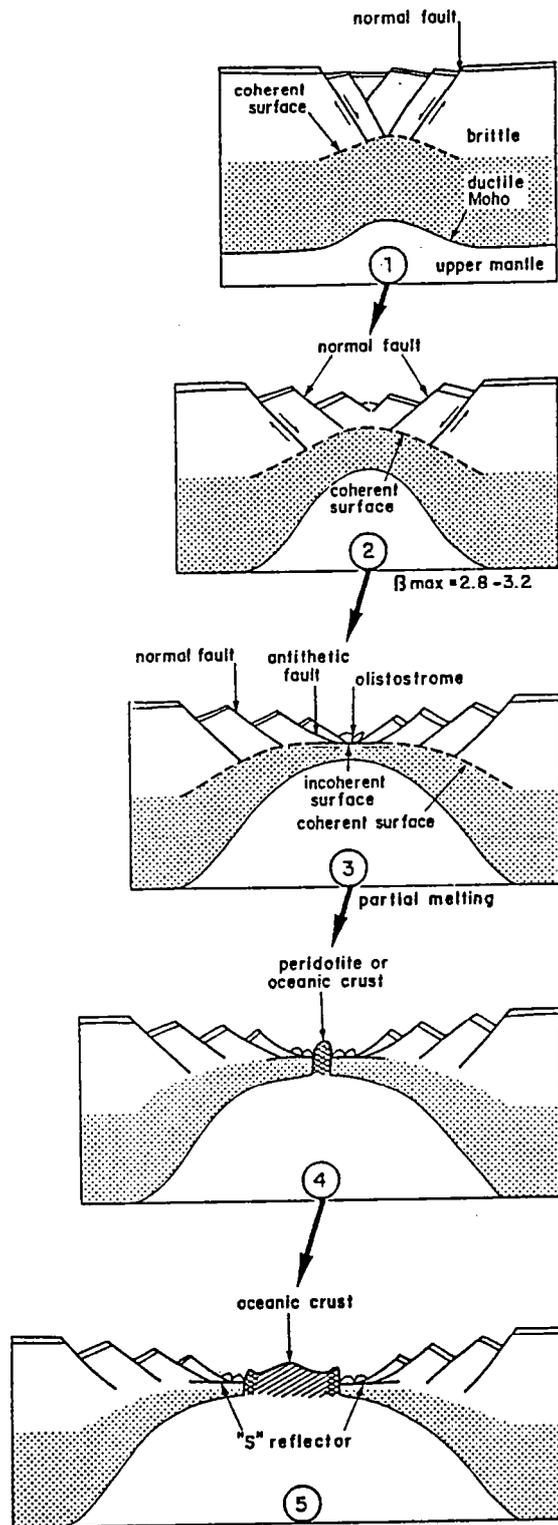


Fig. II.A.8. Schéma du modèle de formation de la marge continentale passive de la Galice proposé par Sibuet (1987).

Selon cette interprétation, le manteau remonte donc passivement par dénudation tectonique (fig. II.A.9). Ce modèle explique en particulier (1) l'évolution pétrostructurale des péridotites; l'attitude des structures dans les péridotites implique que la faille plonge sous le continent ibérique (cf § II.A.3.f); (2) la différence entre l'extension mesurée en surface et l'amincissement de la croûte; (3) le décalage dans le temps entre l'approfondissement de la marge (Valanginien) et le basculement des blocs (Hauterivien), c'est-à-dire entre l'amincissement et l'extension de la croûte; le modèle de Wernicke prévoit ce décalage, le développement des failles normales limitant les blocs étant une conséquence tardive du fonctionnement de la faille de détachement. Ce modèle explique également l'absence de croûte inférieure au pied de la marge de la Galice, le fonctionnement de la faille de détachement amenant en contact la croûte supérieure et le manteau. Toutefois, selon ce modèle, les péridotites ainsi dénudées proviennent du manteau lithosphérique sous-continental relativement "froid". Or l'étude pétrologique de ces roches a montré qu'elles ont subi une fusion partielle à relativement haute température (cf § II.B). Ce premier modèle a donc été amélioré par la suite pour tenir compte de cette donnée (cf § II.A.6.c)

Malod (1987), à partir de la géométrie des marges conjuguées de l'Atlantique Nord, a proposé un modèle équivalent. Toutefois, considérant que la marge ouest-ibérique a une largeur plus importante que celle de la marge conjuguée de Terre-Neuve, il a postulé un pendage opposé, vers le futur domaine océanique, pour la faille de détachement (fig. II.A.10A). L'horizon "S" est interprété comme la trace de la faille de détachement intracrustale sur laquelle les blocs ont basculé. Tankard et Welsink (1987) proposent un modèle similaire, où la faille de détachement se prolonge sous la marge conjuguée de Terre-Neuve, au niveau de Flemish Cap (fig. II.A.10B).

II.A.6.c. modèle mixte diapirisme mantellique - dénudation tectonique.

Pour mieux tenir compte de l'évolution des péridotites, Boillot et al. (1988b) ont proposé un modèle où la remontée du manteau n'est pas considérée uniquement comme une conséquence de l'amincissement lithosphérique. Ce modèle combine diapirisme asthénosphérique et étirement hétérogène de la croûte. Dans un premier temps, un diapir asthénosphérique se forme et remonte sous la croûte continentale relativement peu amincie. La remontée des péridotites est dans ce cas dynamique. Elle serait due au contraste de densité entre le matériel asthénosphérique et le manteau lithosphérique. Les produits de la fusion mantellique, associée à la décompression pendant la remontée des péridotites, s'accumulent au sommet du diapir. Le toit de ce diapir est ensuite dénudé tectoniquement, comme dans le modèle précédent d'étirement hétérogène, par le fonctionnement d'une faille de détachement, à pendage vers le continent ibérique, qui

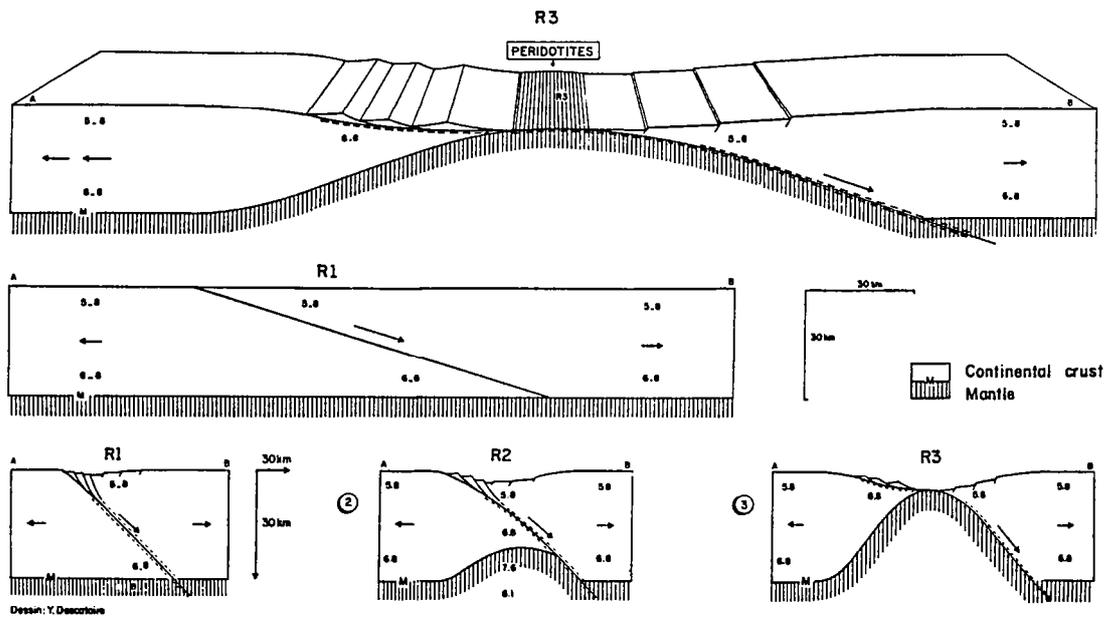


Fig. II.A.9. Modèle de cisaillement simple de la lithosphère développé jusqu'à la dénudation du manteau. Les coupes sont dessinées sans exagération verticale en haut de la figure, et avec une échelle des hauteurs multipliée par 3 en bas de la figure. Les vitesses sismiques sont indiquées sur les coupes 1, 2 et 3: états successifs du rift continental. Ce modèle appliqué à la marge de Galice postule que la faille de détachement pend vers le continent ibérique. D'après Boillot et al. (1987b).

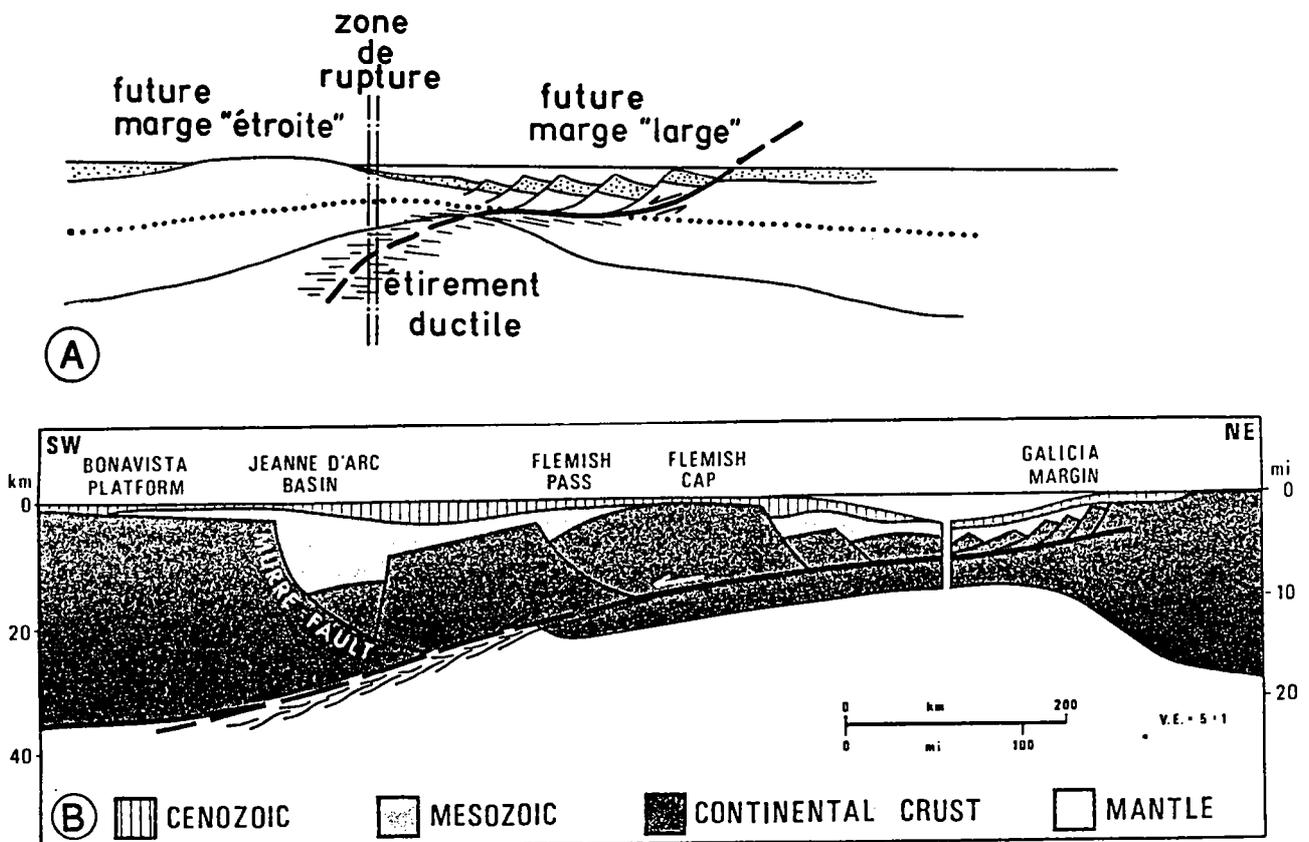


Fig. II.A.10. Modèles de cisaillement simple de la lithosphère selon lesquels la faille de détachement pend vers le futur domaine océanique. A. D'après Malod (1987). B. D'après Tankard et Welsink (1987).

traverse la lithosphère et s'enracine dans le manteau supérieur au toit du dôme (fig. II.A.11). L'horizon "S" serait donc à la fois la trace de la faille de détachement et le contact tectonique entre le socle continental et les péridotites serpentinisées du manteau supérieur.

Winterer et al. (1988) ont repris ce modèle en proposant un pendage de sens contraire pour la faille de détachement (fig. II.A.12). Ils attribuent la déformation des péridotites à la montée diapirique du dôme, et non plus au seul fonctionnement de la faille de détachement. Comme pour tous les modèles d'amincissement hétérogène, le réflecteur "S" est assimilé à la faille de détachement, tandis que la surrection et l'érosion du Banc de Galice pendant la phase de rifting sont expliqués par le rebond isostatique consécutif à l'amincissement crustal se produisant plus à l'ouest, le long de la faille de détachement.

II.A.7. LA MARGE PASSIVE CONJUGUEE.

Une reconstitution des continents à la fin du rifting (anomalie M0, Aptien) montre que la marge de la Galice est la marge conjuguée de celle située au sud-est de Flemish Cap sur le Grand Banc de Terre-Neuve (fig. II.A.7; Olivet et al, 1984; Klitgord et Schouten, 1986; Srivastava et al., 1988; Malod et Mauffret, sous presse). Les mouvements de l'Ibérie étant toutefois peu contraints durant le rifting continental, Mason and Miles (1984) ont proposé une reconstitution où la marge conjuguée est celle de Flemish Cap. Nous avons retenu la première hypothèse, qui est la plus généralement acceptée.

II.A.7.a. Evolution et structure.

Le Grand Banc constitue un plateau continental qui s'étend jusqu'à 450 km au large de Terre-Neuve. Il est limité au nord et au sud par des zones décrochantes majeures (Charlie Gibbs et Newfoundland, respectivement). L'évolution de cette zone est complexe, la phase majeure de rifting n'ayant pas été simultanée sur toutes les marges du Grand Banc. Au Jurassique moyen, la rupture entre l'Afrique et l'Amérique a initié la formation des bassins mésozoïques sur le Grand Banc et la formation de la marge décrochante au sud. Au Crétacé inférieur, la séparation de l'Ibérie et de Terre-Neuve a provoqué le développement des bassins du Grand Banc et la formation d'une marge en extension pure à l'est. Enfin, la marge nord du Grand Banc s'est formée au milieu du Crétacé, lors de la séparation de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord. La structure de la zone est d'autant plus complexe que la direction d'extension n'a pas été identique au sud et au nord. Les nombreuses données de sismique et de forage disponibles ont toutefois permis de préciser la structure des différentes zones et de reconstituer l'évolution polyphasée du rifting (Jansa et Wade, 1975; Enachescu, 1987; Tankard et Welsink,

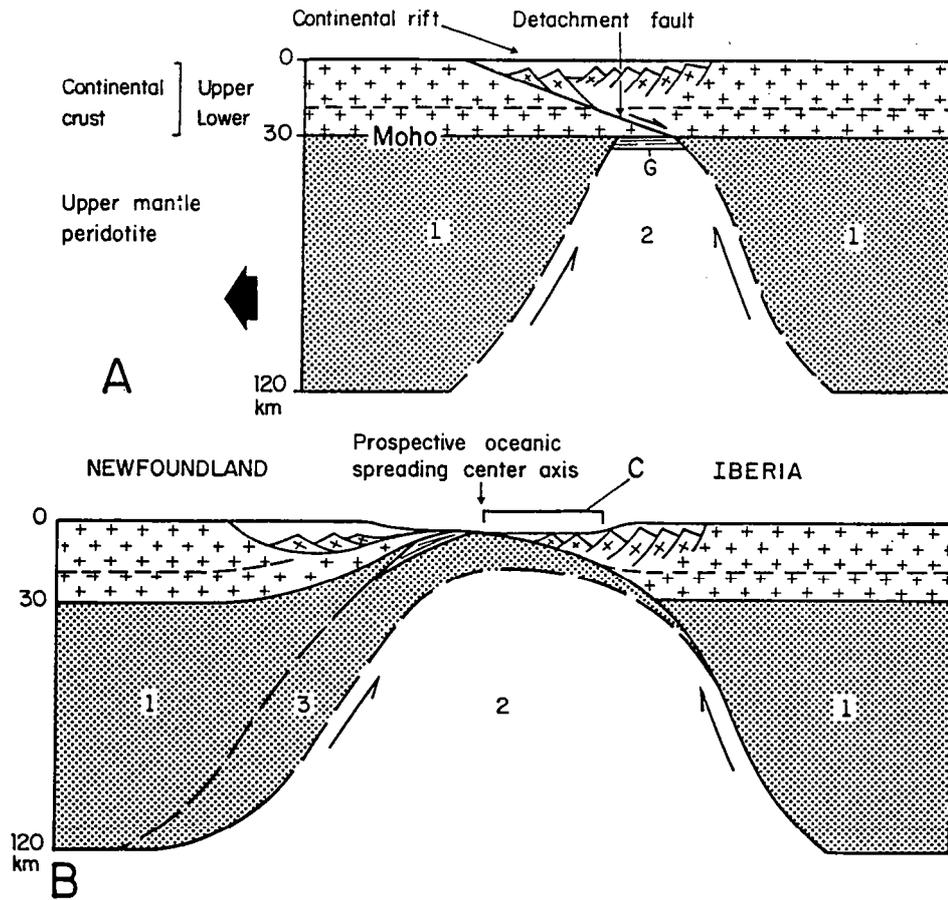


Fig. II.A.11. Modèle d'étirement lithosphérique mixte diapirisme-cisaillement simple. Deux stades d'évolution sont représentés: A. montée d'un diapir asthénosphérique sous la croûte peu amincie; B. dénudation du toit du diapir par le fonctionnement d'une grande faille de détachement d'échelle lithosphérique. D'après Boillot et al. (1988b).

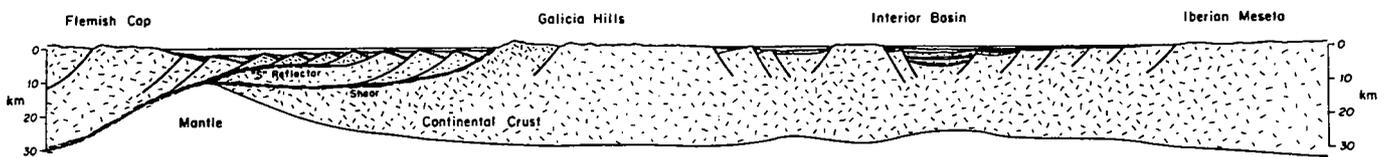


Fig. II.A.12. Coupe schématique de la marge de la Galice en fin de rifting continental selon Winterer et al. (1988). Le fonctionnement de la faille de détachement à pendage ouest expliquerait l'émergence du Banc de Galice par rebond isostatique.

1987; Keen et al., 1987; Grant et al., 1988; Keen et de Voogdt, 1988; Meador et Austin, 1988; de Voogd et al., 1990).

Au sud-est, là où se trouve la marge conjuguée de celle de la Galice, le Banc présente une succession de bassins étroits, allongés selon la direction NE-SW (fig. II.A.13).

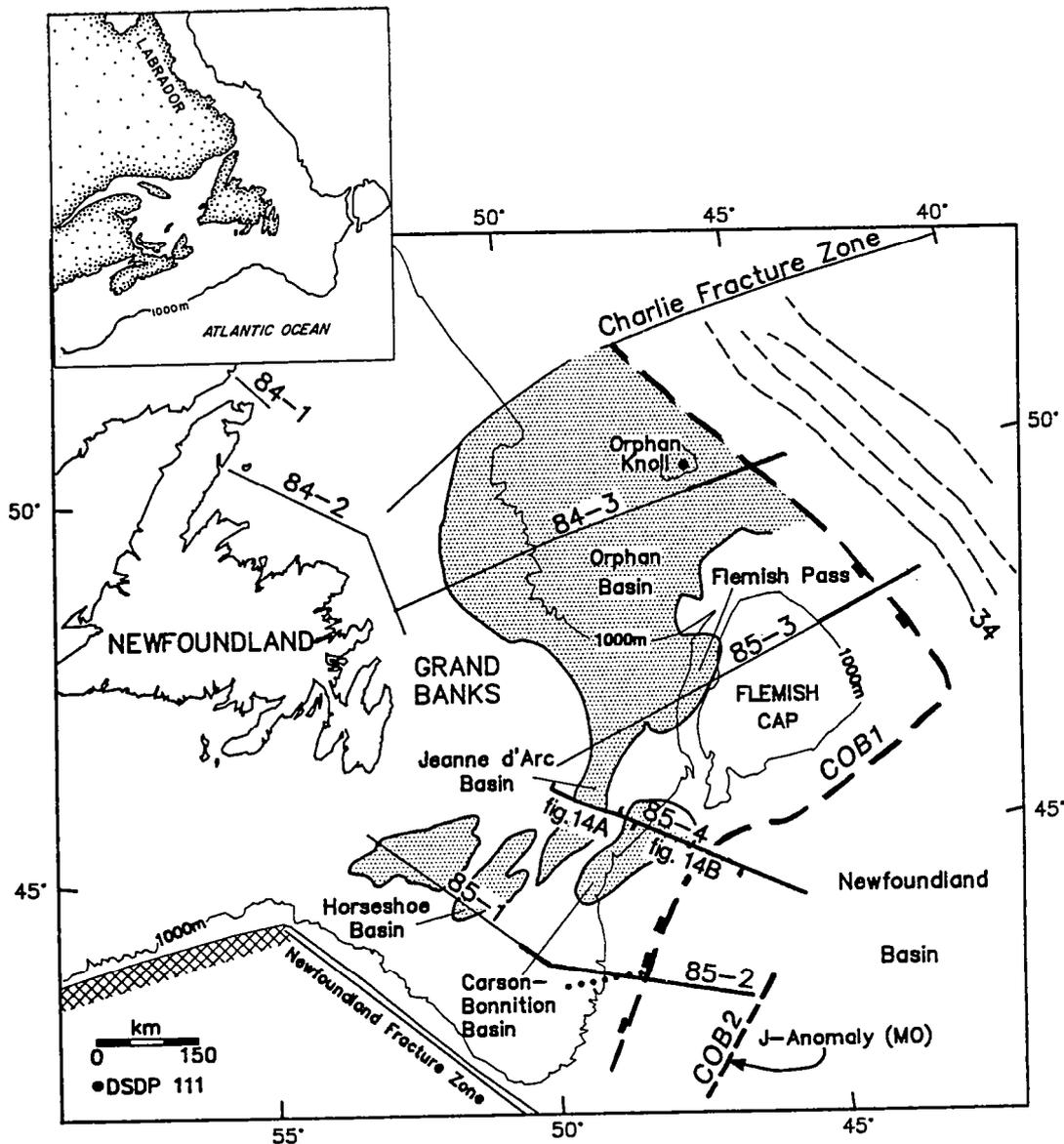


Fig. II.A.13. Carte schématique du Grand Banc de Terre-Neuve. Les zones tramées correspondent aux bassins. Les profils de sismique réflexion en écoute longue sont localisés. Le profil 85-4 traverse la marge conjuguée de celle de la Galice. Les profils de la figure 14 sont repérés. Les tiretés en gras indiquent les deux localisations possibles de la limite continent-océan (COB 1 ou 2), selon les auteurs (voir texte). D'après Keen et de Voogd, modifié (1988).

Au-delà vers l'est, la marge continentale s'approfondit jusqu'à la plaine abyssale. Le socle continental est constitué de roches précambriennes et paléozoïques de la zone d'Avalon affectée par l'orogénèse appalachienne, qui est l'équivalent de l'orogénèse hercynienne d'Europe (Haworth et Lefort, 1979; King et al., 1986). Avant l'extension mésozoïque, le socle présentait donc des structures héritées susceptibles d'être réactivées pendant la tectonique distensive. Une première phase de rifting s'est produite à la fin du Trias. L'extension a ensuite repris à la fin du Callovien, jusqu'à l'Aptien, et a provoqué le dépôt d'épaisses séries syn-rifts (> 14 km dans le bassin Jeanne d'Arc). La présence de plusieurs discordances au sein de ces séries indique que le rifting a été épisodique. La seconde phase de rifting (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur), qui a conduit à l'océanisation, est scellée par la discordance post-rift d'âge Aptien, comme sur la marge de la Galice.

Les bassins situés au sud-est du Banc sont des demi-grabens qui se sont formés pendant la seconde phase d'extension (fig. II.A.14A). Ils sont très profonds (jusqu'à 22 km pour le bassin Jeanne d'Arc) et contiennent des sédiments allant du Trias jusqu'au Crétacé. Chaque bassin est limité à l'ouest par une faille normale listrique majeure à pendage est (Keen et al., 1987). La faille qui limite le bassin de Jeanne d'Arc (fig. II.A.13 et 14A) est probablement un chevauchement Paléozoïque réactivé (de Voogd et al., 1990). Sur les profils sismiques, ces failles affectent le socle et semblent s'enraciner dans la croûte inférieure, voire au niveau du Moho, qu'elles ne semblent pas décaler. À l'ouest, sous la plate-forme adjacente, le Moho est sub-horizontale et relativement profond (environ 38 km) (Reid, 1987). Il est légèrement plus superficiel entre les bassins de Jeanne d'Arc et de Carson et semble rester sub-plat sous les bassins (fig. II.A.14A)(Keen et al., 1987). Sous la plate-forme, la croûte inférieure est caractérisée par la présence de multiples réflecteurs d'orientation et de pendage divers, qui tendent à disparaître sous les bassins.

Le bassin de Carson-Bonneton est large. Il se situe sous la pente continentale et se prolonge jusqu'à la limite continent-océan (Keen et de Voogd, 1988). Cette marge profonde est caractérisée par une croûte continentale fortement amincie. Elle est constituée de horsts et de blocs basculés sur lesquels se sont déposées les séries syn-rifts (fig. II.A.14B). La structure de ces séries est perturbée par la présence de diapirs de sel.

La localisation de la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique est très discutée. De nombreux auteurs (Masson et Miles, 1984; Klitgord et Schouten, 1986; Meador et Austin, 1988; Malod et Mauffret, sous presse) ont placé cette limite le long d'une anomalie magnétique reconnue dans le domaine océanique et identifiée à l'anomalie J (dont M0 est la partie la plus jeune: 118 Ma). Cette anomalie serait la signature de la plus ancienne croûte océanique (Masson and Miles, 1984). Son identification reste toutefois sujette à caution. Récemment, Keen et de Voogd (1988) ont

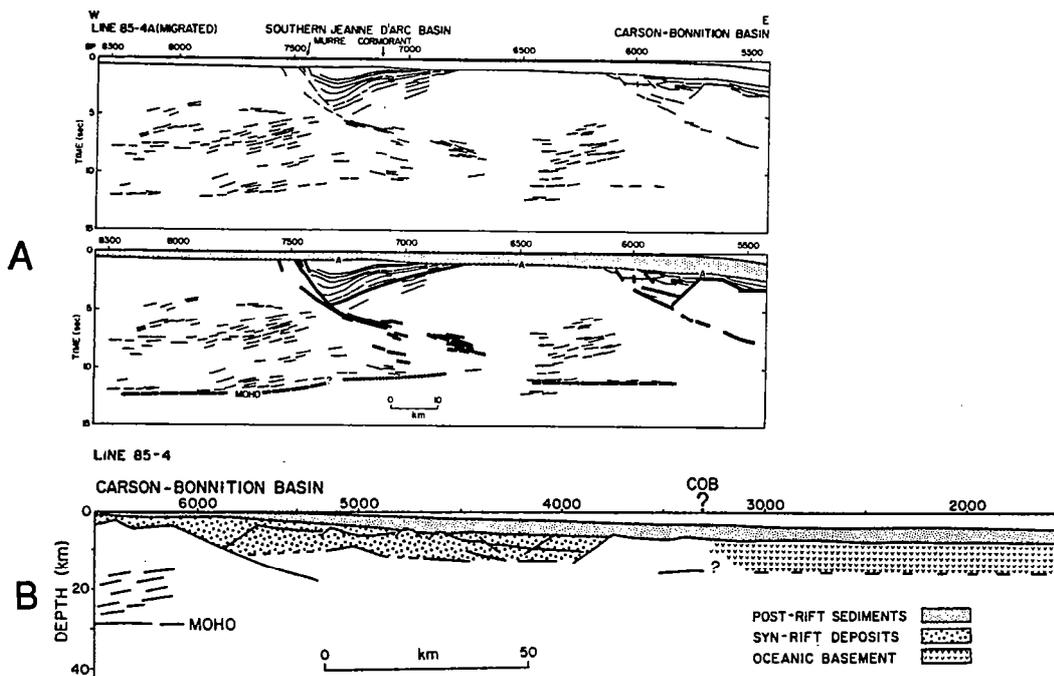


Fig. II.A.14. A. Line drawing (en haut) et interprétation (en bas) d'une portion du profil sismique 85-4, située sur la partie haute de la marge sud-est du Grand Banc de Terre-Neuve; localisation sur la fig. II.A.13; d'après Keen et al. (1987). B. Coupe migrée schématique (vitesse moyenne de 6,3 km/s dans le socle) de la marge profonde le long du même profil; d'après Keen et de Voogd (1988).

proposé de situer la limite continent-océan à l'endroit où les sédiments syn-rifts disparaissent sur les profils sismiques. Cette zone frontière est également caractérisée sur les profils par la présence de réflecteurs plongeant vers le continent et que les auteurs interprètent comme des intrusions basaltiques dans ou sous la croûte continentale adjacente. Mais d'autres interprétations sont possibles pour ces réflecteurs profonds (Moho, ou zone de cisaillement par exemple). Quoi qu'il en soit, la transition continent-océan serait située, dans cette seconde hypothèse, à environ 160 km à l'ouest de l'anomalie J, ce qui diminue d'autant la largeur de la marge continentale par rapport à l'interprétation précédente.

II.A.7.b. Comparaison avec la marge de la Galice.

Sur la marge de la Galice, l'âge du début du rifting est mal connu. Une première phase d'extension a été mise en évidence à la fin du Trias et au Jurassique dans le bassin Lusitanien, à l'ouest du Portugal. Or ce bassin semble se prolonger dans le fossé interne de la Galice, qui pourrait donc avoir subi la même évolution tectonique (cf § II.A.3.b.). Il est donc possible que, sur la marge de la Galice, l'extension mésozoïque se soit localisée dans un premier temps dans le bassin interne, puis dans un second temps, au début du Crétacé, à l'ouest du Banc de Galice sur la marge occidentale profonde actuelle (Murillas

et al., sous presse). L'âge synchrone de la discordance post-rift sur les deux marges (Parson et al., 1985; Meador et Austin, 1988) montre en tout cas que la fin du rifting continental a été simultanée sur les deux marges conjuguées, de part et d'autre du rift océanique en train de se former. L'évolution dans le temps des deux marges conjuguées est donc globalement comparable.

Cependant, une différence majeure apparaît lorsque l'on compare les séries sédimentaires: l'épaisseur des séries syn-rifts est nettement plus importante sur la marge de Terre-Neuve que sur celle de la Galice, même en tenant compte des sédiments syn-rifts du bassin interne. Cette différence s'observe pour les marges de l'Atlantique Nord en général, où les marges ouest sont "grasses", tandis que les marges est sont "maigres".

Cette caractéristique a des implications sur la connaissance que l'on peut avoir des deux types de marges. Grâce à la faible épaisseur de la couverture sédimentaire sur la marge de la Galice, une exploration "superficielle" a suffi pour connaître relativement bien la structure de la croûte supérieure, et pour bien localiser la limite continent-océan en pied de marge. En revanche, peu de données ont été acquises, à l'heure actuelle, sur les niveaux profonds de la marge (profondeur du Moho, géométrie dans le socle d'éventuelles structures héritées, existence d'une croûte inférieure litée...). Par contre, sur la marge de Terre-Neuve, la forte épaisseur de sédiments interdit une exploration de surface. Les données ont donc principalement été acquises à l'échelle lithosphérique. Des données à plus petite échelle sont disponibles seulement dans les bassins du Grand Banc grâce à l'exploration pétrolière. Ailleurs, ce type de données de détail manque, en particulier au niveau de la transition continent-océan, de sorte que les modèles de formation de la marge sont peu contraints.

La comparaison des deux marges est donc difficile. La figure II.A.15 est une tentative de coupe synthétique des deux marges conjuguées, reconstituée à la fin du rifting continental. Sur une telle reconstitution, la largeur de la marge de Terre-Neuve dépend de l'hypothèse admise pour la localisation de la limite continent-océan. Selon les auteurs, cette largeur totale varie entre 360 km et 200 km. La largeur de la marge de la Galice est d'environ 300 km. La profondeur du Moho est plus importante sous la plateforme de Terre-Neuve (37 km) que sous l'Ibérie (30 km), mais diminue à proximité du "shelf break". A cause des différences régionales dans la nature et la qualité des données, on voit que, d'un point de vue structural, seule une comparaison à grande échelle peut être tentée. Les deux marges sont caractérisées (1) par une partie profonde où la croûte est nettement amincie (Bassin Carson-Bonneton et marge occidentale de la Galice); (2) par un bassin interne dans la partie supérieure de la marge; le bassin interne de Galice est large (> 100 km); sa structure est mal connue; le bassin Jeanne d'Arc sur la marge de Terre-Neuve est un demi-graben plus étroit (40 km); dans les deux cas, les failles bordières externes semblent être des structures héritées.

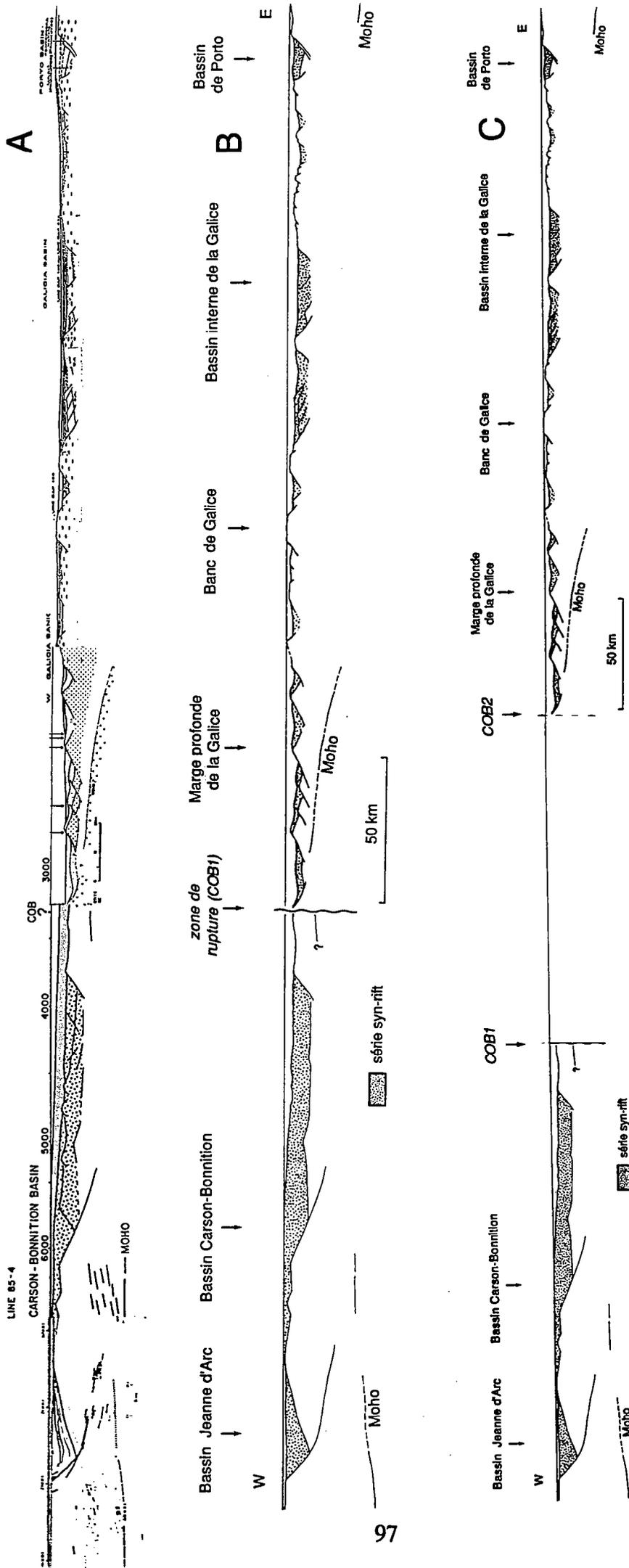


Fig. II.A.15. Coupe schématique des marges conjuguées de la Galice et de Terre-Neuve à la fin du rifting continental. A. Montage des portions de coupes disponibles dans la littérature; d'après Boillot et al. (1988b) et Murillas et al. (1988b) pour la Galice, et Keen et al. (1987) et Keen et de Voogd (1988) pour Terre-Neuve. B. Coupe synthétique des deux marges reconstituée en fin de rifting; la limite continent-océan au pied de la marge de Terre-Neuve (COB1) correspond à celle proposée par Keen et de Voogd (1988); pas d'exagération verticale. C. modification de la coupe précédente, où la limite continent-océan côté Terre-Neuve (COB2) correspond à l'anomalie J (cf texte).

II.A.8. COMPARAISON AVEC LA MARGE NORD-GASCOGNE.

La marge Nord-Gascogne est en beaucoup de points comparable à la marge occidentale profonde de la Galice. Toutes deux se sont formées à peu près à la même époque, et leur structure est globalement identique. Leur comparaison est de ce fait instructive.

La marge Nord-Gascogne s'est formée au Mésozoïque lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne entre l'Europe et l'Ibérie. C'est une marge maigre. Sa structure et son évolution ont pu être reconstituées à partir de nombreuses données sismiques "callées" par des forages (IPOD, leg 48) (Montadert et al., 1979a; Barbier et al., 1986; Le Pichon et Barbier, 1987). Par contre, la marge conjuguée nord-ibérique a été déformée ultérieurement lors de la collision entre l'Ibérie et l'Europe à l'Eocène, et sa structure initiale n'a pas été préservée.

Deux épisodes de rifting se sont succédés sur la marge Nord-Gascogne. Le premier s'est produit au Permo-Trias. Le second a commencé au Jurassique supérieur et s'est poursuivi jusqu'au début de l'océanisation à l'Albien. Pendant ce second épisode, la marge a acquis une structure en blocs basculés. Trois séquences peuvent être distinguées dans la couverture sédimentaire: (1) une série ante-rift, d'âge jurassique ou plus ancien, constituant le toit des blocs basculés; (2) une série syn-rift d'âge crétacé inférieur, déposée dans les demi-grabens qui se sont formés pendant le basculement des blocs; (3) une série post-rift, d'âge albien à actuel.

La marge Nord-Gascogne n'est pas cylindrique. Elle est constituée de deux segments, la marge celtique au NW et la marge armoricaine au SE, séparés par les escarpements de Meriadzek et Trevelyan. Sur la marge celtique, l'épaisseur de la croûte diminue progressivement de 35 km sous le continent à 3-4 km en pied de marge, à proximité de la limite continent-océan. La pente continentale est plus abrupte sur la marge armoricaine. Elle limite un bassin profond, le bassin armoricain, caractérisé par une couverture sédimentaire plus épaisse que sur la marge adjacente, et une croûte continentale très mince (2-3 km d'épaisseur). Le rifting de cette marge se serait produit avec une importante composante décrochante (Sibuet, 1988). Les deux segments de marges présentent une structure en blocs basculés vers le continent le long de failles normales à pendage vers l'océan (fig. II.A.16). L'épaisseur des blocs diminue progressivement vers le bas de la marge. La diminution d'épaisseur se réalise aux dépens du socle cristallin, c'est-à-dire de la croûte supérieure, les blocs les plus profonds étant constitués uniquement de sédiments ante-rift (Le Pichon et Barbier, 1987). Les failles normales s'enracinent sur un réflecteur sismique, le réflecteur "S". C'est un double réflecteur d'environ 600 m d'épaisseur observé depuis la limite continent-océan jusqu'au

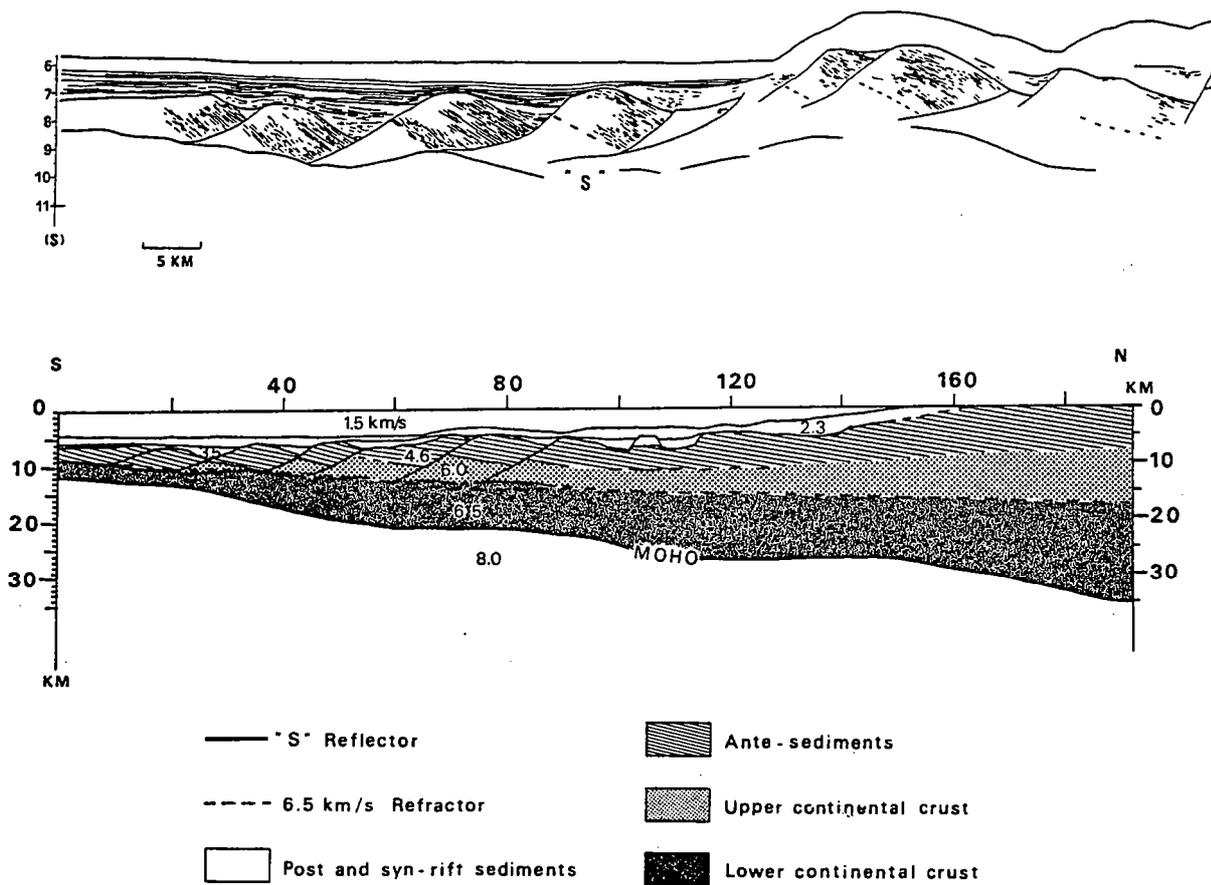


Fig. II.A.16. Coupe sismique interprétée de la marge Nord-Gascogne profonde (en haut), et coupe schématique de la marge superposée à un profil de sismique réfraction (en bas). D'après Le Pichon et Barbier (1987).

pied de la pente continentale. Il met en contact la base des blocs avec une couche présentant les caractéristiques sismiques de la croûte inférieure. Sur la marge celtique, il s'approfondit de 8 km à la limite continent-océan à 13,5 km au pied de la pente continentale, où il semble s'enraciner dans la croûte inférieure. L'épaisseur de la croûte inférieure augmente de 2 km à 9 km dans la même direction. Sous le bassin armoricain, le réflecteur "S", quasiment plat, est à 9-10 km de profondeur, et s'approfondit sous la pente continentale jusqu'à 11 km. Il est localement décallé par les failles normales. Le Moho est situé à environ 1 à 2 km sous le réflecteur "S" (Le Pichon et Barbier, 1987).

Le réflecteur "S" a successivement été interprété comme (1) la transition crustale fragile-ductile (Montadert et al., 1979a; Le Pichon et Sibuet, 1981); (2) une faille de détachement à faible pendage vers le continent (Wernicke et Burchfield, 1982); (3) une surface de décollement entre la couverture sédimentaire et le socle (Brun et Choukroune, 1983; Brun et al., 1985). Toutefois, ces hypothèses ne prennent pas en compte toutes les caractéristiques du réflecteur "S" mises en évidence récemment par Le Pichon et Barbier

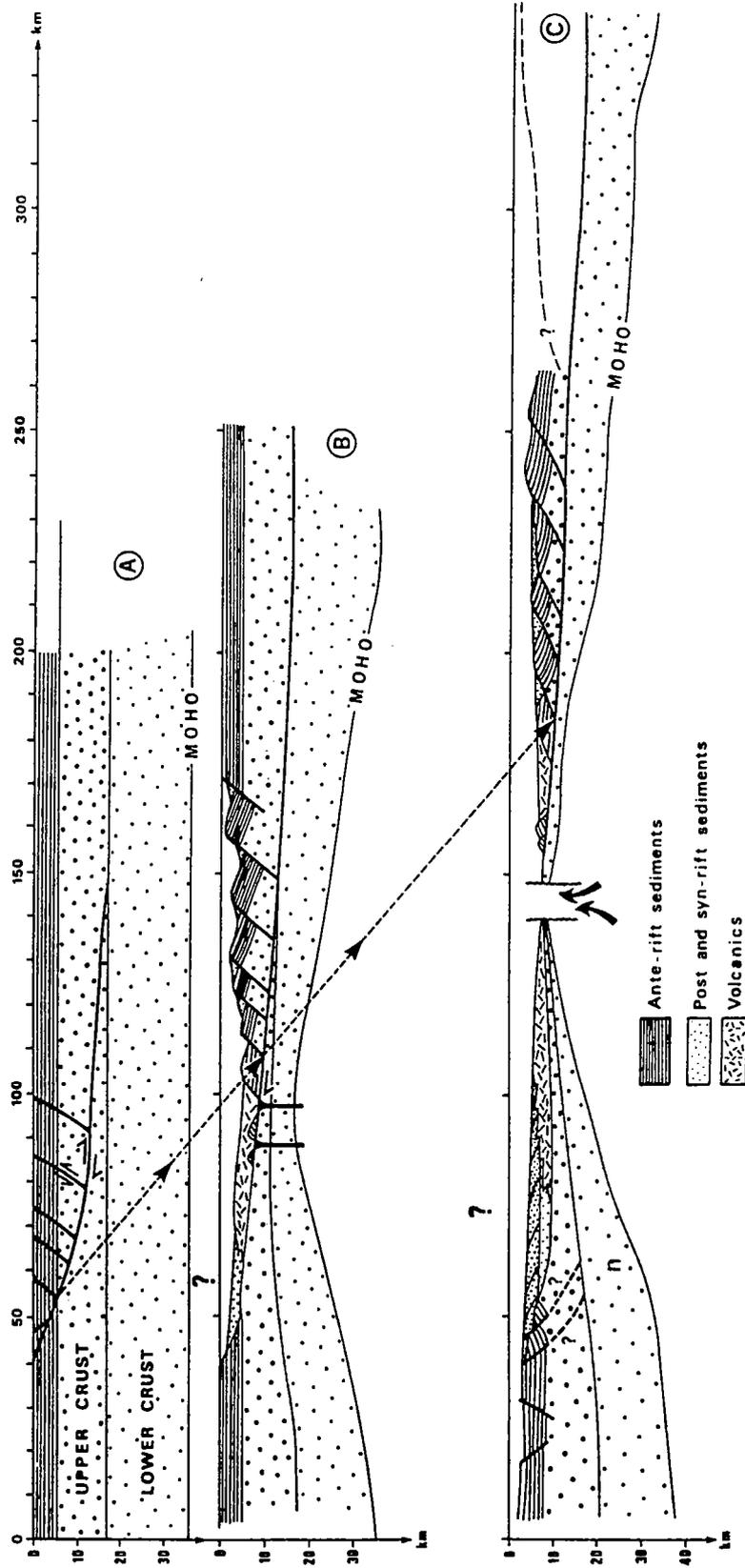


Fig II.A.17. Modèle de formation de la marge Nord-Gascogne, d'après Le Pichon et Barbier (1987).

(1987). Les observations précédentes suggèrent en effet que le réflecteur "S" est une discontinuité intracrustale à faible pendage vers le continent qui traverse des niveaux de plus en plus superficiels vers la transition continent-océan, et qu'il est situé au toit de la croûte inférieure, qui s'épaissit vers le continent, comme la croûte supérieure, mais qui n'est pas affecté par une déformation fragile. Ces auteurs considèrent en conséquence que le réflecteur "S" est une faille de détachement à faible pendage vers le continent, s'enracinant au toit de la transition fragile-ductile.

La figure II.A.17 illustre le modèle de formation de la marge proposé par Le Pichon et Barbier (1987). La faille de détachement s'initierait au niveau de la transition fragile-ductile et se propagerait vers la surface. Cette propagation provoquerait le développement de failles normales antithétiques dans la croûte supérieure. La marge conjuguée, moins déformée, devrait être constituée de croûte inférieure dénudée tectoniquement et recouverte de sédiments. Malheureusement, cette hypothèse ne peut être testée sur la marge nord-ibérique, déformée au Tertiaire. Des roches de faciès granulitique ont été prélevées sur cette marge dans un niveau conglomératique d'âge probablement aptien supérieur ou albien (Capdevila et al., 1974, 1980). Toutefois, le métamorphisme de faciès granulitique ayant été daté à 1,86-1,83 Ga (U-Pb sur zircons, Guerrot, 1990), il n'est pas contemporain de la formation de la marge. Ces roches granulitiques proviennent donc du démembrement du socle hercynien.

Ce modèle d'étirement hétérogène se distingue de celui de Wernicke (1985) et de Boillot et al. (1988b), par la profondeur d'enracinement de la faille de détachement. Wernicke propose que la faille traverse toute la lithosphère, Boillot et al. l'enracinent au toit du dôme asthénosphérique, tandis que Le Pichon et Barbier (1987) ne lui font traverser que la croûte supérieure. Rappelons que c'est pour expliquer la présence de péridotites au pied de la marge de la Galice que Boillot et al. (1987b) ont développé le modèle de Wernicke en faisant fonctionner la faille de détachement jusqu'à ce qu'elle dénude le manteau supérieur (cf § II.A.6.b & c).



II.B. ETUDE PETRO-STRUCTURALE DES PERIDOTITES DE LA MARGE DE LA GALICE.

L'une des premières questions qui a été posée par la découverte de roches mantelliques au pied de la marge continentale passive de la Galice a été de savoir quel était l'âge de leur mise en place. Les péridotites pouvaient soit appartenir à un massif ophiolitique mis en place pendant l'orogénèse hercynienne, soit représenter du matériel mantellique remonté jusqu'à la surface lors des premiers stades d'ouverture de l'Océan Atlantique au Mésozoïque. Plusieurs arguments tendaient à favoriser la seconde hypothèse, parmi lesquels la géométrie de la ride de péridotite, allongée le long de la limite continent-océan et recouverte localement sur son flanc oriental de sédiments syn-rifts, et la composition des péridotites, différente de celle des péridotites ophiolitiques hercyniennes.

Admettant la seconde hypothèse, il fallait alors expliquer comment des roches mantelliques pouvaient être portées à l'affleurement à l'axe d'un rift, en fin de rifting continental ou en début d'accrétion océanique. On considère en effet généralement que l'accrétion océanique commence aussitôt après la rupture de la croûte continentale amincie pendant le rifting. Dans ce cas, la croûte océanique est juxtaposée à la croûte continentale à l'axe du rift, et ces deux types de croûte devraient être en contact direct en pied de marge, à la limite continent-océan qui représente l'axe du paléo-rift.

Une étude pétrologique et structurale des péridotites a été entreprise pour tenter de répondre à ces questions. Elle a permis de reconstituer l'évolution de ces roches et de préciser l'âge et la cinématique de leur mise en place. Les roches du socle continental adjacent à la ride de péridotite au pied de la marge ont également été étudiées pour tenter d'y caractériser d'éventuelles déformations associées au rifting.

Les données structurales n'ont pas la précision de celles que l'on peut obtenir par une étude de terrain classique étant données les conditions d'observation et d'échantillonnage, les affleurements étant situés entre 5300 m à 3600 m sous le niveau de la mer. Les données disponibles pour cette étude ont été obtenues sur des échantillons forés (leg ODP 103, 1985) et des échantillons prélevés par le submersible Nautille (campagne Galinaute, 1986). Les péridotites ont été forées sur 70 m au sud de la marge sur la Montagne 5100, dont 39 m orientés par paléomagnétisme ont pu être étudiés. Vingt échantillons de péridotites ont été prélevés au long de la ride par le Nautille, dont cinq sont orientés. Dix-sept échantillons de socle continental ont été prélevés, dont un orienté, sur deux blocs basculés profonds de la marge. L'orientation de la foliation dans les péridotites a également été mesurée à partir du Nautille sur la Montagne 5100 (plongée 4).

L'incertitude sur l'orientation des échantillons et sur les mesures faites "in situ" à partir du Nautilé peut être estimée à une trentaine de degrés. La localisation précise et la description des échantillons prélevés par le Nautilé sont présentées en annexe à la fin de ce mémoire.

II.B.1. PRINCIPAUX RESULTATS.

Les résultats de l'étude pétro-structurale sont détaillés dans les quatre publications présentées plus loin (§ II.B.3; Girardeau et al., 1988; Beslier et al., 1988; Féraud et al., 1988; Beslier et al., sous presse). Nous ne rappellerons ici que les résultats majeurs de cette étude.

Les péridotites sont des harzburgites et des lherzolites à spinelle et plagioclase serpentinisées (60 à >95%) localement recoupées par des fentes de calcite. Dans la moitié nord de la ride, elles sont localement plus riches en pyroxènes, et sont recoupées par des filonnets de plagioclase souvent associés à du spinelle, et par des filons dioritiques. Elles ont subi une fusion partielle limitée (<10%) dans les conditions physiques proches de celles de la transition spinelle-plagioclase (1250°C, 30km; Evans et Girardeau, 1988), associée à une décompression adiabatique pendant leur remontée.

La plupart des péridotites ont une texture mylonitique acquise pendant une phase de déformation ductile non-coaxiale intense ($\gamma > 11$), en conditions physiques lithosphériques (T diminuant de 1000°C à 850°C, $\sigma_1 - \sigma_3 > \text{kbar}$). Cette texture mylonitique est caractérisée par la présence (1) de porphyroclastes d'orthopyroxène extrêmement étirés qui matérialisent le plan de foliation, (2) de bandes ultramylonitiques où la taille de grain est extrêmement réduite (0,01mm); ces bandes, obliques par rapport au plan de foliation et sub-parallèles au plan de glissement (100) des orthopyroxènes (plans d'exsolution), ont été interprétées comme des bandes de cisaillement (identifiées dans des gneiss; Berthé et al., 1979), (3) de quelques structures d'enroulement, similaires à celles décrites dans des roches acides par Van den Driessche et Brun (1987), qui se sont développées autour de porphyroclastes d'orthopyroxène ayant tourné pendant la déformation, (4) d'une nette fabrique intracristalline de haute température de l'olivine et de l'orthopyroxène. Cette déformation mylonitique se surimpose à une déformation en conditions physiques asthénosphériques marquée par une texture porphyroclastique à gros grain (1mm) localement préservée. Au nord, quelques échantillons ont une texture magmatique, qui peut être interprétée comme une texture de cumulat ou d'imprégnation. Les péridotites sont recoupées par des fractures témoignant d'une déformation fragile tardive. Au sud de la marge (Montagne 5100) cette déformation fragile est coaxiale de la déformation ductile, tandis qu'au nord la géométrie du champ de fracture est complexe.

Ces fractures sont remplies de calcite de basse température (<10°C, Agrinier et al., 1988) et de serpentine. La serpentinisation des péridotites, qui s'est produite à basse température (300°C; Agrinier et al., 1988), est également tardive.

L'attitude des structures mylonitiques (foliation et linéation d'étirement) indique que, au sud de la ride, les péridotites ont été déformées dans une zone de cisaillement à faible pendage vers le continent ayant fonctionné en faille normale (de sens dextre, avec mouvement du compartiment supérieur vers l'ENE). Dans la moitié nord, le mouvement est toujours en faille normale, mais présente une nette composante décrochante (mouvement du compartiment supérieur vers le NW). La présence d'un dyke dioritique syn-tectonique d'épaisseur pluricentimétrique, constitué de plagioclase, d'amphibole brune et d'ilménite, et présentant une texture porphyroclastique, a permis de dater la déformation mylonitique de ces roches. La datation, par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar , de deux néoblastes d'amphibole brune, l'un post- et l'autre syn-tectonique, et d'un néoblaste de plagioclase syn-tectonique, a donné des âges à 122 Ma \pm 0,6 et 117,7 Ma \pm 0,9 respectivement (Féraud et al., 1988; Boillot et al., 1989). Ces âges sont cohérents avec l'histoire thermique de la roche et l'âge à 122 Ma peut correspondre à la fin de la déformation mylonitique. Cette déformation est donc contemporaine de la formation de la marge continentale (Crétacé inférieur). Elle reflèterait la cinématique de mise en place des roches mantelliques au sein de la lithosphère pendant le rifting continental.

La géométrie des structures est compatible avec la montée d'un dôme mantellique à l'aplomb de la zone lithosphérique amincie. La composante décrochante au nord serait liée au fonctionnement de failles de transfert sur la marge, dont le développement pourrait être favorisé par la proximité du point triple Atlantique-Golfe de Gascogne.

Les roches du socle continental sont des granites et des granodiorites ayant subi une déformation cassante qui les a localement cataclasés. Certains échantillons ont une texture porphyroclastique acquise antérieurement lors d'une déformation ductile à température intermédiaire. L'attitude des structures qu'elle a développées n'est pas compatible avec celle des structures mylonitiques dans les péridotites, ce qui suggère que les deux déformations ne sont pas contemporaines.

Les publications développant ces résultats sont regroupées dans le paragraphe II.B.3. La première d'entre elles rend compte de l'étude pétro-structurale des péridotites forées sur la Montagne 5100 lors du leg ODP 103. Une carte structurale schématique de la ride, établie à partir des mesures faites "in situ" à bord du Nautile et des échantillons orientés, est présentée dans la deuxième publication. Le résultat de la datation de la déformation mylonitique figure dans la troisième. Le modèle cinématique de mise en place des péridotites, proposé à partir de l'étude structurale et microstructurale des échantillons de péridotites prélevés par le Nautile et intégrant les données du forage

acquises précédemment sur la Montagne 5100, est présentée dans la dernière publication. Celle-ci traite aussi de l'étude des échantillons de socle continental.

II.B.2. COMPARAISON AVEC LES PERIDOTITES DU MASSIF DU BANC DE GORRINGE.

Des péridotites serpentinisées ont également été trouvées à l'affleurement au sud de la marge ouest-ibérique, sur le Banc de Gorringer situé au large du Portugal (fig. II.B.1). Elles ont été échantillonnées au cours de deux missions de plongée avec le submersible Cyana (campagnes Cyagor I et II, en 1977 et 1981; Auzende et al., 1979; Cyagor II Group, 1984). Nous avons essayé de voir s'il pouvait y avoir un lien de parenté entre ces péridotites et celles de la marge de la Galice.

Le Banc de Gorringer est une structure intraocéanique d'axe NE-SW de 200 km de long sur 80 km de large, formant un relief très élevé (5000m par rapport à la plaine abyssale environnante) et à laquelle est associée une très forte anomalie gravimétrique. Le Banc est constitué de deux sommets d'altitude sensiblement égale, le Mont Gettysburg au SW (-25m) constitué de péridotites, et le Mont Ormonde au NE (-100m) constitué essentiellement de gabbros et de basaltes. Les péridotites et les gabbros sont recouverts par des sédiments d'âge barrémo-aptien.

Les péridotites sont des harzburgites à spinelle serpentinisées qui contiennent localement du clinopyroxène et du plagioclase d'imprégnation (Cyagor II Group, 1984). Elles auraient subi une fusion partielle limitée. Elles sont recoupées par des webstérites à plagioclase intrusives, cristallisées à partir de circulations de magmas de type MORB à une pression de 7-10 kbar (Serri et al., 1987). Les péridotites ont subi une déformation de haute température, probablement en contexte de ride océanique (Ceuleneer, 1982; Cyagor II Group, 1984). Le seul échantillon prélevé orienté montre que la foliation présente un faible pendage vers le SE et que la linéation est subhorizontale. Une déformation à basse température et fortes contraintes, en faciès schiste vert, observée localement, est à relier probablement aux mouvements de soulèvement tardifs du Banc. Les gabbros ont subi localement une déformation fragile, qui se surimpose à une déformation plus chaude, hétérogène, qui se serait développée à la ride dans des zones de cisaillement à faible pendage.

Le Banc de Gorringer appartenant à la terminaison orientale de la zone Açores-Gibraltar qui marque la limite entre les plaques Afrique et Europe, sa formation a été reliée au fonctionnement d'une faille transformante pendant la phase distensive triasico-liasique (Olivet et al., 1984), puis à un basculement vers le NE avant le dépôt des sédiments. La surrection dans sa position actuelle serait liée aux divers mouvements compressifs et/ou décrochants le long de la limite entre l'Afrique et l'Ibérie au cours de

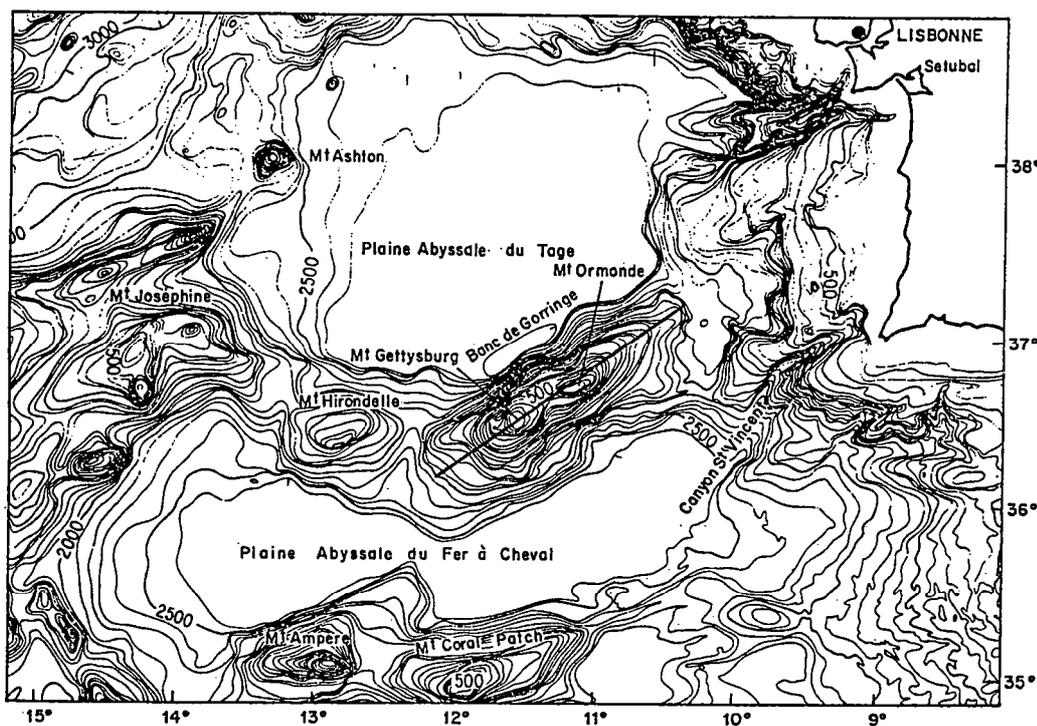


Fig. II.B.1. Localisation du Banc de Goringe au sud de la marge ouest-ibérique. Bathymétrie d'après Laughton et al., 1975.

l'histoire de l'Atlantique. Toutefois, l'évolution des péridotites et la présence d'un complexe filonien N-S intrusif dans les gabbros eux-mêmes déformés localement dans des zones de cisaillement plates, pourraient suggérer une formation de ce complexe (péridotites+gabbros) en contexte distensif au niveau d'une ride océanique (Ceuleneer, 1982; Cyagor II Group, 1984). Pour Mougenot (1988), ce complexe se serait mis en place à l'axe d'une paléo-ride océanique reconnue au nord du Banc de Goringe dans la plaine du Tage (Mauffret et al., 1989).

Les péridotites du Banc de Goringe montrent des similitudes avec celles prélevées au pied de la marge de Galice: faible taux de fusion (< 10%), présence de plagioclase pouvant résulter soit d'un processus d'imprégnation (Cyagor II Group, 1984), soit d'une fusion à basse pression (Serri et al., 1987), déformation à haute température en conditions physiques asthénosphériques. Elles en diffèrent toutefois par l'absence de déformation mylonitique lithosphérique, intensément développée dans les péridotites de Galice. Les deux massifs présentent d'autre part deux autres différences majeures. Les péridotites du Banc de Goringe sont en effet recouvertes par une épaisse croûte basaltique, constituée de gabbros localement recoupés par un complexe de filons doléritiques initialement subverticaux et par des laves, ce qui n'est pas le cas des péridotites de Galice. De plus, ces dernières sont situées à la limite entre la croûte océanique à l'ouest et la croûte continentale à l'est, tandis que le Banc de Goringe est situé en plein domaine océanique.

Toutes ces observations, et en particulier la présence au-dessus des péridotites d'une croûte basaltique recoupée localement par un complexe filonien, suggèrent que le massif du Banc de Goringe s'est formé à l'axe d'une ride océanique, et non en fin de rifting continental. Les roches du massif de Goringe se seraient ainsi formées lors d'un stade d'océanisation plus avancé de l'Atlantique Nord que celles de la marge de Galice. Toutefois, la nature fragmentaire des données, en particulier des données structurales dans les péridotites, ne permet pas de conclure.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agrinier, P., Mével, C. et Girardeau, J., 1988. Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the ocean-continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidence. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 225-233.
- Arthaud, F. et Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Auzende, J.M., Charvet, J., Le Lann, A., Le Pichon, X., Monteiro, J.H., Nicolas, A., Olivet, J.L. et Ribeiro, A., 1979. Le Banc de Goringe: résultats de la campagne CYAGOR (août 1977). *Bull. Soc. géol. France*, XXI, 5: 545-556.
- Barbier, F., Duvergé, J. et Le Pichon, X., 1986. Structure profonde de la marge nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10: 105-121.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 1: 31-42.
- Beslier, M.O., Girardeau, J. et Boillot, G., sous presse. Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, 000-000.
- Beslier, M.O., Girardeau, J. et Boillot, G., 1988. Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306: 373-380.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., Lepretre, J.P. et Musellec, P., 1974. Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la péninsule ibérique. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, XVI, 1: 75-86.
- Boillot, G., Auxière, J.L., Dunand, J.P., Dupeuble, P.A. et Mauffret, A., 1979. The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene. In Talwani, M., Hayet, W. et Ryan, W.B.F. (Eds). *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*, Maurice Ewings Series 3, Washington D.C., Am. Geophys. Union: 138-153.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J. et Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 23-34.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Sierra, E.L., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. et Williamson, M.W., 1985. Résultats préliminaires de la campagne 103 du Joides Resolution (ODP) au large de la Galice. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, 9: 627-631.
- Boillot, G., 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, 129: 243-255.
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malod, J., Mougénot, D. et Moullade, M., 1986. Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaires de la campagne Galinaute (plongées du submersible "Nautile" à l'Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, 19: 1719-1724.

- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al., 1987a. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, College Station, TX, v. 103, pt. A, 663 p.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna-Sierra, E.L., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. et Williamson, M.W., 1987b. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132: 335-342.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al., 1988a. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX, v. 103, pt. B, 858 p.
- Boillot, G., Girardeau, J. et Kornprobst, J., 1988b. The rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 741-756.
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malod, J., Mougenot, D. et Moullade, M., 1988c. Preliminary results of the Galinaute cruise: dives of the submersible Nautile on the western Galicia margin, Spain. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 37-51.
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. et Girardeau, J., 1989. "Undercrusting" by serpentinite beneath rifted margins: the example of the west Galicia margin (Spain). *Nature*, 341: 523-525.
- Boillot, G., Mougenot, D., Girardeau, J. et Winterer, E.L., sous presse. Rifting processes of the Galicia margin, Spain. AAPG Memoir.
- Bonatti, E., Hamlyn, P. et Ottonello, G., 1981. Upper mantle beneath a young oceanic rift: Peridotites from the island of Zabargad (Red Sea). *Geology*, 9: 474-479.
- Bonatti, E., Ottonello, G. et Hamlyn, P.R., 1986. Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 91: 599-631.
- Brun, J.P. et Choukroune, P., 1983. Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, 4: 345-356.
- Brun, J.P., Choukroune, P. et Faugère, E., 1985. Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bull. Soc. géol. Fr.*, I, 1: 139-144.
- Capdevila, R., Lamboy, M. et Leprêtre, J.P., 1974. Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 278: 12-20.
- Capdevilla, R., Boillot, G., Lepvrier, C., Malod, J.A. et Mascle, G., 1980. Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord-ibérique). *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 291: 317-320.
- Capdevila, R. et Mougenot, D., 1988. Pre-Mesozoic basement of the western Iberian continental margin and its place in the Variscan Belt. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-12.
- Ceuleneer, G. 1982. Structure des serpentinites et des gabbros du Banc de Goringe (Océan Atlantique, SW Portugal) - campagne Cyagor II, 1981. D.E.A. de l'Université Paris-sud, Orsay. 61p.
- Chenet, P., Montadert, L., Gairaud, H. et Roberts, D., 1982. Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal, and northern Biscay continental margins: implications for evolutionary models of passive continental margins. In:

- Watkins, J.S. and Drake, C.L. (Eds), Studies in continental margin geology. Am. Assoc. Pet. Geol., 34: 703-715.
- Cordoba, D., Banda, E. et Ansorge, J., 1987.** The Hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey. *Tectonophysics*, 132: 321-333.
- Cyagor II Group: Auzende, J.M., Ceuleneer, G., Cornen, G., Juteau, T., Lagabrielle, Y., Lensch, G., Mevel, C., Nicolas, A., Prichard, H., Ribeiro, A., Ruellan, E. et Vanney, J.R., 1984.** Intraoceanic tectonism on the Gorrige Bank: observations by submersible. In Gass, I.G., Lippard, S.J. and Shelton, A.W. (eds), *Ophiolite and oceanic lithosphere*, Geological society of London, 113-120.
- de Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L. et Roberts, D.G., 1978.** Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275: 706-711.
- de Graciansky, P.C., Poag, C.W. et al, 1985.** Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Govt. Printing Office), v. 80, 1258 p.
- de Voogd, B., Keen, C.E. et Kay, W.A., 1990.** Fault reactivation during Mesozoic extension in eastern offshore Canada. *Tectonophysics*, 173: 567-580.
- Dunbar, J.A. et Sawyer, D.S., 1989.** Patterns of continental extension along the conjugate margins of the Central and North Atlantic oceans and Labrador Sea. *Tectonics*, 8: 1059-1077.
- Enachescu, M.E., 1987.** Tectonic and structural framework of the northeast Newfoundland continental margin. In Beaumont, C. et Tankard, A.J. (Eds), *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 12, p. 117-146.
- Evans, C.A. et Girardeau, J., 1988.** Galicia margin peridotites: undepleted abyssal peridotites from the North Atlantic. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 195-207.
- Féraud, G., Girardeau, J., Beslier, M.O. et Boillot, G., 1988.** Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 49-55.
- Girardeau, J., Evans, C.A. et Beslier, M.O., 1988.** Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: hole 637A, ODP leg 103 on the Galicia margin. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 209-223.
- Grant, L.M., Jansa, L.F., McAlpine, K.D. et Edwards, A., 1988.** Mesozoic-Cenozoic geology of the eastern margin of the Grand Banks and its relation to Galicia Bank. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 787-808.
- Groupe Galice, 1979.** The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution. In Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al. *Init. Repts. of DSDP*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 47(2): 633-662.
- Guerrot, C., 1990.** Granulites archéennes et protérozoïques dans la chaîne hercynienne ouest-européenne: géochronologie U-Pb et géochimie isotopique (Sr-Nd). 13ème Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble. Soc. Géol. Fr. édit. Paris.
- Haworth, R.T. et Lefort, J.P., 1979.** Geophysical evidence for the extent of the Avalon zone in Atlantic Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 552-567.
- Heezen, B.C. et Tharp, M., 1968.** Physiographic diagram of the North Atlantic Ocean, Geological Society of America.
- Jansa, L.F. et Wade, J.A., 1975.** Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland. In Van der Linden, W.J.M. et Wade, J.A. (Eds), *Offshore geology of eastern Canada; 2, regional geology*: Geological Survey of Canada, v. 74-30, 51-105.

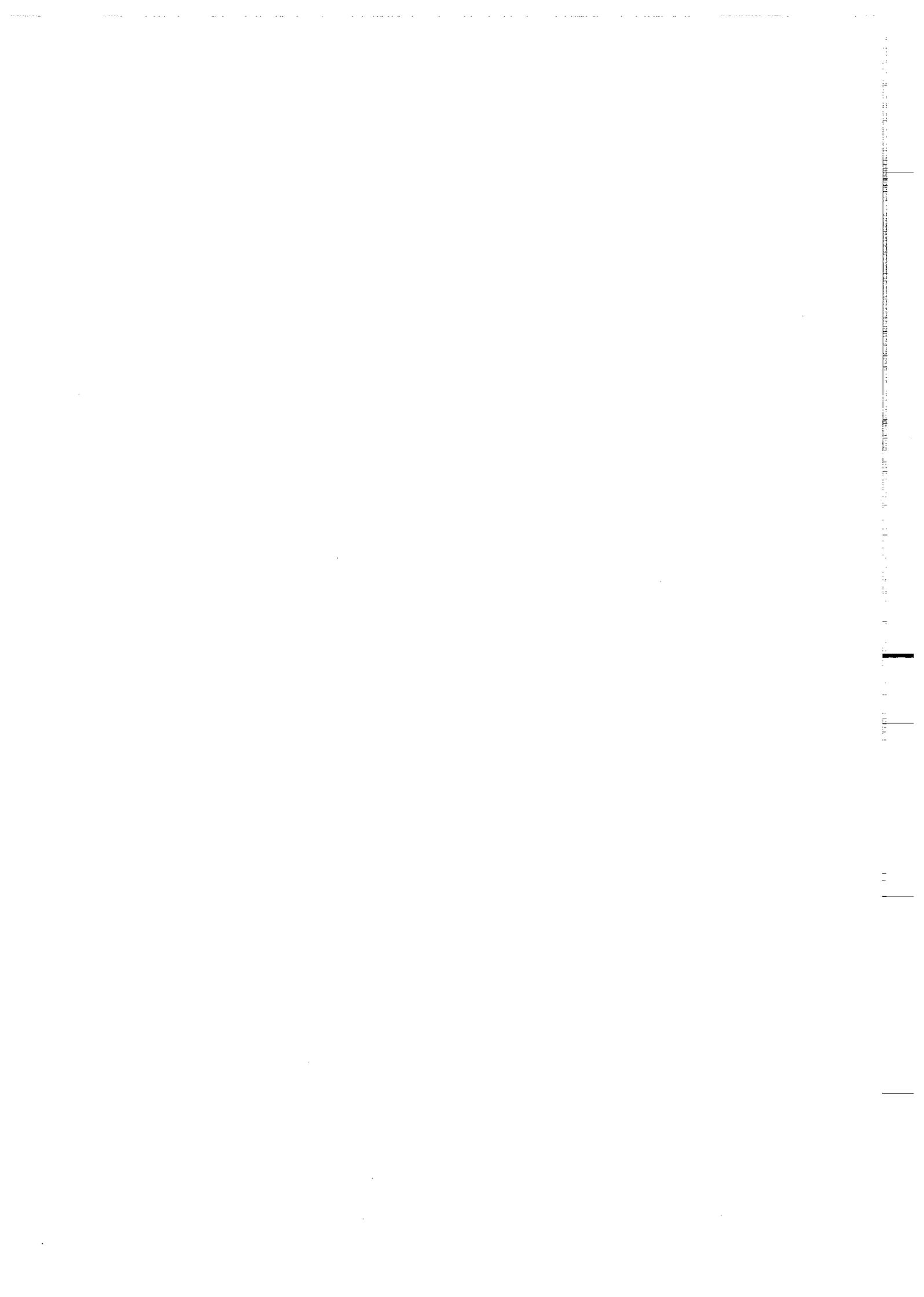
- Kastens, K., Mascle, J., Auroux, C., Bonatti, E., Broglia, C., Channel, J., Curzi, P., Emeis, K.C., Glaçon, G., Hasegawa, S., Hieke, W., Mascle, G., McKoy, F., McKenzie, J., Mendelson, J., Muller, C., Rehault, J.P., Robertson, A., Sartori, R., Sprovieri, R. et Torii, M., 1986.** La campagne 107 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) en Mer Thyréniennne: premiers résultats. C. R. Acad. Sc. Paris, 303, II, 5: 391-396.
- Keen, C.E., Boutilier, R., De Voogd, B., Mudford, B. et Enachescu, M.E., 1987.** Crustal geometry and extensional models for the Grand Banks, Eastern Canada: constraints from deep seismic reflection data. In: Beaumont, C. and Tankard, A.J. (Eds), Sedimentary basins and basin-forming mechanism. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, 101-115.
- Keen, C.E. et de Voogd, B., 1988.** The continent-ocean boundary at the rifted margin off eastern Canada: new results from seismic reflections studies. *Tectonics*, 7, 1: 107-124.
- Keen, C., Peddy, C., de Voogd, B. et Matthews, D., 1989.** Conjugate margins of Canada and Europe: Results from deep reflection profiling. *Geology*, 17: 173-176.
- King, L.H., Fader, G.B., Jenking, W.A.M. et King, E.L., 1986.** Occurrence and regional geological setting of Paleozoic rocks on the Grand Banks of Newfoundland. *Can. J. Earth Sc.*, 23: 504-526.
- Klitgord, K.D. et Schouten, H., 1986.** Plate kinematics of the central Atlantic. In: Vogt, P.R. et Tucholke, B.E. (eds). *The geology of the North America*, vol. M: the western North Atlantic region. Geological Society of America, p. 351-377.
- Kornprobst, J. et Tabit, A., 1988.** Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia margin (leg 103, site 637): comparison of their origin and evolution with low-pressure ultramafic bodies in western Europe. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 253-263.
- Kornprobst, J., Vidal, P. et Malod, J., 1988.** Les basaltes de la Marge de Galice (NO de la Péninsule Ibérique): hétérogénéité des spectres de terres rares à la transition continent/océan. *Données géochimiques préliminaires. C. R. Acad. Sci. Paris*, 306: 1359-1364.
- Lallemant, S., Mazé, J.P., Monti, S. et Sibuet, J.C., 1985.** Présentation d'une carte bathymétrique de l'Atlantique Nord-Est. C. R. Acad. Sc. Paris, 300, 4: 145-149.
- Lallemant, S. et Sibuet, J.C., 1986.** Tectonic implications of canyon directions over the northeast Atlantic continental margins. *Tectonics*, 5: 1125-1143.
- Laughton, A.S., Roberts, B.G. et Graves, R.G., 1975.** Bathymetry of the northeast Atlantic; sheet 3. Mid Atlantic Ridge to southwest Europe. C 6568. Hydrog. Nav., Taunton U.K.
- Le Pichon, X. et Barbier, F., 1987.** Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, 2: 133-150.
- Le Pichon, X. et Sibuet, J.C., 1981.** Passive margins: a model of formation. *J. Geophys. Res.*, 86, B5: 3708-3729.
- Malod, J.A., 1987.** Dissymétrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relation avec les modèles de distension. *Bull. Soc. géol. France*, III, 3: 465-472.
- Malod, J.A. et Mauffret, A., sous presse.** Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*,
- Mascle, J., Kastens, K., Auroux, C. et party, L.I.S., 1988.** A land-locked back-arc basin: preliminary results from ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. *Tectonophysics*, 146: 149-162.
- Masson, D.G. et Miles, P.R., 1984.** Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. *Marine Geology*, 56: 279-287.

- Mauffret, A., Boillot, G., Auxière, J.L. et Dunand, J.P., 1978.** Evolution structurale de la marge continentale du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Bull. Soc. géol. France*, 20: 375-388.
- Mauffret, A. et Montadert, L., 1987.** Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). *Mar. Pet. Geol.*, 40: 49-70.
- Mauffret, A. et Montadert, L., 1988.** Seismic stratigraphy off Galicia. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 13-30.
- Mauffret, A., Mougenot, D., Miles, P.R. et Malod, J.A., 1989.** Cenozoic deformation and mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (west of Portugal): results of a multichannel seismic survey. *Can. J. Earth Sciences*, in press.
- McKenzie, D., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40: 25-32.
- Meador, K.J. et Austin, J.A., 1988.** A seismic comparison of the early stratigraphic evolution of conjugate passive continental margins: the Newfoundland/Flemish Basin and the eastern Iberian abyssal plain south of Galicia Bank. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 777-786.
- Montadert, L., Roberts, D.G. et al., 1979a.** Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v.48, Washington, U.S. Government Printing Office,
- Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D.G., Guennoc, P. et Sibuet, J.C., 1979b.** Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. In Talwani, M., Hay, W. and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironments: Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.*, 3, 154-186.
- Montenat, C., Guéry, F. et Berthou, P.Y., 1988.** Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 757-775.
- Mougenot, D., 1988.** Géologie de la marge portugaise. Doctorat d'état, Université Paris 6, 155 p.
- Mougenot, D., Kidd, R.B., Mauffret, A., Regnaud, H., Rothwell, R.G. et Vanney, J.R., 1984.** Geological interpretation of combined Sea-Beam, Gloria, and seismic data from Porto and Vigo Seamounts, Iberian continental margin. *Mar. Geophys. Res.*, 6: 329-363.
- Mougenot, D., Vanney, J.R., Mauffret, A. et Kidd, R.B., 1986.** Les montagnes sous-marines de la marge continentale nord-portugaise. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II: 401-412.
- Moullade, M., Brunet, M.F. et Boillot, G., 1988.** Subsidence and deepening of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 733-740.
- Murillas, J., Mougenot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. et Mauffret, A., sous presse.** Structure and evolution of the Galicia interior basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*,
- Nicholls, I.A., Ferguson, J., Jones, H., Marks, G.P. et Mutter, J.C., 1981.** Ultramafic blocks from the ocean floor southwest of Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56: 362-374.
- Nicolas, A., Boudier, F., Lyberis, N., Montigny, R. et Guennoc, P., 1985.** L'île de Zabargad (Saint-Jean): témoin-clé de l'expansion précoce en Mer Rouge. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301: 1063-1068.
- Nicolas, A., Boudier, F. et Montigny, R., 1987.** Structure of Zabargad island and early rifting of the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, 92, B1: 461-474.

- Ogg, J.G., 1988. Early Cretaceous and Tithonian magnetostratigraphy of the Galicia margin (Ocean Drilling Program Leg 103). In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 659-682.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. et Auzende, J.M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Rapports scientifiques et techniques, CNEXO, Paris, 58, 108 p.
- Parson, C.L. et al, 1985. Seismic stratigraphy and structure of the east Canadian continental margin between 41° and 52° N. Can. J. Earth Sc., 22: 686-703.
- Reid, I., 1987. Crustal structure beneath the southern Grand Banks: Seismic refraction results and their implications. Can. J. Earth Sci.,
- Serri, G., Hébert, R. et Hekinian, R., 1988. Petrology of a plagioclase-bearing olivine websterite from the Goringe Bank (northeastern Atlantic Ocean). Can. J. Earth Sci., 25: 557-569.
- Sibuet, J.C., 1987. Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives. Thèse de doctorat d'état, Université de Bretagne occidentale, Brest, 351p.
- Sibuet, J.C., 1988. Marges passives de l'Atlantique Nord-Est: estimation des paléocontraintes lors du rifting. Bull. Soc. géol. France, (8), IV, 4: 515-527.
- Sibuet, J.C., Mazé, J.P., Amortila, P. et Le Pichon, X., 1987. Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia from Sea-Beam and seismic data. In Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al., Proc. Init. Repts (Pt. A) ODP, 103, 77-97.
- Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et et al, 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, (U.S. Govt. Printing Office), v. 47, 2, 787 p.,
- Srisvastava, S.P. et Tapscott, C.R., 1986. Plate kinematics of the north Atlantic. In Vogt, P.R. and Tucholke, B.E. (eds), The geology of North America, vol. M, the western North Atlantic region, Geological Society of America, 379-404,
- Srisvastava, S.P., Verhoef, J. et Macnab, R., 1988. Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin. Part II: Early opening of the North Atlantic between the British Isles and Newfoundland. Mar. Petrol. Geol., 5: 324-337.
- Styles, P. et Gerdes, K., 1983. St John's Island (Red Sea): a new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zones and at continental margins. Earth Planet. Sc. Lett., 65: 353-368.
- Tankard, A.J. et Welsink, H.J., 1987. Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia Oil Field, Grand Banks, Newfoundland. AAPG Bulletin, 71: 1210-1232.
- Thommeret, M., Boillot, G. et Sibuet, J.C., 1988. Structural map of the Galicia margin. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 31-36.
- Van den Driessche, J. et Brun, J.P., 1987. Rolling structures at large shear strain. J. Struct. Geol., 9, 5/6, 691-704.
- Verhoef, J., Colette, B.J., Miles, P.R., Searle, R.C., Sibuet, J.C. et Williams, C.A., 1986. Magnetic anomalies in the northeast Atlantic ocean (35°-50°N). Mar. Geophys. Res., 8: 1-25.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province - nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 291: 645-648.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci., 22: 108-125.
- Wernicke, B. et Burchfield, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. J. Struct. Geol., 4: 105-115.
- Winterer, E.L., Gee, J.S. et Van Waasbergen, R.J., 1988. The source area for lower Cretaceous clastic sediments of the Galicia margin: geology and tectonic and erosional history. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 697-732.

II.B.3. ETUDE PETRO-STRUCTURALE DES PERIDOTITES DE LA MARGE DE GALICE:

LES PUBLICATIONS.



13. STRUCTURAL ANALYSIS OF PLAGIOCLASE-BEARING PERIDOTITES EMPLACED AT THE END OF CONTINENTAL RIFTING: HOLE 637A, ODP LEG 103 ON THE GALICIA MARGIN¹

Jacques Girardeau, Laboratoire de Pétrologie Physique, Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris VII, Paris, France

Cynthia A. Evans,² Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York
and

Marie-Odile Beslier, Laboratoire de Pétrologie Physique, Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris VII, Paris, France

ABSTRACT

A ridge of peridotite, 100 km long and a few kilometers wide, borders the western edge of the Galicia passive continental margin (Spain) at the contact with oceanic crust. This ridge was drilled at Hole 637A during ODP Leg 103. The peridotites are serpentinized diopside-rich spinel- or spinel + plagioclase-bearing harzburgites and lherzolites that underwent only limited melt extraction during their ascent within the lithosphere.

The foliation in the peridotites shows a nearly constant attitude; dip is constant (20°–30°) to the east-northeast in the upper 50 m of the section and increases to 70° in the deepest 20 m. The stretching lineation is generally downdip (i.e., nearly east-west) except locally, where it is at 45° to the downdip direction. The peridotite, initially coarse grained, displays a mylonitic disrupted texture. It has been plastically deformed in a rotational regime (simple shear), under high-stress conditions (~180 MPa), at high but decreasing temperatures (from up to 1000° to 850°C), and probably at very shallow depths (<7 km). High strain intensities ($\gamma \approx 12$) are estimated for the mylonite formation. After ductile shearing, the peridotite underwent some brittle deformation, allowing for complete serpentinization and the opening of fractures that are now filled by serpentine and calcite. Some fracturing continued after the calcite injection.

The Hole 637A peridotites probably represent asthenospheric material emplaced in a stretched continental margin during the first stage of ocean accretion. The geometry and kinematics of the peridotite emplacement are consistent with a roughly east-west opening of the Atlantic Ocean.

INTRODUCTION

From samples recovered by dredging and drilling in oceanic domains, it is now known that the oceanic floor is not always made of mafic rocks but also consists locally of serpentinized peridotites. These peridotites comprise escarpments or protrusions in transform faults (Bonatti and Honnorez, 1976; Bonatti and Hamlyn, 1978; 1981) and blocks forming topographic highs along oceanic ridges (Mid-Atlantic Ridge; Aumento and Loubat, 1971; Tiezzi and Scott, 1980) or are intercalated within sediments or basalts (Mid-Atlantic Ridge, DSDP Leg 37—Helmstaedt, 1977; Sigurdsson, 1977; DSDP Leg 45—Boudier, 1979; Sinton, 1979; DSDP Leg 82—Michael and Bonatti, 1985; ODP Leg 109—Bryan et al., 1986). Peridotites also crop out on the ocean floor of some incipient oceans (Red Sea—Bonatti et al., 1981, 1986; Styles and Gerdes, 1983; Nicolas et al., 1985, 1987) or small oceans (Tyrrhenian Sea—Kastens et al., 1986), and they locally form elongate ridges at the boundary between continental and oceanic domains (southwest of Australia—Nicholls et al., 1981; northwestern part of the Iberian margin—Boillot et al., 1980, 1986a). Similar occurrences are documented in ancient rocks, as shown by studies of remnants of oceanic floor such as the Western Alps ophiolites (Decandia and Elter, 1982; Lombardo and Pognante, 1982; Lagabrielle, 1982; Lemoine et al., 1987).

Explanations for the presence of peridotites on or close to the seafloor are still debated. These occurrences can result from secondary tectonics (fault displacement) or from primary man-

tle upwelling processes. In places where the oceanic crust is very thin, such as along transform faults or along ridge valleys of slow-spreading ridges, it is quite possible that the peridotites were carried directly onto the oceanic floor by motion along normal faults. Such a mechanism has been proposed to explain the uplift of the peridotites recovered along ridges or transform-fault segments of ridges. However, this does not explain the original ascent of peridotites exposed on Zabargad Island (Nicolas et al., 1985, 1987; Bonatti et al., 1986), in the Alps (Nicolas, 1984), in the Betics (Obata, 1977; Tubia and Cuevas, 1987), and in the Pyrenees (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Kornprobst and Vielzeuf, 1984) in consideration of their petrological and structural characteristics; these peridotites probably resulted from hot mantle uplift during continental rifting or transcurrent crustal thinning. Finally, to explain the peridotites cropping out at the boundary between continents and oceans, Boillot et al. (1986b, 1987) proposed that the rise of peridotites to the surface can result simply from tectonic denudation of the mantle as a consequence of stretching of the lithosphere during rifting.

The peridotites cropping out along the oceanic crust at the foot of the Galicia margin (northwestern Spain) were cored at Hole 637A during Ocean Drilling Program (ODP) Leg 103. This paper presents a structural study of these peridotites aimed at defining their deformation history. From the geometry of the peridotite ridge, the kinematics of emplacement of the peridotites, and the physical conditions prevailing during their uplift as inferred from microstructural and petrological data, we attempt to constrain mantle-rising processes during the first stages of ocean formation.

REGIONAL BACKGROUND

The Galicia margin is a deep, 300-km-wide passive continental margin extending west from the Iberian Peninsula (Fig. 1).

¹ Boillot, G., Winterer, E. L., et al., 1988. *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

² Present address: CA8, NASA, Johnson Space Center, Houston, TX 77058.

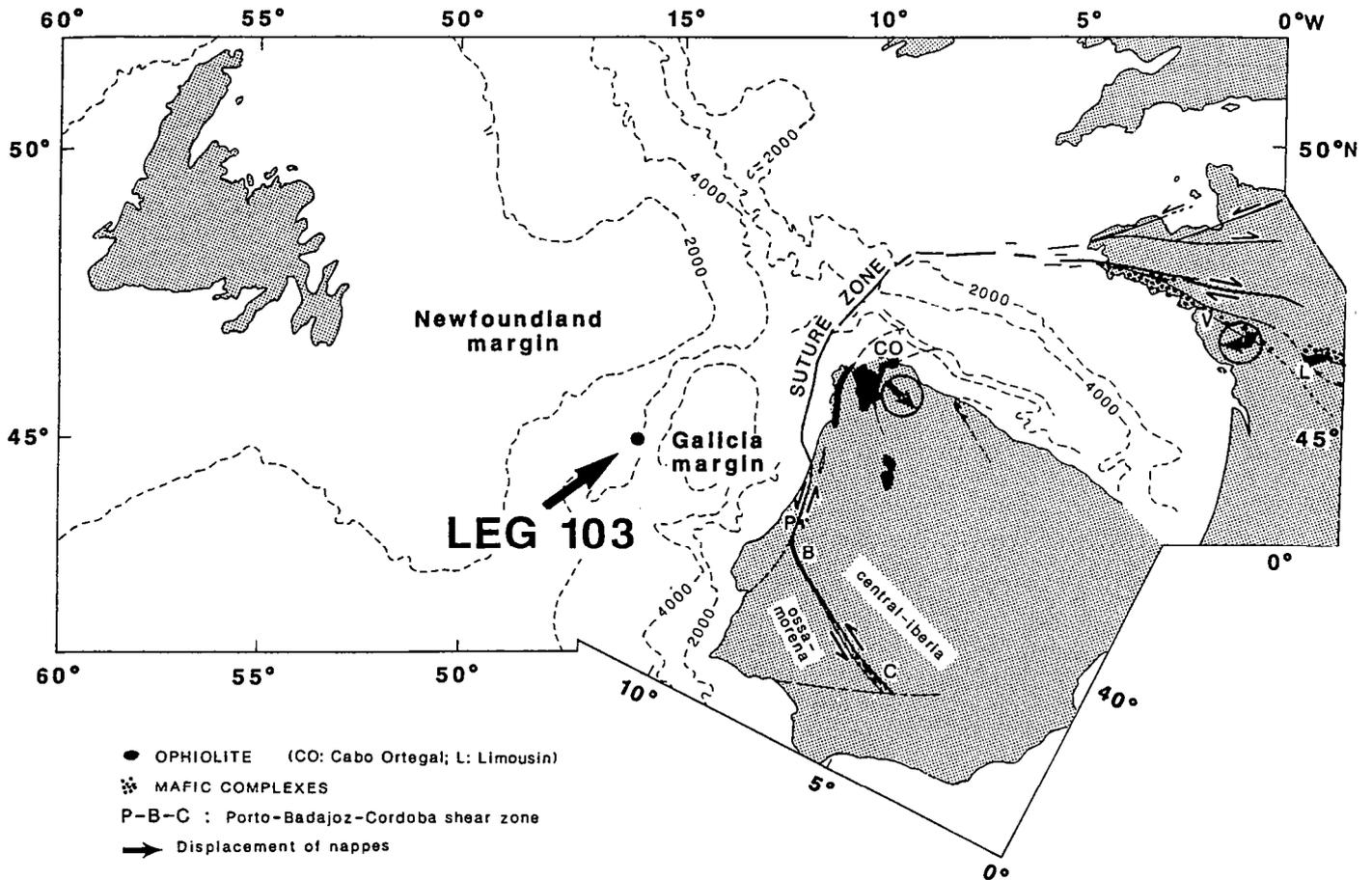


Figure 1. Sketch map showing the continent pattern before the North Atlantic opening (modified after Lefort, 1980; Lefort and Ribeiro, 1980; Burg et al., 1981). The circled arrows give the sense of displacement of the nappes; CO = Cabo Ortégal (data from Iglesias et al., 1983; Matte, 1983; 1986); V = Vendée and L = Limousin (Burg, 1981; Brun and Burg, 1982; Girardeau et al., 1986; Burg et al., 1987).

The lithology of the Galicia margin plutonic and metamorphic basement from dredge data indicates that the Galicia margin belongs to the Ossa-Morena Zone, rather than the Central Iberia Zone (Capdevila and Mougén, this volume). The Galicia margin is separated from the central part of Iberia by a major tectonic discontinuity (Lefort, 1980; Lefort and Ribeiro, 1980) corresponding to the northern extension of the Porto-Badajoz-Cordoba sinistral shear zone (Burg et al., 1981), which represents the major Variscan suture zone (Fig. 1). Kinematics of the Variscan collision zone imply a top-to-the-southeast shear during nappe emplacement in Galicia area (Iglesias et al., 1983; Matte, 1983, 1986) making interpretation of Hole 637A peridotites as remnants of a Variscan sheet difficult. Petrologic and structural comparison between the Hole 637A peridotites and the Variscan peridotites (Cabo Ortégal—Vögel, 1967; Van Calsteren, 1978; Ibarra et al., 1987) (Limousin—Dubuisson et al., 1987) supports this, and we will not further consider the Variscan nappe hypothesis in this paper.

The Galicia margin is made up of several blocks that are well defined on Sea Beam bathymetric maps (Sibuet et al., 1987) and on seismic profiles (Montadert et al., 1974, 1979; Groupe Galice, 1979) (Figs. 2A and 2B). The blocks are tilted to the east (Fig. 2B) and the resulting half-grabens are filled by Lower Cretaceous syn-rift sediments and disconformably covered by a post-upper Aptian post-rift sedimentary sequence (Sibuet and Ryan, 1979). The southern part of the margin was not affected by the Pyrenean tectonics, unlike its northern part, which was gently tilted and uplifted (Boillot et al., 1979).

A 100-km-long, 10-km-wide ridge of peridotites borders the western part of the margin along the Iberian Abyssal Plain. Geophysical data suggest that this abyssal plain is underlain by typical oceanic crust. The ridge, generally buried under Mesozoic and Cenozoic sediments, crops out on Hill 5100 in the southwestern part of the margin, and resembles a dome or a tilted block on seismic profiles (Figs. 2C and 2D). Petrologic study of a strongly weathered sample recovered by dredging revealed that the ridge is composed of totally serpentinized spinel-plagioclase-bearing lherzolite showing subcontinental affinities (Boillot et al., 1980). These authors proposed that the ridge was made of totally serpentinized peridotites emplaced by diapirism (buoyancy) during the first stages of formation of the Atlantic Ocean.

HOLE 637A PERIDOTITES

Petrographic Data

Seventy meters of peridotites was cored on the eastern flank of Hill 5100 at Hole 637A (Cores 103-637A-23R through 103-637A-30R), but only 39 m of rock was recovered, consisting of yellow to brown peridotites that generally display a well-defined foliation (Fig. 3A). The section is locally crosscut by mylonitic shear zones (Fig. 3B) except at the top (Core 103-637A-23R and part of Core 103-637A-24R), where they are almost totally replaced by calcite, and the base (parts of Cores 103-637A-28R and 103-637A-29R), where they are strongly brecciated and crosscut by abundant calcite or serpentinite veins. Calcite veins are

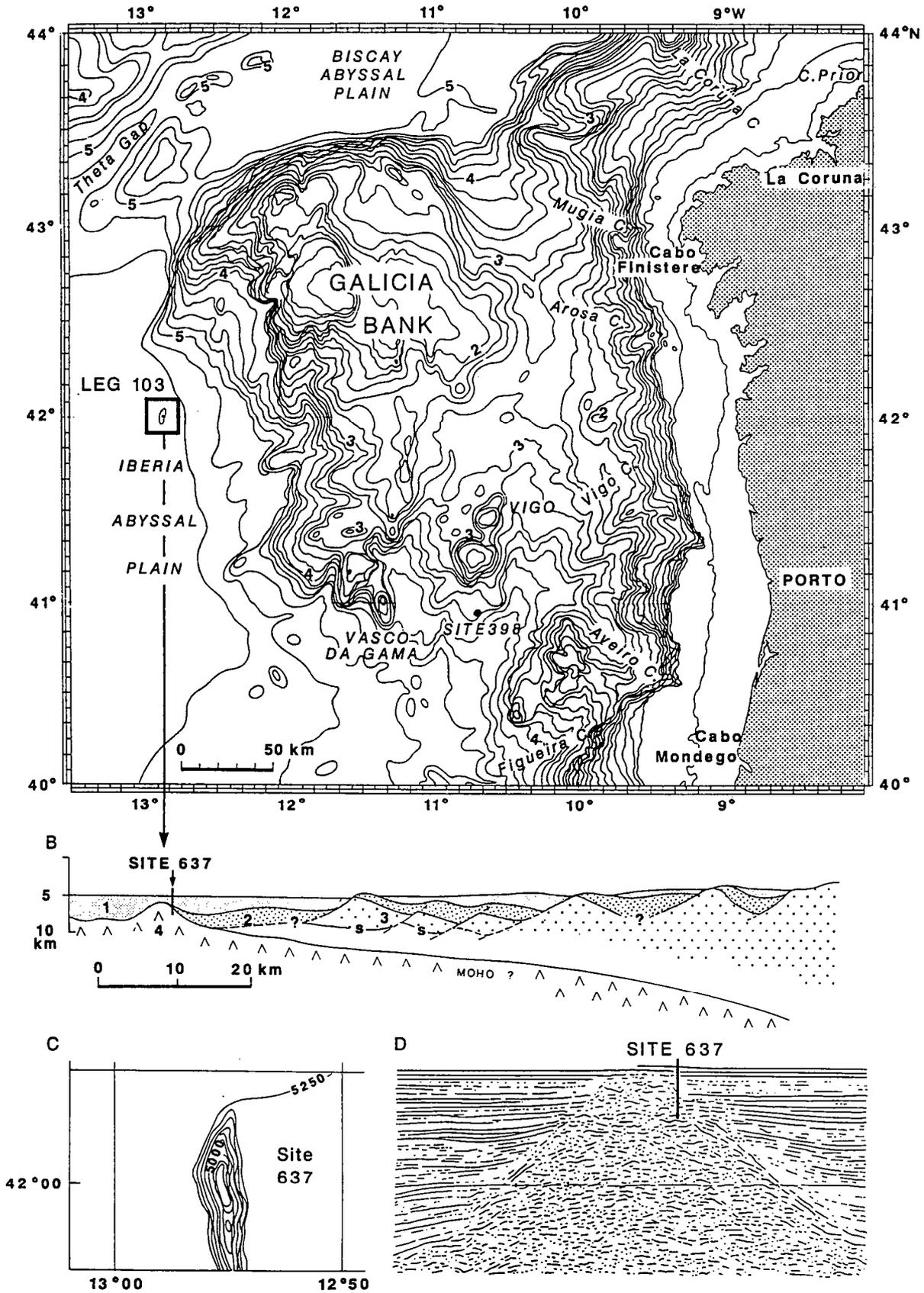


Figure 2. Location of Hole 637A at the boundary between the stretched continental margin (Galicia margin) and the Iberian Abyssal Plain on Hill 5100. A. Bathymetry after Lallemand et al. (1986). B. Interpreted cross section from Boillot et al. (1986a). C. Sea Beam bathymetry from Sibuet et al. (1979). D. Seismic profile from Institut Français du Pétrole (courtesy of L. Montadert).

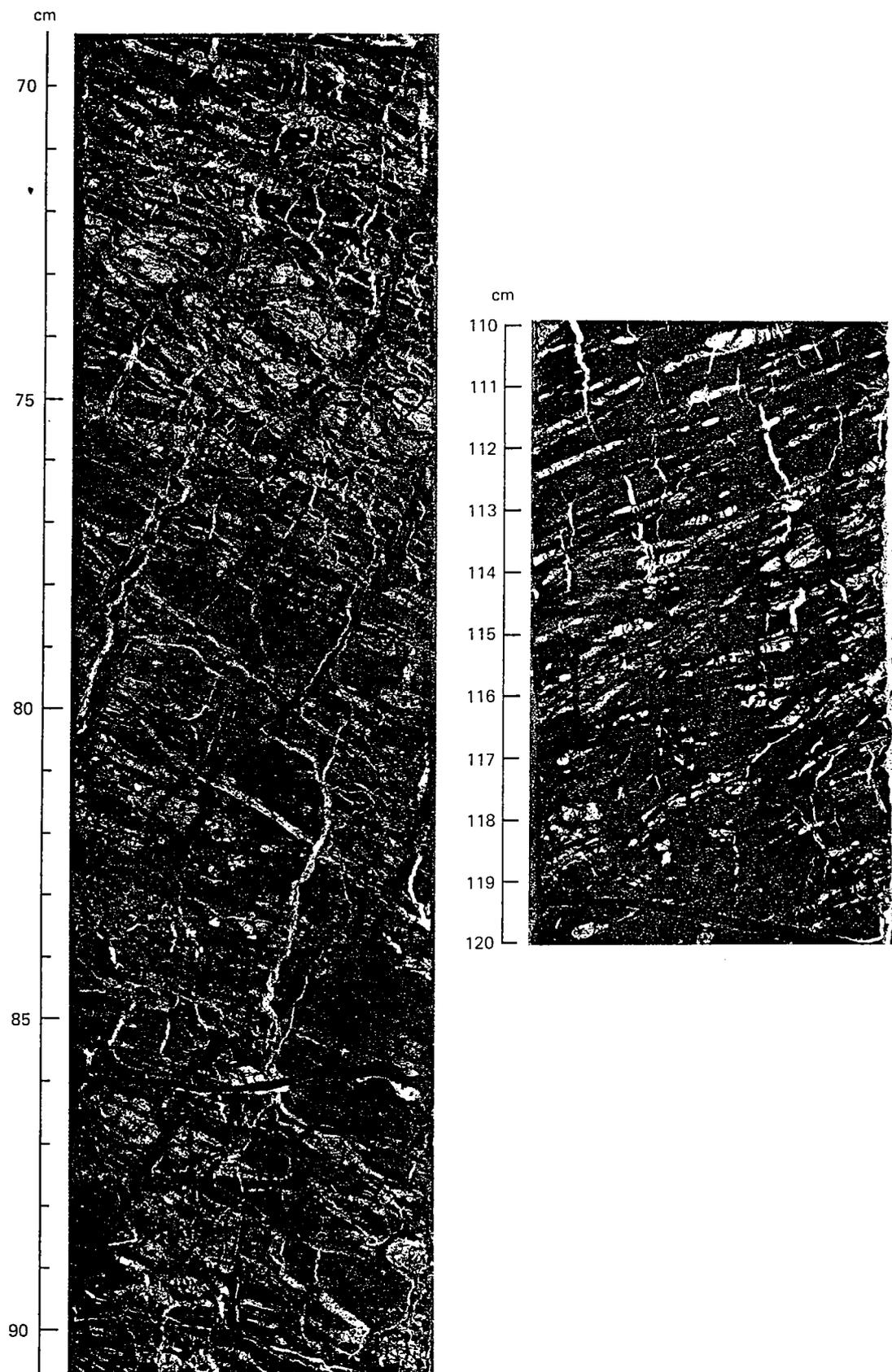


Figure 3. Core photographs. A. Representative texture of the Hole 637A peridotites (Sample 103-637A-26R-2, 69-91 cm). The peridotite is rich in orthopyroxene, with a well-developed foliation plane roughly corresponding to the S_1 mylonitic foliation. B. Five-cm-thick shear zone crosscutting the S_1 foliation (Sample 103-637A-25R-4, 110-120 cm). Note that the peridotite becomes less depleted in orthopyroxene downsection.

common throughout the cored section (Samples 103-637A-23R-2, 135–150 cm, 103-637A-23R-3, 0–100 cm, 103-637A-24R-1, 0–150 cm, 103-637A-25R-1, 0–150 cm, 103-637A-25R-2, 0–150 cm, 103-637A-25R-3, 0–105 cm, 103-637A-25R-4, 20–100 cm, 103-637A-25R-5, 0–150 cm, 103-637A-25R-6, 0–80 cm, 103-637A-26R-1, 1–40 cm, 103-637A-26R-3, 0–150 cm, 103-637A-26R-4, 0–60 cm, 103-637A-27R-1, 1–105 cm, 103-637A-27R-2, 1–110 cm, 103-637A-27R-3, 1–50 cm, 103-637A-27R-4, 1–105 cm, 103-637A-27R-5, 0–105 cm, 103-637A-27R-6, 1–105 cm, 103-637A-28R-1, 30–150 cm, and 103-637A-28R-2, 40–150 cm) and probably correspond to minor (centimeter- to meter-thick), late brittle faults of unknown geometry.

Although the peridotites are generally strongly serpentinized or replaced by calcite, most of the more than 70 samples studied contain fresh relicts of the primary phases, that is, olivine, spinel, orthopyroxene, clinopyroxene, and some plagioclase. The original modal composition of the peridotite would have varied mostly from diopside-rich harzburgites (diopside = 2%) to lherzolites (diopside = 5%–7%). However, more depleted facies occur in some places (Samples 103-637A-25R-4, 125–150 cm, 103-637A-26R-4, 60–75 cm, 103-637A-27R-1, 110–150 cm, and 103-637A-28R-2, 1–40 cm). The peridotites also display locally some orthopyroxene-rich facies (Samples 103-637A-25R-5, 17–30 cm, 103-637A-25R-6, 89–91 cm, 103-637A-26R-1, 128–150 cm, and 103-637A-27R-4, 60–65 cm) and, more rarely, thin clinopyroxene lenses, about 5 mm thick and a few centimeters long (Samples 103-637A-25R-1, 100–102 cm and 103-637A-26R-3, 29–30 cm). Although fresh clinopyroxene and spinel occur in almost all of the samples studied, only a few still contain olivine relicts. Plagioclase is rarely fresh and is, therefore, difficult to recognize; it rims spinel, constitutes isolated interstitial crystals (Fig. 4A), or forms discontinuous veinlets (Fig. 4B). Secondary products, including various types of amphiboles and serpentines, chlorite, magnetite, hematite, and clay minerals, have developed in the peridotites to various degrees in the presence of water (Agrinier et al., this volume). Despite the pervasive alteration of the rocks, the shapes of some of the primary phases (in particular that of orthopyroxene), are recognizable in thin sections or on polished samples.

Structural and Microstructural Data

Previous Data

The main tectonic structures observed in the Hole 637A peridotites, foliation planes of the peridotites and injection planes

of the calcite veins, were directly measured aboard ship. The former structures have been related to high-temperature plastic deformation and the latter to brittle deformation that would have occurred after the peridotite was serpentinized (i.e., probably after the peridotite was in its present tectonic position). From our shipboard study, we concluded that the main foliation plane (Fig. 5) in the peridotite dips about 20°–30° in the upper 50 m of the cored section (Cores 103-637A-23R through 103-637A-28R), increasing to 70° in the bottom 20 m of the section (Cores 103-637A-28R and 103-637A-29R). According to the paleomagnetic data (see “Site 637” chapter; Shipboard Scientific Party, 1987), the foliation dips to the east; this interpretation was later confirmed by diving with the submersible *Nautille* on the western flank of Hill 5100 (Boillot et al., 1986a; this volume). The lineation is oriented downdip in the foliation (i.e., east-west), and shear sense indicates a top-to-the-east motion along the shear planes. The calcite veins were injected in planes parallel to the foliation or in planes perpendicular to both foliation and lineation in the peridotite. Their attitudes are consistent with normal displacement along late faults parallel to the peridotite foliation. This paper does not give any new structural data about the calcite vein injection, which occurred at very low temperature when the peridotite was close to the seafloor (Agrinier et al., this volume; Kimball and Evans, this volume; Evans and Baltuck, this volume). Note, however, that some fracturing of the peridotite postdates injection of the calcite veins.

New Data

Structural analysis of the peridotites presented in this paper was performed on about 70 samples. All of these samples were cut parallel to the foliation plane to measure the stretching lineation, which was not identified aboard ship. Thin sections were cut parallel to the *XZ* and *YZ* planes for strain-stress analysis.

Shore-based analysis of the general attitude of the foliation agrees with that determined aboard ship (Fig. 5). This foliation roughly corresponds to the S_1 mylonitic foliation obvious throughout the recovered section (Figs. 3A and 6A). However, deformation is heterogeneous, as is best evidenced in the freshest samples (Samples 103-637A-27R-3, 31–33 cm, and 103-637A-27R-3, 46–48 cm), which exhibit several types of textures that allow for understanding of the evolution of the peridotite.

A “primary” S_0 foliation can be recognized in the peridotites, marked by spinel crystals (Fig. 6B). The S_0 foliation is cross-

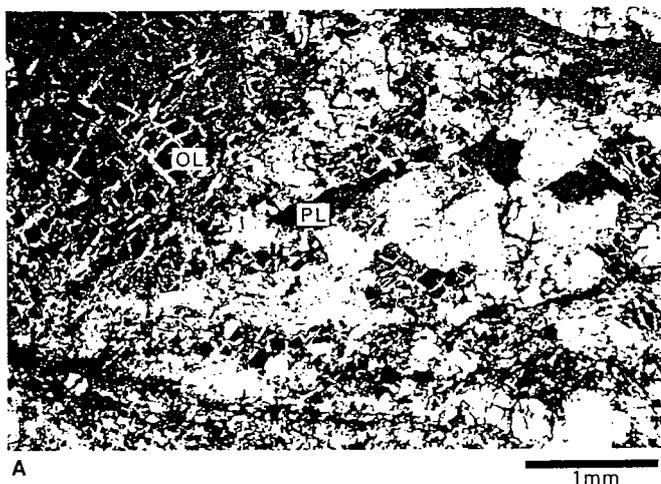


Figure 4. Photomicrographs of thin sections showing plagioclase (PL) forming (A) interstitial crystals (Sample 103-637A-27R-3, 46–66 cm) or (B) veinlets (Sample 103-637A-27R-2, 114–117 cm). OL = olivine; SERP = serpentine.

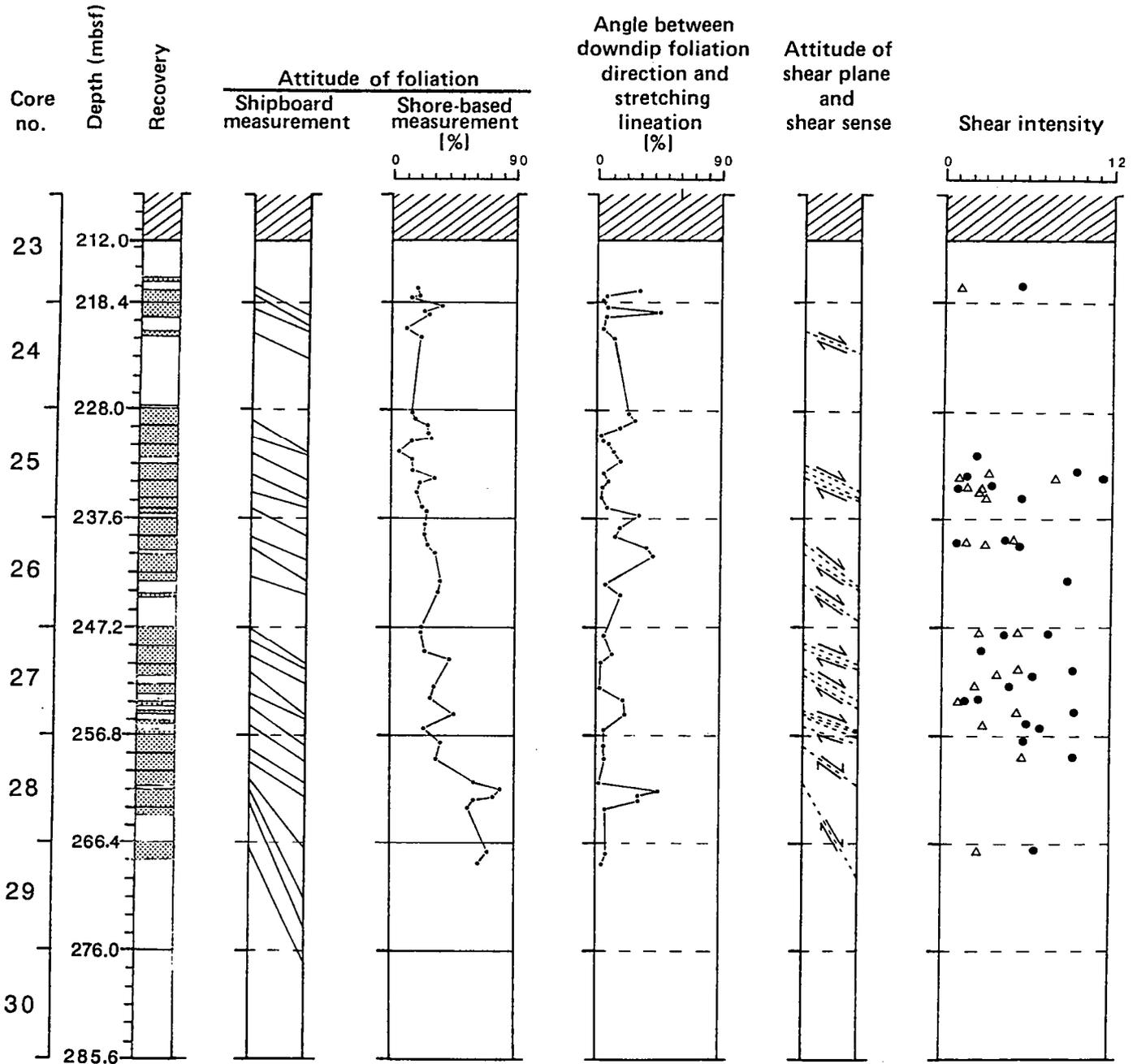


Figure 5. Schematic structural and microstructural cross sections of peridotite recovered at Hole 637A. Shear intensity (far right column) determined using the formula $\gamma = 2\cot\theta_2\alpha$ (solid circles) and $\gamma = \lambda_1 - \lambda_2$ (open triangles).

cut at a small angle (15° to 30°) by an S_1 mylonitic foliation that is well defined by highly stretched orthopyroxene crystals (Figs. 6A-6D). When present, the olivine porphyroclasts (which are poorly recrystallized at their periphery into large neoblasts) are elongate parallel to this S_1 foliation, displaying wide kink bands (Figs. 6C and 6D). Along the mylonitic bands, all primary phases, such as pyroxenes (both orthopyroxene and clinopyroxene), olivine, and spinel, have recrystallized into a fine-grained matrix (Fig. 6E). The thickness of these mylonitic bands varies from a few millimeters to more than 10 cm. One of the most important characters of these mylonites is the existence of thin (generally less than 1 mm thick) ultramylonitic bands that cross-cut the whole rock (Figs. 6C and 6D). In these bands there is a drastic grain-size reduction with respect to that observed in the

mylonitic foliation (Fig. 6E). The ultramylonitic bands produce some boudinage of the orthopyroxene crystals and lead to the formation of a disrupted texture in most of the peridotites studied. Where olivine no longer exists, the mylonitic foliation and the ultramylonitic bands can still be recognized (Fig. 6A). On the other hand, the S_0 foliation, S_1 mylonitic foliation, and ultramylonitic bands dip the same direction, with S_1 being steeper than S_0 and the ultramylonitic bands steeper than S_1 . The rotation of these successive structures is consistent with that expected from the shear sense determined from these rocks (see the following sections).

Plagioclase has recrystallized together with the other primary phases along the ultramylonitic bands. It generally rims spinel, concentrates in bands parallel or oblique to the S_1 foliation, or

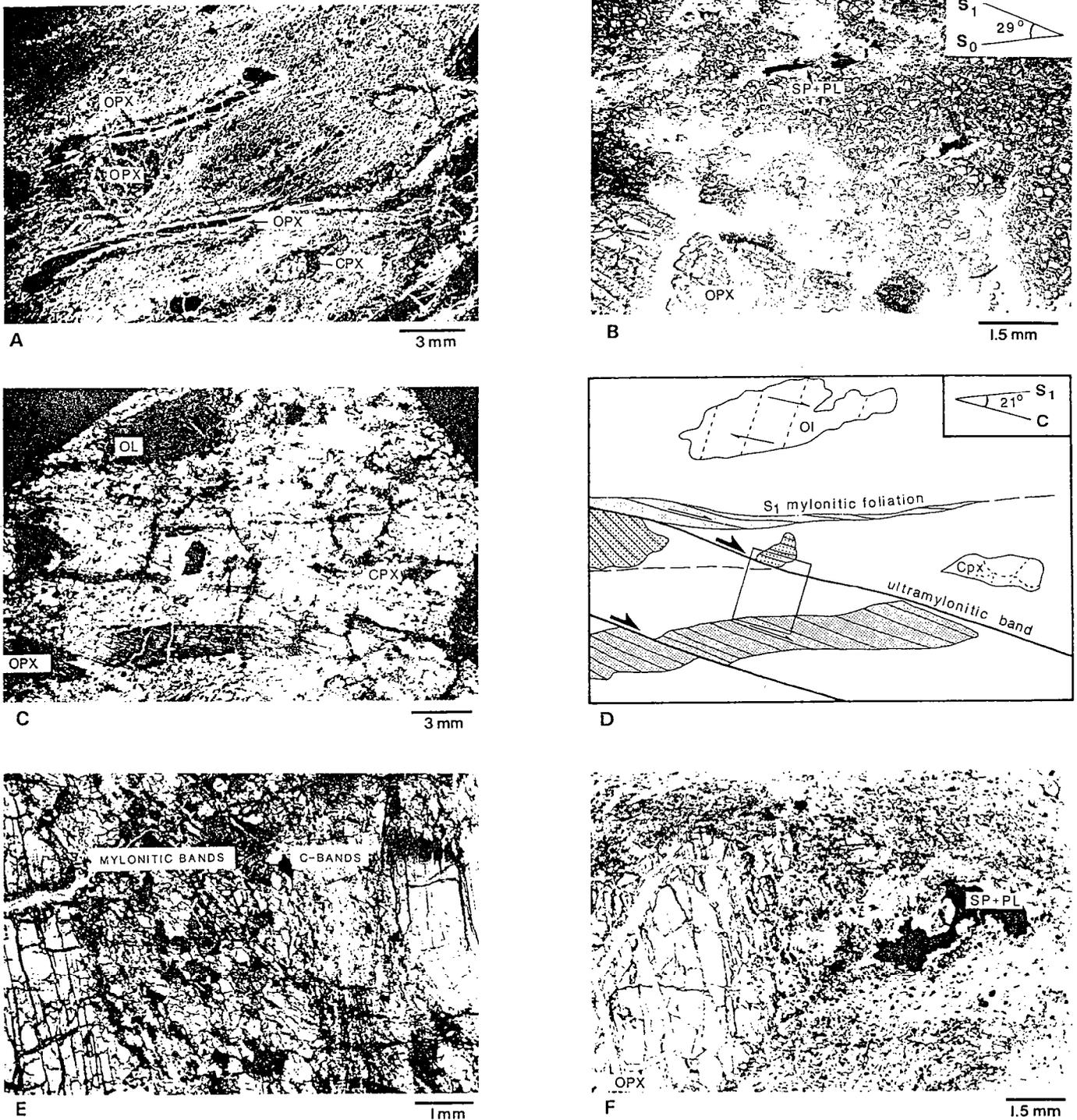


Figure 6. Photomicrographs of thin sections showing representative textures of the Hole 637A peridotites. **A.** Totally serpentinized peridotite. The extremely elongated orthopyroxene (OPX) crystals (now completely transformed into bastite) that define the S_1 mylonitic foliation coexist with rounded ones. Clinopyroxene (CPX) has completely recrystallized and locally forms asymmetric lenses. This heterogeneous disrupted texture is the most common texture of the Hole 637A peridotites (Sample 103-637A-28R-2, 2-25 cm). **B.** Attitude of S_0 foliation marked by elongate spinels (black) relative to the S_1 mylonitic foliation defined by the orthopyroxene crystal (OPX) elongation. Note that spinel is rimmed by plagioclase (white) (Sample 103-637A-27R-3, 31-33 cm). **C and D.** Attitude of the S_1 mylonitic foliation marked by strongly elongated orthopyroxene crystals (dashed crystals) relative to the ultramylonitic bands along which the grain size is extremely reduced. Note the presence of large olivine porphyroclasts remnants (OL) and of totally recrystallized clinopyroxene (CPX) lenses. The ultramylonitic bands crosscut the S_1 foliation at about 20°, producing some boudinage of the orthopyroxene crystals. Displacement along the ultramylonitic bands sometimes reaches 1 cm (Sample 103-637A-27R-3, 31-33 cm). **E.** Reduction in grain size from the S_1 mylonitic foliation to the ultramylonitic C-band (Sample 103-637A-27R-3, 31-33 cm). **F.** Spinel (black) asymmetric crystallization queue developing from a rounded asymmetric orthopyroxene crystal (OPX). Note that spinel is rimmed by plagioclase (white) (Sample 103-637A-23R-3, 44-46 cm).

forms interstitial crystals that may have crystallized from trapped magmas (Fig. 4A). More rarely, the plagioclase constitutes crystallization aggregates of asymmetrical, subspherical orthopyroxene crystals (Fig. 6F), which may suggest that plagioclase formed partly during the S_1 deformation. However, these structures might simply reflect some migration of plagioclase during deformation.

The stretching lineation is generally subparallel to the foliation downdip direction. However, it sometimes stands at about 45° from the foliation, particularly in samples for which the foliation dips sharply (Fig. 5), as is also the case to the north of the studied area (Beslier et al., 1988).

Physical Conditions of Deformation

Regime of Deformation and Shear Sense

The noncoaxial regime of the deformation is evidenced at different scales, principally by the development of the ultramytonitic bands interpreted as shear bands (Figs. 6C and 6D) or the α obliquity on petrofabric diagrams (Fig. 7), but also by the asymmetry of the pyroxene crystals and subsequent crystallization aggregates (Fig. 6F). Figures 6C and 6D show that the olivine glide plane (perpendicular to the kink band boundaries), the orthopyroxene glide planes (parallel to the exsolution lamellae), and the ultramytonitic bands are all parallel, indicating that they formed during the same deformation event. Four representative olivine- and orthopyroxene-porphyroblast-petrofabric diagrams are shown in Figure 7. Olivine displays good crystallographic orientations (Figs. 7A and 7C), with the [010] axes oriented at a high angle to the foliation and the [100] axes close to the spinel lineation. Such a fabric indicates that the deformation occurred in a noncoaxial regime by translation glide according to the [100] (010) slip system, which is activated at high temperature ($\geq 1000^\circ\text{C}$ for geological strain rates, that is, $\approx 10^{14}/\text{s}$; Carter and Avé Lallemant, 1970; Mercier, 1986). The orthopyroxenes (Figs. 7B and 7D) also show a good preferred orientation in agreement with the (100) [001] slip system activated at high temperature. Following Mercier (1986) and in consideration of the deviatoric stress values estimated here for mylonitization of the peridotite (≈ 180 MPa; see next section), the (010) [100]/{0kl}[100] olivine glide-system transition curve attitude, and also that of the enstatite slip-twinning inversion, we can estimate that the deformation responsible for the formation of the S_1 foliation occurred at a minimum temperature of 1000°C .

The absence of double maxima or conjugate girdles of $[010]_{ol}$ and $[100]_{en}$ (projections of the glide planes) on the petrofabric diagrams strongly suggests that deformation occurred dominantly by simple shear or that the pure shear component was negligible. The constant attitude of the orthopyroxene slip planes with respect to the foliation in all study samples is consistent with such a hypothesis.

The shear sense can be best determined on petrofabric diagrams using the angle α between the foliation and shear planes. The shear sense can also be determined using the obliquity between the elongation plane of the orthopyroxenes and their (100) exsolution glide planes. Single-crystal shear senses are all consistent and therefore, are regarded as reflecting the general sense of shear of the rocks. Regardless of which of the three methods is used, all measurements give the same sense of shear (Fig. 5).

Strain Intensity

The strain intensity, γ , can be estimated using the formula $\gamma = 2\cot\alpha$ (Nicolas and Poirier, 1976). The obliquity, α , is the angle between the foliation plane and the shear plane and can be measured on olivine fabrics or directly estimated on thin sections in which orthopyroxenes present a strong elongation, with

the shear plane being parallel to the (100) clinopyroxene exsolution lamellae. The α obliquity ranges from 10° to 20° , yielding γ values ranging from 2.3 in the least deformed facies to 11.6 in the true mylonites (Fig. 8A).

The strain intensity can also be estimated using the formula $\gamma = \lambda_1 - \lambda_2$ (Ramsay, 1967), assuming that deformation occurred by simple shear. It is possible to reconstruct the initial shapes of the stretched orthopyroxene crystals because their elongation results from gliding along the (100) slip planes marked by the exsolution lamellae. This allows direct estimation of λ by using the formula $\lambda = 1 + e$, where $e = (l_1 - l_0)/l_0$ and l_0 and l_1 represent the initial and final lengths of the crystal, respectively. The λ values obtained by this method vary from 0.2 to 8.2. (Fig. 8B).

Reconstructed orthopyroxene crystals sometimes have typical rectangular or rounded shapes. However, many of them have their (100) slip plane perpendicular to their elongation (as those defining the "b" lineations of Darot and Boudier, 1975). This implies that these orthopyroxene crystals derive from what were once much larger crystals that were disrupted along subgrain boundaries during an earlier deformation possibly related to the formation of the S_0 foliation. Therefore, we consider that the initial peridotite had a very coarse grain characterized by the presence of large orthopyroxene crystals. The latter feature, however, could come from previously existing orthopyroxene-rich bands, now strongly boudinaged and scattered within the peridotite.

The γ strain intensities obtained by these two methods largely underestimate the bulk deformation encountered by the peridotite, because most of the stretching of the rock occurred by plastic gliding of the olivine matrix, which is much less competent. The average stretching amount calculated from the pyroxene elongation is about 280% for the whole section, with a maximum value of 730%.

Stress Estimates

The deviatoric stress $\sigma_D = \sigma_1 - \sigma_3$ can be directly estimated from the olivine recrystallized grain size, according to experimental data (Post, 1973; Mercier et al., 1977; Ross et al., 1980). Depending on the recrystallization process, two distinct laws have been established for stress estimates:

$$\begin{aligned}\sigma_D &= 74.5D^{-1} \text{ for subgrain rotation (SGR) (Mercier, 1980)} \\ \sigma_D &= 4.81D^{0.787} \text{ for grain-boundary migration (GBM) (Ross et} \\ &\text{al., 1980),}\end{aligned}$$

where the deviatoric stress is in MPa, and D represents olivine grain size measured in millimeters.

Although the peridotites are generally strongly serpentized, some samples contain abundant olivine remnants (Samples 103-637A-27R-3, 31-33 cm, and 103-637A-27R-3, 46-50 cm). They display well-developed disrupted textures with several generations of neoblasts growing from preexisting porphyroclasts (Fig. 6C). The latter are rather scarce, but a few of them persist in the peridotites. They are only poorly recrystallized into large, poorly oriented neoblasts (≈ 1 mm); thus, it is possible to define their initial shapes and thereby estimate their minimum sizes. The larger crystals are 10 mm long (Figs. 6C, 6D, and 9), which evidences a low-stress (0.7 to 7 MPa) deformation history before the development of the S_1 mylonitic foliation and ultramytonitic bands. Intensive recrystallization occurred during the formation of the S_1 mylonitic foliation, along which the neoblast grain size averages 0.3 mm (Figs. 6E and 9), which leads to σ_D stress estimates of about 190 MPa. In the ultramytonitic bands, the neoblast grain size is extremely reduced to only 0.01 mm on average (Figs. 6E and 9), which also yields very high stress values for

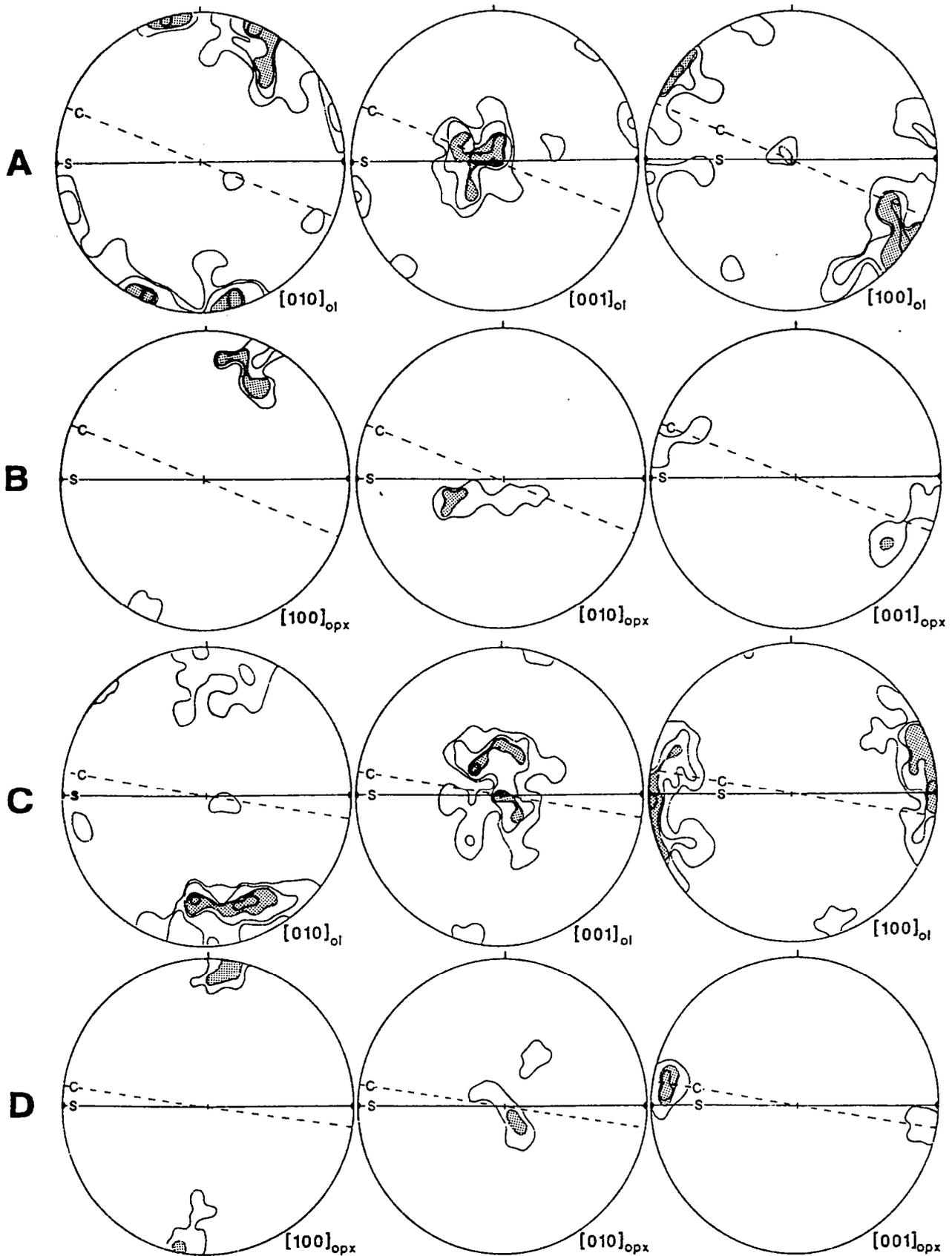


Figure 7. Olivine (A and C) and orthopyroxene (B and D) preferred orientation (equal-area projection, lower hemisphere). The solid lines represent the trace of the foliation (s) and the solid dots the attitude of the lineation; the dashed lines (c) represent the trace of the shear planes. Contours are for 18%, 13%, 8%, and 4% for olivine; 43% and 21% for orthopyroxene.

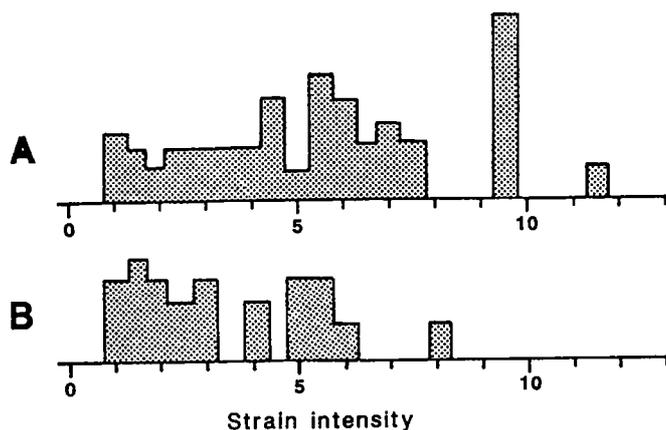


Figure 8. Strain intensity (γ) determined using the formulas (A) $\gamma = 2\cotg 2\alpha$ and (B) $\gamma = \lambda_1 - \lambda_2$, with λ_1 and λ_2 determined from orthopyroxene shapes.

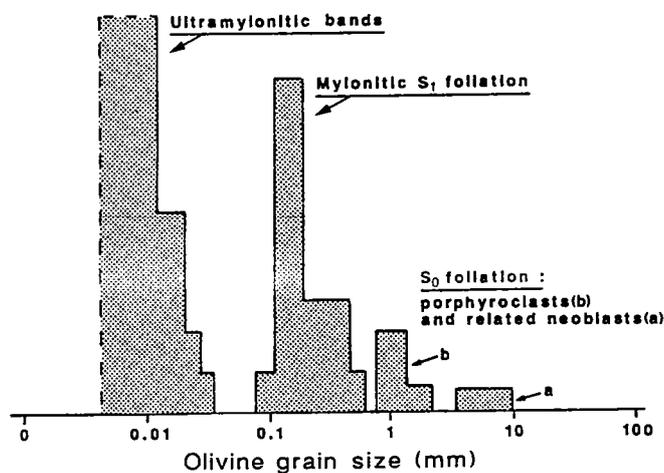


Figure 9. Variations in olivine grain size within the Hole 637A peridotites.

formation (several tens of GPa using SGR—i.e., unrealistic values—and about 180 MPa using GBM). The high stress values inferred for the mylonitization event that probably occurred at a temperature around 850°C (see next section) are consistent with that necessary to nucleate the exsolution lamellae in the orthopyroxenes by twinning or lattice inversion at this temperature (≈ 250 MPa; Mercier, 1986).

Temperatures and Pressures of Equilibrium

Because the geochemical signature of Hole 637A peridotites is discussed in other chapters in this volume (Evans and Girardeau; Kornprobst and Tabit), we present here only the data necessary to document evolution of the equilibrium condition(s) during peridotite emplacement.

Chemical compositions of mineral phases were obtained with a CAMEBAX microprobe (Camparis Université Paris VI), using oxide standards and natural minerals (PHN 1611) for tests. The accelerating voltage was 15 kV, the beam current 40 μ A, and the counting time varied from 30 to 50 s, depending upon the elements. The olivine and spinel crystals were analyzed at their cores to best estimate their primary compositions, using normal point-analysis techniques. Because orthopyroxenes from Hole 637A peridotites are characterized by the presence of abundant exsolution lamellae, microprobe point-analysis techniques

(even with a broad beam) can not give the original composition of the pyroxene crystals. Therefore, we have integrated the exsolution lamellae composition to obtain the bulk-pyroxene original composition for the best estimate of the primary equilibrium conditions or, at least, conditions close to those existing during formation (Mercier et al., 1984). In the Hole 637A peridotites, the clinopyroxenes are much smaller than the orthopyroxenes (more than 10 times) and do not show any exsolution lamellae, as is generally observed in clinopyroxenes from mylonites. This indicates that they have been rehomogenized and/or reequilibrated during the mylonitization event.

If some degree of equilibrium was achieved during peridotite emplacement, one would expect to find correlations between certain determinant geochemical parameters tying orthopyroxene, clinopyroxene, and spinel. To test the equilibrium state, we will refer to theoretical equilibrium curves worked out using independent thermometric methods (Benoit, 1987). Figure 10 shows $Al^*_{(opx)}$ corrected for Cr dilution effect by spinel vs. the Ca^* of pyroxenes corrected for their Na content (Mercier and Bertrand, 1984; Bertrand and Mercier, 1985). In Figure 10A ($Al^*_{(opx)}$ vs. $Ca^*_{(opx)}$), most of the data plot above the theoretical equilibrium line, which indicates that clinopyroxene is not in equilibrium with orthopyroxene, as suggested by the clinopyroxene specific texture (see preceding discussion). However, orthopyroxene records a previous equilibrium state with a clinopyroxene buffer, as the data points now fall on the Al^*/Ca^* correlation curve (Fig. 10B).

Several mineralogical thermometers or thermobarometers based on transfer reactions have been proposed to estimate the temperature and pressure of equilibrium of the studied peridotites. Using the aluminum content of coexisting orthopyroxene and spinel phases (Bertrand et al., 1987) or the diopside-transfer reaction (Benoit, 1987), the calculated equilibrium temperatures range from 970° to 1130°C for the porphyroclasts and from 730° to 970°C for the neoblasts from the shear zones (Figs. 11A and 11B). When using the En-transfer reaction of Bertrand and Mercier (1986), which is almost insensitive to the orthopyroxene composition as a result of the form of the equilibrium constant, we obtain much lower temperatures, ranging from 830° to 870°C for both porphyroclasts and neoblasts (Fig. 11C). A 0.2-GPa (Fig. 11D) maximum reequilibration pressure is inferred from the pyroxene composition using the Mercier et al. (1984) barometer.

We consider that the 830°–870°C temperature and 0.2-GPa pressure reflect conditions at which the clinopyroxene recrystallized, therefore, corresponding to those at which peridotite mylonitization ended. However, this mylonitization event began at a much higher temperature ($> 1000^\circ\text{C}$), as evidenced by the activation of olivine and orthopyroxene high-temperature glide systems. The 970°–1130°C temperatures are difficult to interpret; they probably reflect the prevailing conditions when the last melts were leaving the peridotite.

DISCUSSION

During their uplift, the initially coarse-grained and locally orthopyroxene-rich peridotites cored at Hole 637A underwent two major high-temperature events:

1. Limited partial melting. These rocks suffered, at most, 6% to 9% partial melting and melt extraction (Evans and Girardeau, this volume). Traces of melt have apparently been trapped in the peridotite and crystallized into isolated interstitial crystals and irregular feldspar veins (Figs. 4A and 4B). Melting possibly started in the spinel facies (if we accept that they came from an adiabatic rising diapir; see subsequent discussion on this subject) and possibly ended at the spinel-plagioclase transition (point 1; Fig. 12). However, we cannot exclude the possibility that sig-

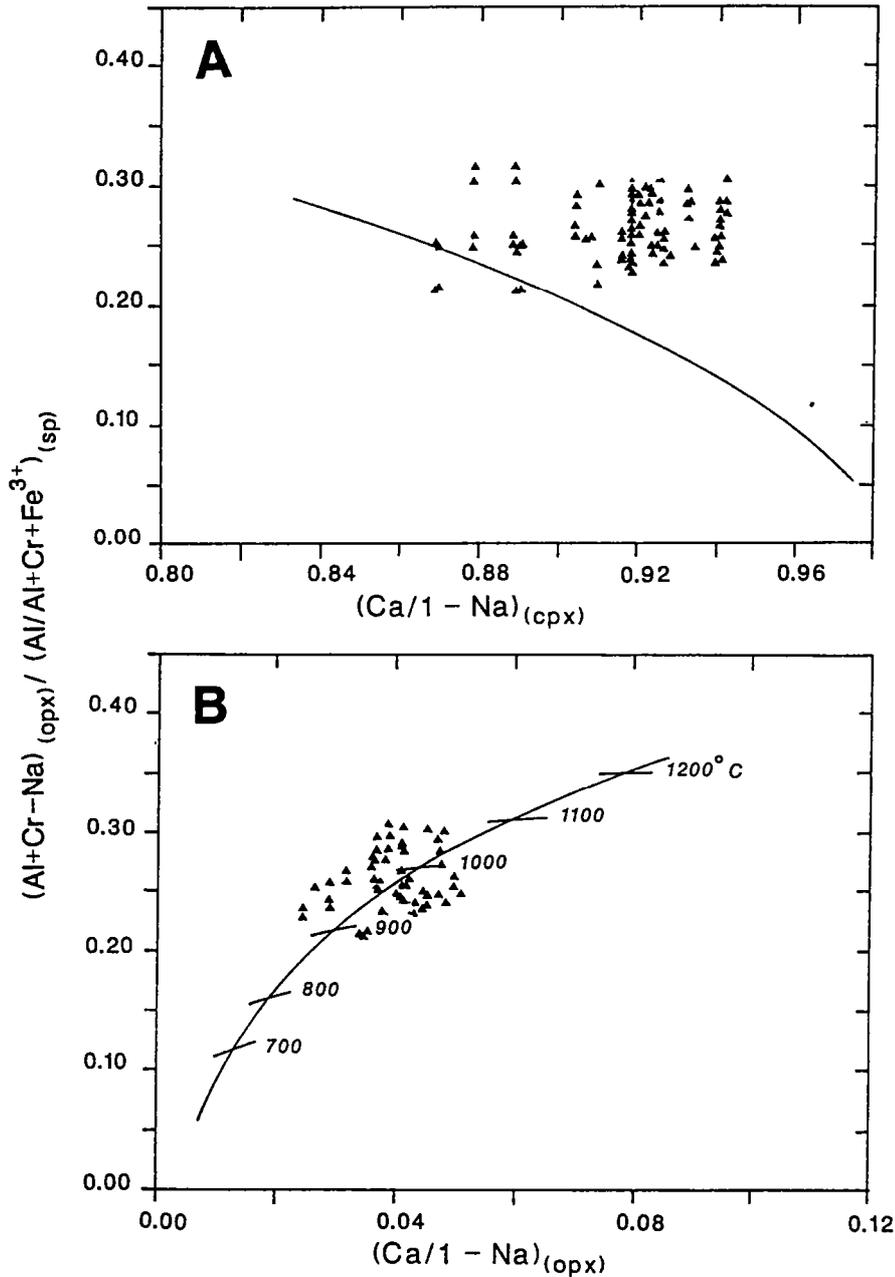


Figure 10. Correlation diagrams for pyroxenes. Al^* in orthopyroxene = $(Al + Cr - Na)_{(opx)} / (Al/[Al + Cr + Fe^{3+}])_{(sp)}$ vs. $Ca^*(Ca/[1 - Na])$ in (A) clinopyroxene and (B) orthopyroxene. The solid lines on both figures represent the theoretical equilibrium curves determined by Benoit (1987) using independent thermometric methods.

nificant amounts of melt existed within the peridotite until very shallow depths to account for the low temperature (1100°–970°C) of equilibrium recorded by the primary phases. On the other hand, the melt extraction possibly ended with the beginning of the peridotite stretching, as suggested by the textural relationships between plagioclase crystallization and mylonitic foliation development.

2. High strain-stress stretching event. This deformation began at high temperature (above 1000°C) (point 2; Fig. 12) and probably ended at 850°C (point 3; Fig. 12) at very shallow depth (< 7 km). Deformation occurred by plastic flow in a simple shear regime, under high strain ($\gamma \approx 12$) and stress (180 MPa) conditions, inducing the development of a penetrative S_1

mylonitic foliation that is locally crosscut by ultramylonitic bands. High-temperature (800°–900°C) amphiboles developed in static conditions just after the peridotite mylonitization (Agrinier et al., this volume). This suggests that mylonitization of the peridotite occurred in hydrous conditions, which would explain the relatively low recrystallization temperatures for the clinopyroxene.

After these two major high-temperature metamorphic events, the peridotite underwent some hydrothermal alteration, which probably began at high temperature (point 4; Fig. 12). Then it was intensively serpentinized at a temperature below 300°C (point 5; Fig. 12) (Agrinier et al., this volume). This alteration oc-

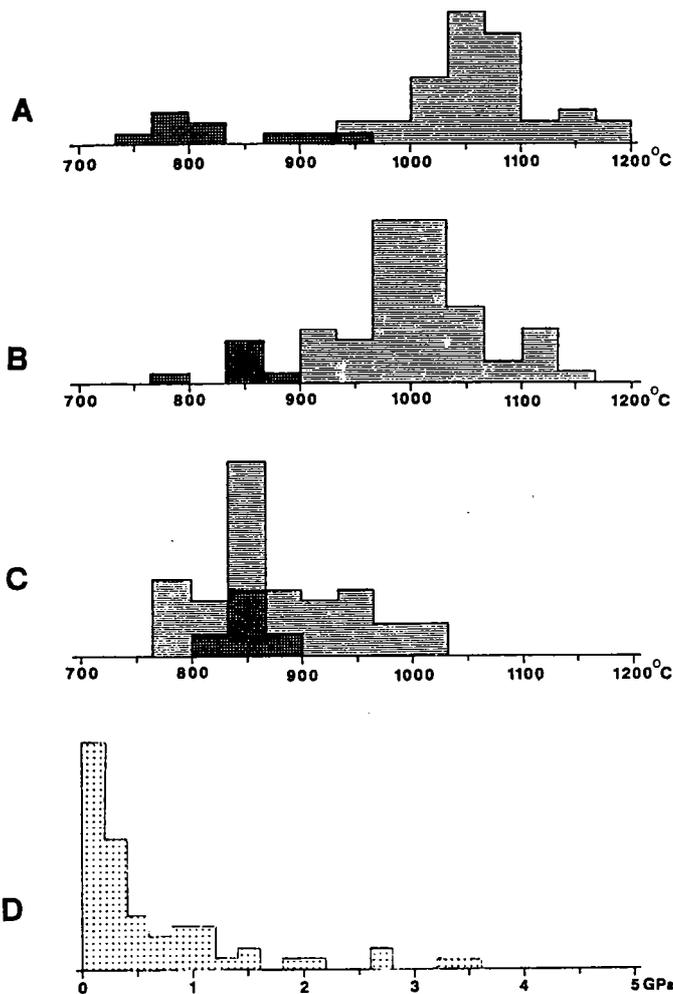


Figure 11. Calculated temperatures and pressures for the Hole 637A peridotites. The horizontal strips on the histograms are for porphyroclasts and the vertical ones are for the recrystallized grains from the shear zones. A. Orthopyroxene-spinel thermometer; Bertrand et al. (1987) and Mercier et al., 1987. B. Diabase-transfer thermometer; Benoit et al. (1987). C. Enstatite-transfer thermometer; Bertrand et al. (1985). D. Empirical two-pyroxene barometer; Mercier et al. (1984).

curred in static conditions and probably after the final emplacement of the peridotite in its present position. During its ascent, the peridotite probably underwent some lower temperature ductile deformation, which was overprinted by later alterations and is not observed in the studied samples.

The Hole 637A peridotites display a homogeneous S_1 foliation crosscut by thin, ultramytonitic shear bands. Both dip 30° on average in the upper 50 m drilled, increasing up to 70° down-section. The lineation maintains a constant attitude throughout the cored section; it is mostly oriented downdip in the foliation except in a few places where it is at about 45° from the downdip line. The foliation in the peridotite appears to dip to the east or east-northeast (see "Site 637" chapter; Shipboard Scientific Party, 1987; Boillot et al., 1986b, 1987). The plane along which shearing occurred had a northeast normal component of movement with a local north-northeast strike-slip component. The overall attitudes of both foliation and lineation are not compatible with transform fault displacement, which makes it unlikely that these rocks were emplaced in a transcurrent zone.

ORIGIN OF THE HOLE 637A PERIDOTITES

Assuming that the Hole 637A peridotites were emplaced during continental rifting, one can formulate two hypotheses for

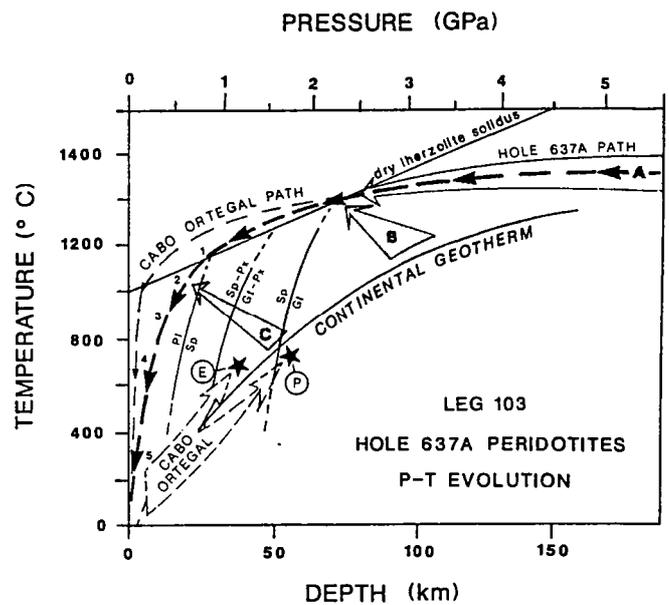


Figure 12. Pressure-temperature evolution of the peridotites drilled at Hole 637A. A = adiabatic rising mantle path (Nicolas, 1986); B and C = reheated lithosphere paths; 1 = possible end of melting; 2 = field of beginning of mylonitization of the peridotite; 3 = end of mylonitization; 4 = field of beginning of hydrothermal alteration; 5 = field of intensive serpentinization; Gt = garnet; Sp = spinel; Pl = plagioclase; Px = pyroxene; E and P = eclogites and peridotites from Cabo Ortégala Massif (Galicia, Spain).

origin: (1) the peridotites represent a piece of the lithospheric subcontinental mantle of the Iberian plate or (2) the peridotites represent asthenospheric material accreted to the lithosphere during rifting. Any answer must account for the fact that the peridotite underwent a small amount of partial melting during its uplift, followed by an extremely strong deformation under very high-stress conditions, high but decreasing temperature (1000° to 860°C), and probably at very shallow depth (<7 km).

Considering realistic geothermal gradients (Mercier and Carter, 1975; Allègre and Bottinga, 1974; Mercier, 1980; Sclater et al., 1980; Bertrand et al., 1986) and the temperature and pressure of melting estimated for the Hole 637A peridotites, we conclude that this melting could not have occurred within either passive continental mantle or passive oceanic mantle lithosphere but only beneath a tectonically active domain where the isotherm pattern is perturbed by the rise of hot asthenospheric material close to the surface. Beneath areas with high thermal gradients, such as steady-state spreading ridges, heat loss by conduction in ascending hot material passing through the lithosphere is significant even at great depth. This has been shown by theoretical modeling, which indicates that the adiabatic regime is perturbed at a depth of about 26 km for rising velocities below 1 cm/yr (Bottinga and Allègre, 1973; Allègre and Bottinga, 1974). Hence, at shallow levels, it appears quite impossible for subcrustal peridotites to be heated sufficiently to melt (path C; Fig. 12). Because the cooling effect is particularly large beneath stretched continental lithosphere (Alvarez et al., 1984), we consider that the partial melting of the Hole 637A peridotites occurred within some asthenospheric rising material (path A; Fig. 12) and that they were accreted later to the lithosphere. Kornprobst and Tabit (this volume) suggest that this asthenospheric material initially represents some subcontinental material that has been reheated at great depths (path B; Fig. 12).

The peridotite has not undergone a large melting event, but only limited melt extraction, which probably ended at the spinel/plagioclase boundary (Evans and Girardeau, this volume),

indicating that adiabatic conditions were not achieved at depth during the peridotite ascent (point 1; Fig. 12). This can reflect a very cold thermal regime for the lithosphere through which the hot mantle was rising or very low rising velocities. Both possibilities are consistent conditions for a rift environment (Boudier and Nicolas, 1985).

We have observed that the dip of the mylonitic shear planes for the Hole 637A peridotites varies from 30° to 70° to the east or east-northeast, that the shear directions trend east or east-northeast, and that the shear sense is normal (with a local strike-slip component) along the shear plane. These geometric and kinetic data are compatible with those expected at the edge of a rising asthenospheric dome. Because the mylonitic structures result from high-strain-high-stress deformations, we suggest that they formed when the asthenospheric material arrived near the surface, where steep thermal gradients are expected between the ascending material and the surrounding lithosphere. Such conditions are expected in a rift environment (Mercier, 1977; Boudier and Nicolas, 1985) or where the stretched lithosphere has just reached the oceanic accretion stage.

The foliation and lineation attitudes are also compatible with those formed by displacement along a gently dipping normal fault, as proposed by Boillot et al. (1986a, 1987). But in this case, the fault would have to pass at the edge of or through an asthenospheric dome to account for the physical conditions prevailing during the melting and subsequent shearing of the Hole 637A peridotites.

CONCLUSIONS

The structural and microstructural data presented in this study support the continental rift origin already proposed for the Hole 637A peridotites using petrochemical arguments (Boillot et al., 1980). This study has shown that the Hole 637A peridotites were probably asthenospheric material that rose adiabatically within the lithosphere. Upon arrival near the surface, this material underwent a high-strain-high-stress mylonitization event (i.e., in lithospheric conditions), and the geometry and kinematics of the mylonitization phase are consistent with a roughly east-west opening of the Atlantic Ocean. After emplacement in its present position, the peridotite was strongly serpentinized and fractured.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank J.-C. C. Mercier, V. Benoit, N. Ben Jamaa, and G. Dubuisson for helpful discussions during the study of these samples. We also thank J.-C. C. Mercier, H. Avé Lallemand, N. L. Carter, A. W. Meyer, and G. Boillot for reviewing the manuscript. We wish to extend our thanks to G. Girardeau, who typed the manuscript. This work was supported by ATP GGO. This is IPGP contribution no. 1026; UA 1093.

REFERENCES

- Allègre, C. J., and Bottinga, Y., 1974. Tholeiite, alkali basalts and ascent velocity. *Nature*, 252:31-32.
- Alvarez, F., Virieux, J., and Le Pichon, X., 1984. Thermal consequences of lithosphere extension over continental margins: the initial stretching phase. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 78:389-411.
- Aumento, F., and Loubat, H., 1971. The Mid-Atlantic Ridge near 46°S: serpentinized ultramafic intrusions. *Can. J. Earth Sci.*, 18:631-664.
- Benoit, V., 1987. Etat d'équilibre des péridotites du manteau supérieur: méthodes et applications au plateau du Colorado [Ph.D. thesis]. IPG Paris et Université Paris VII.
- Bertrand, P., and Mercier, J.-C. C., 1985. The mutual solubility of co-existing clinopyroxene and orthopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76:109-122.
- Bertrand, P., Sotin, C., Gaulier, J.-M., and Mercier, J.-C. C., 1987. La solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène: inversion globale des données expérimentales du système chimique MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 29:821-832.
- Bertrand, P., Sotin, C., Mercier, J.-C. C., and Takahashi, E., 1986. From the simplest chemical system to the natural one: garnet, peridotite barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:168-178.
- Beslier, M.-O., Girardeau, J., and Boillot, G., 1988. Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, 306:373-380.
- Boillot, G., Auxièrre, J. L., Dunand, J. P., Dupeuble, P. A., and Mauffret, A., 1979. The northern Iberian margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene. In Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*: Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3:138-153.
- Boillot, G., Comas, M., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.-P., Malod, J., Mougénou, D., and Moullade, M., 1986a. Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaires de la campagne Galinaute (plongées du sous-mersible *Nautila* à l'ouest de l'Espagne) *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, 303:1719-1724.
- , 1986b. Amincissement de la croûte continentale et dénudation tectonique du manteau supérieur sous les marges stables: à la recherche d'un modèle—l'exemple de la marge continentale de la Galice. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10:95-104.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénou, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J., and Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentine diapir west of the Galicia Bank. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48:23-34.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E. L., Meyer, A. W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J. A., Comas, M. C., Davies, T. A., Dunham, K., Evans, C. A., Girardeau, J., Goldberg, D. G., Haggerty, J., Jansa, L. F., Johnson, J. A., Kasahara, J., Loreau, L.-P., Luna-Sierra, E., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurov, J., and Williamson, M., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132:335-342.
- Bonatti, E., and Hamlyn, P. R., 1978. Mantle uplifted block in the western Indian ocean. *Science*, 201:249-251.
- , 1981. Oceanic rocks. In Emiliani, C. (Ed.), *The Sea* (Vol. 7): New York (Wiley), 241-283.
- Bonatti, E., Hamlyn, R. E., and Ottonello, G., 1981. The upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the Island of Zabargad (Red Sea). *Geology*, 9:474-479.
- Bonatti, E., and Honnorez, J., 1976. Sections of Earth's crust in the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 81:4104-4116.
- Bonatti, E., Ottonello, G., and Hamlyn, R. E., 1986. Peridotites of the Island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 91:599-631.
- Bottinga, Y., and Allègre, C. J., 1973. Thermal aspect of sea floor spreading and the nature of the oceanic crust. *Tectonophysics*, 18:1-17.
- Boudier, P., 1979. Microstructural study of three peridotite samples drilled at the western margin of the Mid-Atlantic Ridge. In Melson, W. G., and Rabinowitz, P. D., et al., *Init. Repts. DSDP*, 45: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 603-608.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1985. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76:84-92.
- Bryan, W. B., Juteau, T., Adamson, A. C., Autio, A.L.K., Becker, K., Mansour Bina, M., Eissen, J.-P., Toshitsugu, F., Grove, T. L., Hamano, Y., Hebert, R., Komor, S. K., Kopietz, J., Krammer, K., Loubet, M., Moos, D., and Richards, H. G., 1986. Coring the crust and mantle. *Nature*, 323:492-493.
- Brun, J. P., and Burg, J. P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61:319-332.
- Burg, J. P., 1981. Tectonique tectonique hercynienne en Vendée littorale: signification des linéations E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, 293:849-854.
- Burg, J. P., Balé, P., Brun, J. P., and Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodyn. Acta*, 1:71-87.
- Burg, J. P., Iglesias, P., Laurent, P., Matte, P., and Ribeiro, A., 1981. Variscan intracontinental deformation: the Porto-Tomar-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78:161-177.
- Carter, N., and Avé Lallemand, H. G., 1970. High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81:2181-2182.

- Darot, M., and Boudier, F., 1975. Mineral lineation in deformed peridotites kinematic meaning. *Petrologie*, 1:226-236.
- Decandia, F. A., and Elter, P., 1982. La "zona" ophiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Lavanto e la Val Graveglia (Apennino Ligure). *Proc. Congr. Geol. Soc. Ital.*, 66:37-64.
- Dubuisson, G., Girardeau, J., and Mercier, J.-C.C., 1987. Petrology of the Limousin ophiolite (western French Massif Central): implication for the Variscan orogeny. *Terra Cognita*, 7:176.
- Girardeau, J., Dubuisson, G., and Mercier, J.-C.C., 1986. Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallines du Limousin: ouest du Massif Central français. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 28:849-860.
- Groupe Galice, 1979. The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In Sibuet, J.-C., and Ryan, W.B.F., et al., *Init. Repts. DSDP*, 47, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 633-662.
- Helmstaedt, H., 1977. Postmagmatic textures and fabrics of gabbros and peridotites from DSDP Site 334. In Aumento, F., and Melson, W. G., et al., *Init. Repts. DSDP*, 37: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 767-762.
- Ibarguchi Gil, I., Ben Jamaa, N., Girardeau, J., Mercier, J.-C.C., and Agrinier, P., 1987. The ophiolite sequence of the Cabo Ortégal complex (NW Spain): MORB-type mafic rocks and websterite rich peridotites. *Terra Cognita*, 7:176.
- Iglesias, M., Ribeiro, M. L., and Ribeiro, A., 1983. La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste Peninsular. In Ries, J. R., (Ed.), *Geología de España* (Vol. 1): I.G.M.E., 459-467.
- Kastens, K., Mascle, J., Auroux, C. A., Bonatti, E., Broglia, C., Channel, J., Curzi, P., Emeis, K. C., Glagon, C., Hasegawa, S., Hieke, W., Mascle, G., McCoy, F., McKenzie, J., Nendelons, I., Müller, C., Rehault, J.-P., Robertson, A., Sartori, R., Sprovieri, R., and Torii, N., 1986. La campagne 107 du JOIDES Resolution (Ocean Drilling Program) en Mer Tyrrhénienne: premiers résultats. *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, 303:391-396.
- Kornprobst, J., and Vielzeuf, D., 1984. Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites*: Amsterdam (Elsevier), 347-359.
- Lagabriele, Y., 1982. Ophiolite et croûte océanique: tectonique et environnement sédimentaire [Thesis]. Univ. Brest.
- Lallemand, S., Mazé, J. P., Monti, S., and Sibuet, J.-C., 1986. Présentation d'une carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est. *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, 300:145-149.
- Lefort, J. P., 1980. Un "fit" structural de l'Atlantique Nord, arguments géologiques pour corrélés les marqueurs géophysiques reconnus sur les deux marges. *Mar. Geol.*, 37:366-369.
- Lefort, J. P., and Ribeiro, A., 1980. La faille Porto-Badajoz-Cordoue a t'elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain? *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 22:465-462.
- Lemoine, M., Tricart, P., and Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology*, 16:62-65.
- Lombardo, H., and Pognante, U., 1982. Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolites metagabbros. *Ophioliti*, 7: 371-394.
- Matte, P., 1983. Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. In Rast, W., and Delany, M. (Ed.), *Profiles of Orogenic Belts*: Washington (Am. Geophys. Union), 53-81.
- , 1986. Tectonics and plate tectonics models for Variscan belts in Europe. *Tectonophysics*, 126:329-374.
- Mercier, J.-C.C., 1977. Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle [Ph.D. thesis]. Univ. of New York, Stony Brook.
- , 1980. Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70: 1-37.
- , 1986. Olivine and pyroxene. In Wenk, H. R. (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals: An Introduction to Modern Texture Analysis*: New York (Academic Press), 407-430.
- Mercier, J.-C.C., Anderson, D. A., and Carter, N., 1977. Stress in the lithosphere: inference from steady state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115:129-226.
- Mercier, J.-C.C., Benoit, V., and Girardeau, J., 1984. Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: geobarometric and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86:391-403.
- Mercier, J.-C.C., and Bertrand, P., 1984. Thermobarométrie pyroxénique: quelques méthodes basées sur des réactions de transfert. In Gabis, V., and Lagache, M. (Eds.), *Thermobarométrie et Barométrie Géologique*: Paris (Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.), 237-280.
- Mercier, J.-C.C., and Carter, N. L., 1975. Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.*, 80:3349-3362.
- Michael, P. J., and Bonatti, E., 1985. Petrology of ultramafic rocks from Sites 556, 558, and 560 in the North Atlantic. In Bougault, H., Cande, S. C., et al., *Init. Repts. DSDP*, 82: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 523-528.
- Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., and Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive margin: rifting and subsidence processes. In Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironments*: Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3:154-186.
- Montadert, L., Winnock, E., Delteil, J. R., and Grau, G., 1974. Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay. In Burk, C. A., and Drake, C. L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*: Berlin (Springer-Verlag), 323-342.
- Nicholls, I. D., Ferguson, J., Jones, H., Marks, G. P., and Nutter, J. C., 1981. Ultramafic rocks from the ocean floor southwest of Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56:362-374.
- Nicolas, A., 1984. Lherzolites of the western Alps: a structural review. In Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*: Amsterdam (Elsevier), 333-345.
- , 1986. A melt extraction model based on structural studies on mantle peridotites. *J. Petrol.*, 27:99-102.
- Nicolas, A., Boudier, F., Lyberis, N., Montigny, R., and Guennoc, P., 1985. Zabargad (St. John) Island: a key-witness of early rifting in the Red Sea. *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, 301:1063-1068.
- Nicolas, A., Boudier, F., and Montigny, R., 1987. Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, 92: 461-474.
- Nicolas, A., and Poirier, J.-P. (Eds.), 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*: London (Wiley).
- Obata, M., 1977. Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, southern Spain [Ph.D. thesis]. Massachusetts Inst. Technology.
- Post, R., 1973. The flow of Mt. Burnet dunite [Ph.D. thesis]. Univ. of California, Los Angeles.
- Ramsay, J. G. (Ed.), 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*: London (McGraw-Hill).
- Ross, J. V., Avé Lallemand, H. G., and Carter, N., 1980. Stress dependence of recrystallized grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics*, 70:39-61.
- Slater, J. G., Jaupart, C., and Galson, D., 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18:269-311.
- Shipboard Scientific Party, 1987. Site 637. In Boillot, G., Winterer, E. L., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 123-219.
- Sibuet, J.-C., Mazé, J.-P., Amortila, P., and Le Pichon, X., 1987. Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia, from Sea Beam and seismic data. In Boillot, G., Winterer, E. L., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 77-97.
- Sibuet, J.-C., and Ryan, W.B.F., 1979. Site 398: evolution of the west Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. In Sibuet, J.-C., Ryan, W.B.F., et al., *Init. Repts. DSDP*, 47, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 761-776.
- Sigurdsson, H., 1977. Spinel in Leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning. In Aumento, F., and Melson, W. G., et al., *Init. Repts. DSDP*, 37: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 883-890.
- Sinton, J. M., 1979. Petrology of Alpine-type peridotites from Site 395, DSDP, Leg 45. In Melson, W. G., and Rabinowitz, P. D., et al., *Init. Repts. DSDP*, 45: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 595-601.
- Styles, P., and Gerdes, K. D., 1983. St. John Island (Red Sea): a new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zone and at continental margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66:353-368.
- Tiezzi, L. J., and Scott, R. B., 1980. Crystal fractionation in a cumulate gabbro, Mid-Atlantic Ridge, 26°N latitude. *J. Geophys. Res.*, 85(B10):5438-5454.

STRUCTURAL ANALYSIS OF PLAGIOCLASE-BEARING PERIDOTITES

Tubia, S. M., and Cuevas, J., 1977. Structure et cinématique liée à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodin. Acta*, 1:59-69.

Van Calsteren, P.W.C., 1978. Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortégal (NW Spain). *Lithos*, 11: 61-72.

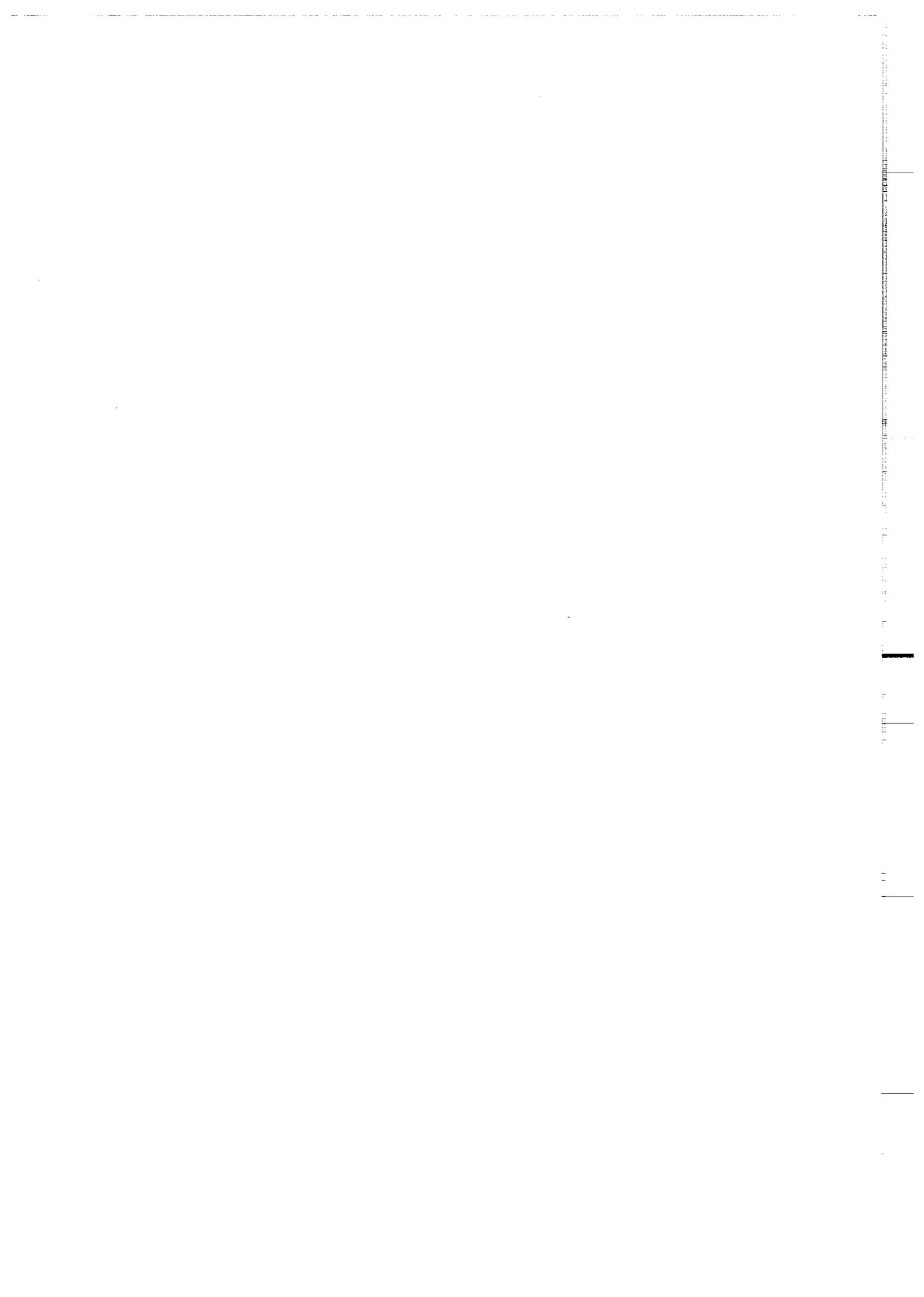
Vielzeuf, D., and Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67:87-96.

Vögel, D. E., 1967. Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortégal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 40:121-213.

Date of initial receipt: 23 March 1987

Date of acceptance: 13 January 1988

Ms 103B-135



Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne) (1)

Marie-Odile BESLIER, Jacques GIRARDEAU et Gilbert BOILLOT

Résumé – Lors de la campagne Galinaute (plongées du submersible *Nautile*), des péridotites à plagioclase ont été prélevées au pied de la marge continentale de Galice sur une distance N-S de 100 km. Ces roches ont subi lors de leur ascension : (1) une fusion partielle limitée : (2) une mylonitisation à haute température (1 000-750°C) et sous forte contrainte déviatorique (> 100 MPa), i. e. en conditions lithosphériques, et enfin : (3) une déformation cassante. La géométrie des structures mylonitiques et des sens de cisaillement est complexe et implique un fonctionnement en faille normale de la zone cisailante, de direction NE au sud de la zone étudiée et de direction NW avec une composante décrochante plus au nord. Les péridotites sont localement surmontées par un schiste chloriteux qui a subi une déformation cisailante de très forte intensité en domaine structural superficiel, non coaxiale de celle subie par les péridotites.

Lithology and structure of plagioclase-bearing peridotites bordering the Galicia passive continental margin (Spain)

Abstract – During the Galinaute diving cruise, plagioclase-bearing peridotites were sampled over a 100 km N-S distance at the foot of the Galicia passive continental margin. During uplift, these peridotites underwent (1) a limited melt extraction in asthenospheric physical conditions, (2) a mylonitization event at high-temperature (1,000-750°C) and under high deviatoric stress (> 100 MPa), i. e. under lithospheric conditions, and finally, (3) a brittle deformation. The geometry of the mylonitic structures and shear directions is complex and implies that the shear zone was acting as a normal fault, in the NE direction in the southern part of the area studied, in the NW direction but with a strike-slip component in the north. The peridotites are locally overlain by a chlorite-bearing schist mylonitized under greenschist facies conditions. This deformation is not coaxial with that in the underlying peridotites.

Abridged English Version – It is now well established that peridotites outcrop at the foot of passive continental margins as observed in Galicia (Spain) [1], on Zabargad Island in the Red Sea ([2], [3]), in southern Australia [4] and in the Tyrrhenian sea [5], the peridotite emplacement probably occurring at the end of rifting and/or at the very beginning of oceanic accretion. During the Galinaute cruise, the French submersible *Nautile* dived at the foot of the Galicia passive continental margin [1] allowing the sampling of peridotites at 5 different sites (4, 6, 9, 10, 14) defining a N-S alignment of about 100 km (Pl. I, Fig. 1).

Most of the peridotites sampled are strongly serpentinized (up to 90%) or replaced or crosscut by calcite. However, some of them contain relicts of primary phases and the textures are often well preserved. The peridotites are diopside-rich harzburgites or lherzolites, with plagioclase rimming spinel. They have undergone limited melt extraction as did the peridotites drilled during O.D.P. Leg 103 ([7], [8], [9]). Although some samples exhibit a cumulate texture (pyroxenes poikilitic around olivine with abundant fluid inclusions), most of the peridotites have a mylonitic disrupted texture (Pl. II, A and B). The mylonitic foliation is marked by extremely stretched and often boudinaged orthopyroxene crystals. It is often crosscut at a few degrees (10°) by ultramylonitic bands (referred to as shear bands) in which all phases are totally recrystallized in very small neoblasts (0.1 mm). At nearly 15 degrees, both the mylonitic foliation and ultramylonitic bands crosscut a primary foliation marked by the elongation of spinels rimmed by plagioclase (Pl. II, A and B). This foliation probably formed in asthenospheric conditions during the melting of the peridotite [7]. The mylonitic

Note présentée par Jean AUBOUIN.

texture was acquired during a high-temperature ($\approx 1,000^\circ\text{C}$), large stress (> 100 MPa), and high intensity ($\gamma \approx 10$) ductile deformation event (Table), *i.e.* under lithospheric conditions similar to those determined for the mylonitization of the peridotites drilled during the O.D.P. Leg 103 [7].

Locally and particularly to the north of the area studied (dive 10, Pl. I, Fig. 1), the peridotites are crosscut by brown amphibole-rich gabbro veins or dikes, some of them displaying a porphyroclastic texture (Pl. II, C). Deformation of these rocks occurred at high temperature ($> 750^\circ\text{C}$) as evidenced by their recrystallized mineral assemblage (brown amphibole + An-rich plagioclase). Judging by the presence of ductily deformed dikes coexisting with undeformed ones, the injection of magma would have been syn- to post-tectonic.

Locally (dive 10), the peridotites are overlain by a chlorite-bearing schist containing abundant apatite crystals and some zircons. This schist was strongly sheared ($\gamma \approx 10$; Table) under greenschist facies conditions producing the development of shear bands and rolling structures (Pl. II, C).

The attitude of the stretching planes and directions is complex (Fig. 2). It implies that the shear zone was acting as a normal fault in the NE direction in the southern part of the area studied, and in the NW direction but with a strike-slip component in the north. The structures in the chlorite-bearing schist are concordant with those in the underlying peridotites, but the inferred shear sense is opposite.

Like the peridotites drilled during O.D.P. Leg 103 (site 4, Pl. I, Fig. 1) ([7], [8], [9]), the peridotites sampled during the Galinaute diving cruise (Pl. I, Fig. 1) evidence an early high-temperature (partial melting + plastic deformation) metamorphic event which probably formed during the adiabatic uplift of an asthenospheric diapir rising to the surface. Subsequently, the peridotites underwent a strong deformation event at high temperature and under a large deviatoric stress (*i.e.* under lithospheric conditions) which led to mylonitization and, after serpentinization, a brittle deformation event. The origin of the mylonitic deformation of the peridotite and associated gabbros is uncertain: it could have happened at the edge of the mantle diapir rising through the colder lithosphere ([2], [7]) and/or along a large detachment normal fault cutting through the lithosphere ([6], [10]). The latter process can easily explain the ductile deformation of the schist and the brittle one, that of the peridotites, both deformations being with possibly synchronous.

INTRODUCTION. — Des péridotites affleurent au pied de marges continentales stables en plusieurs points du globe, notamment le long de la marge de Galice (Espagne) [1], sur l'île de Zabargad en Mer Rouge ([2], [3]), au large de l'Australie [4], et le long de la marge sarde, en Mer Tyrrhénienne [5]. Selon les interprétations actuelles, ces péridotites sont mises en place en fin de « rifting », et/ou durant les premiers stades d'océanisation. Lors de la campagne Galinaute (juin-juillet 1986; plongées en *Nautile* sur la marge ouest-galicienne), des péridotites, parfois associées à des roches mafiques, ont été observées et échantillonnées en cinq sites (4, 6, 9, 10 et 14, pl. I, fig. 1) sur une ride de socle longue d'une centaine de kilomètres.

Cette Note présente l'étude structurale des roches prélevées, dans le but de préciser leur évolution, et de contraindre les modèles précédemment proposés pour expliquer leur mise à l'affleurement ([6], [7]).

LITHOLOGIE, PÉTROGRAPHIE ET TEXTURE. — Les escarpements parcourus aux sites 4 et 6 sont formés de péridotites très serpentinisées ($> 90\%$), parfois totalement calcitisées, ou

Numéro plongée	Nature des roches et des mesures	Orientation des structures		Conditions physiques de la déformation ductile			Cinématique	
		Foliation	Linéation	Péetrofabrique Système de glissement	Contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$	Intensité minimale	Critères de cisaillement	Direction et sens de cisaillement
4	Péridotite mylonitisée Mesures in situ	S1 110NE15	050NE15 à 005N10 [8]	ol. (001) [100] opx (100) [001] HT (~ 1000-800°C) [8]	180 MPa [8]	$\gamma = 11$ [8]	Obliquité péetrofabrique Cristaux d'OPX étirés Obliquité bandes de cisaillement / S1	→ NE faille normale
6	Péridotite mylonitisée Mesures in situ et sur éch. 6-3, -4, -5	S1 110NE60	150NW 40 à 80			$\gamma = 9$	Obliquité bandes de cisaillement / S1	→ NW faille normale à composante décrochante
10	Péridotite mylonitisée Mesures sur éch. 10-7	S1 105NE45 ou (*) 105SW45	154NW38 ou (*) 154SE38	ol. (010) [100] opx (100) [001] HT (~ 1000°C)	>100 MPa		Obliquité péetrofabrique Obliquité bandes de cisaillement / S1	
	Péridotite non déformée à texture de cumulat Mesures sur éch. 10-8	S0 070NW20	060E05	Roche non déformée				
	Schiste chloriteux mylonitique Mesures sur éch. 10-9	S'1 095N35	155NW35			$\gamma = 10$	Structures d'enroulement Obliquité bandes de cisaillement / S'1	→ SE faille inverse
14	Péridotite bréchiifiée Mesures in situ	065SE45 à 70						

(*) Incertitude de 180° sur l'orientation de l'échantillon

transformées en minéraux argileux (plongée 4). Celles-ci sont localement recoupées par des fentes de serpentine et calcite qui semblent se disposer dans des plans subperpendiculaires à la foliation et à un angle variable mais fort avec la linéation. Les phases primaires et la texture initiale de ces roches sont néanmoins localement préservées. Les péridotites sont des harzburgites et des lherzolites, à spinelle auréolé de plagioclase. Ces roches ont une texture mylonitique (*pl. II, A et B*), montrant une foliation S_1 et une linéation nettes, matérialisées par l'extrême allongement des orthopyroxènes. Cette texture a été acquise par déformation plastique à haute température ($\approx 1000^\circ\text{C}$) comme en témoignent les systèmes de glissement de l'olivine et de l'orthopyroxène activés (tableau). S_1 est recoupée avec un angle faible par des bandes d'ultramylonite interprétées comme des bandes de cisaillement. Dans ces bandes, les minéraux sont entièrement recristallisés et de taille très réduite (0,01 mm). La foliation S_1 et les bandes de cisaillement sont obliques (15°) sur une foliation S_0 marquée par l'allongement de spinelles auréolés de plagioclase, attribuée à une phase de déformation plus ancienne [7].

Les plongées 9 et 10 ont permis d'échantillonner des péridotites localement recoupées par des filons gabbroïques et recouvertes au sommet par un schiste chloriteux (éch. 10-9). Les péridotites sont riches en clinopyroxène, montrant localement des micro-rubannements pyroxénitiques (éch. 10-5). L'échantillon 10-7 a la texture mylonitique des péridotites de la plongée 6, avec localement, des cristaux d'orthopyroxène allongés qui présentent des bandes de pliage témoignant d'une déformation non coaxiale de celle qui a produit leur élancement (*pl. II, A et B*). Les échantillons 10-6 et 10-8 ont une texture équante, à grain fin (< 5 mm), montrant toutefois une nette foliation magmatique S_m marquée par du spinelle auréolé de plagioclase. La présence de cristaux de pyroxènes poecilites et

de nombreuses inclusions fluides dans l'olivine suggère une origine cumulative pour ces roches qui ne sont pas déformées, comme l'a confirmé leur étude pétrofabrique. Des filons gabbroïques (à clinopyroxène et amphibole brune) et plagioclasiques sont présents au sein de ces péridotites, les premiers étant la plupart du temps sécants sur la foliation. Certains ont une texture porphyroclastique (éch. 10-4, *pl. II, C*). Le schiste chloriteux (éch. 10-9) qui surmonte les péridotites montre une nette foliation, marquée par l'alternance de niveaux chloriteux dont certains contiennent des minéraux opaques, des rubans d'apatite, et de rares zircons. Cette roche a subi une intense déformation en régime non coaxial, matérialisée par des structures d'enroulement (*pl. II, D*) et des bandes de cisaillement.

La plongée 14 a permis d'échantillonner des roches variées, depuis des péridotites (éch. 14-3 et -4) localement recoupées par des filons basiques, jusqu'à des pyroxénites à texture de cumulat (éch. 14-5), des microgabbros (éch. 14-2) et des dolérites (éch. 14-1, -7, -8). Une telle série est proche de celle observée dans certains complexes ophiolitiques.

En conclusion, la pétrographie des péridotites étudiées et le chimisme de leurs phases suggèrent des conditions de formation très proches de celles forées lors du Leg 103 [8]. Ces roches auraient subi lors de leur remontée une fusion partielle de faible degré, l'essentiel de cette fusion ayant probablement cessé vers la transition spinelle-plagioclase (30 kbar, 1 250°C). Si les péridotites échantillonnées lors des plongées les plus méridionales (4 et 6) ne montrent que des textures mylonitiques, celles échantillonnées plus au nord apparaissent dans leur ensemble plus riches en niveaux clinopyroxénitiques et montrent de plus, mais localement, des textures de cumulat (éch. 10-6 et -8). Ces péridotites sont d'autre part recoupées par de nombreux filons de roches mafiques à clinopyroxène, amphibole brune et plagioclase, ces phases pouvant localement imprégner massivement la roche comme au site du Leg 103 ([7], [9]). La présence simultanée de filons déformés ductilement (éch. 10-4) et de filonnets non déformés et sécants sur la foliation (éch. 10-7), indique que le processus d'injection des magmas est syn- à post-déformation ductile.

STRUCTURE. — Les principaux résultats de l'étude structurale menée *in situ* et sur les échantillons prélevés (dont sept seulement sont orientés) sont reportés dans le tableau. L'orientation des foliations, des linéations et des directions et sens de cisaillement est reportée sur la figure 2. Toutefois, les conditions d'observation des affleurements et d'orientation des échantillons à bord du *Nautilé* rendent incertaines les mesures, qui présentent une marge d'erreur d'une trentaine de degrés.

DISCUSSION. — Les péridotites étudiées ont donc subi deux types de déformation en conditions physiques lithosphériques :

(1) une déformation ductile de haute température ($\approx 1\ 000^\circ\text{C}$) et sous fortes contraintes déviatoriques ($> 100\ \text{MPa}$), qui développe une foliation mylonitique S_1 , et des bandes de cisaillement obliques d'une quinzaine de degrés sur S_1 le long desquelles toutes les phases primaires sont recristallisées. La déformation ductile de certains gabbros, qui s'est produite à haute température (750°C minimum d'après leur paragenèse de recristallisation, amphibole brune + plagioclase basique), doit être contemporaine de cet épisode. Dans les péridotites, la foliation mylonitique se superpose à une foliation plus ancienne probablement formée en conditions asthénosphériques durant la remontée diapirique de ces roches [7].

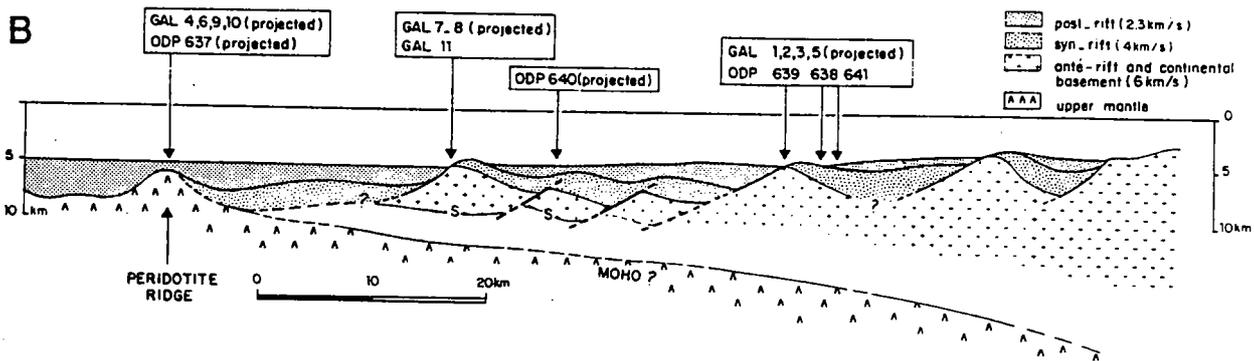
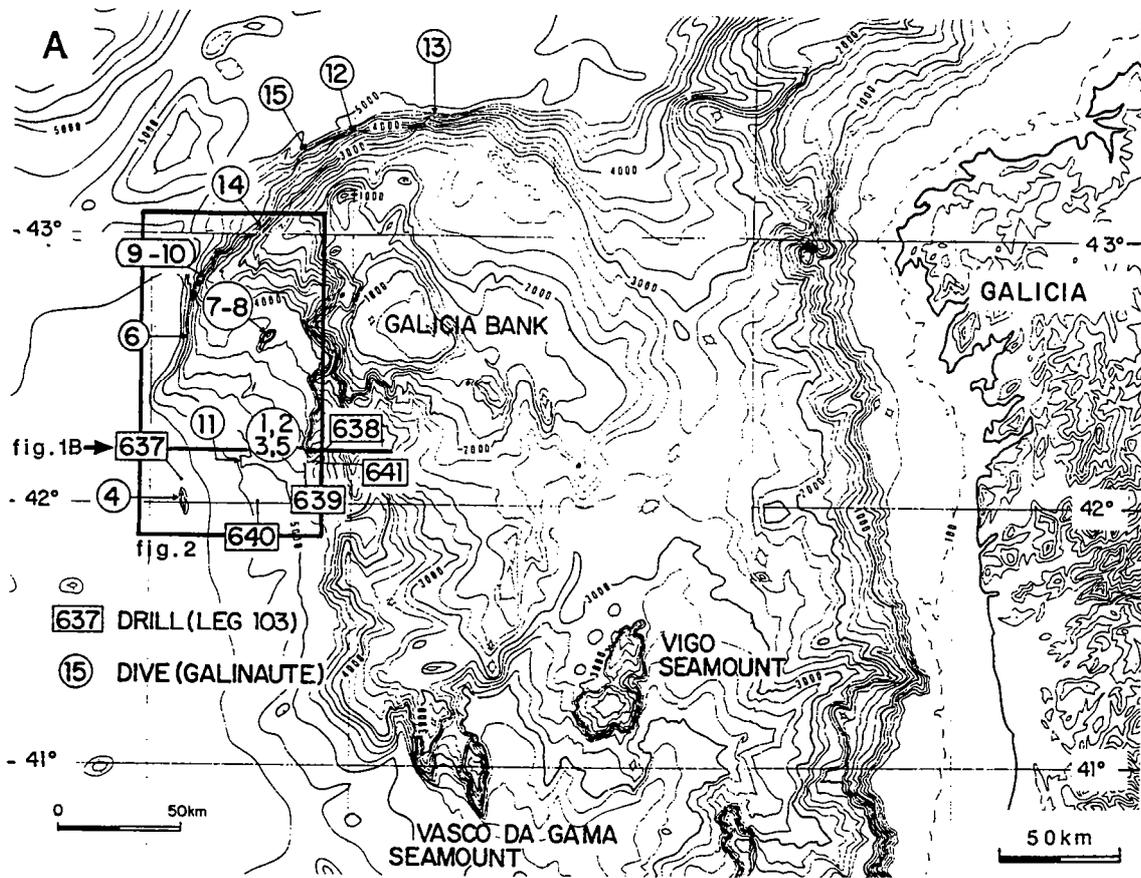
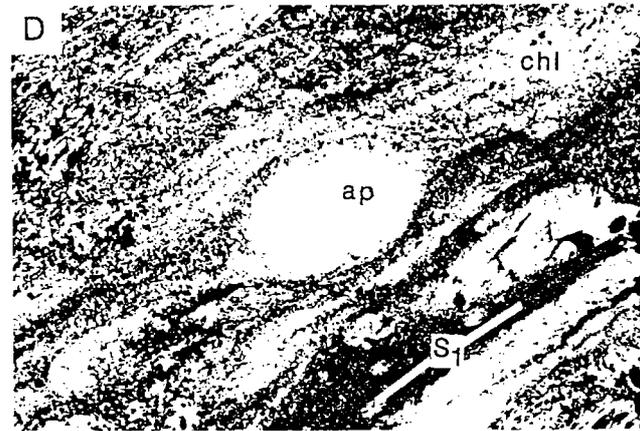
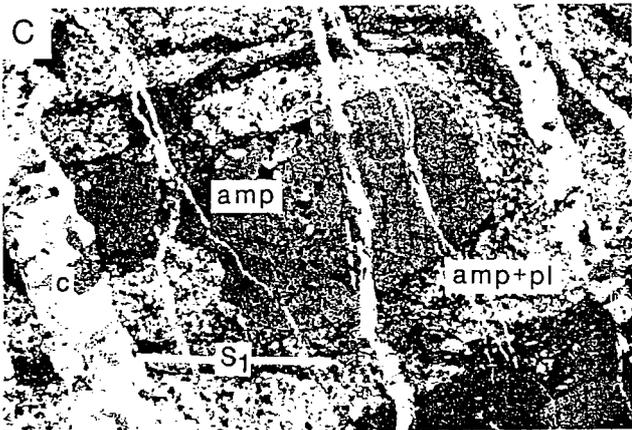
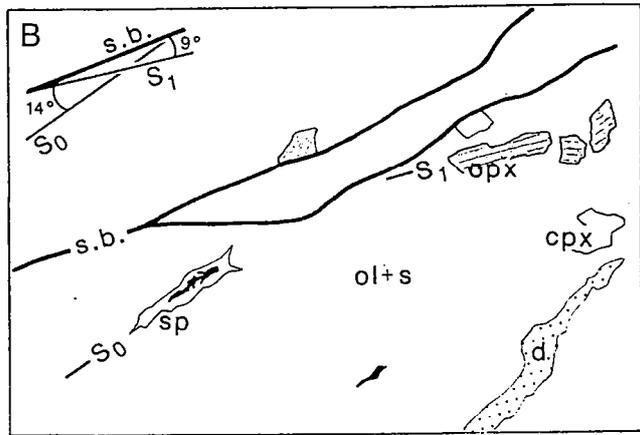


Fig. 1. — La marge continentale passive de Galice. Localisation des forages du Leg O.D.P. 103 et des plongées de la campagne Galinaute (A) et coupe schématique (B) [1].

Fig. 1. — The Galicia passive continental margin. Location of ODP Leg 103 sites and of Galinaute dives (A), and diagrammatic cross-section (B) [1].



Structures de déformation : A et B : Péridotite mylonitisée (éch. 10-7) : S_0 est marquée par le spinelle auréolé de plagioclase (sp); S_1 par l'élongation des orthopyroxènes (opx) et les bandes de cisaillement (s. b.) par les linéaments sombres; la matrice est constituée d'olivine (ol), de clinopyroxène (cpx) et de serpentine (s); d : filonnet d'amphibole brune. C : Gabbro à texture porphyroclastique (éch. 10-4) : Porphyroclastes d'amphibole brune (amp) au sein d'une matrice recristallisée d'amphibole brune et de plagioclase (pl); S_1 : foliation; c : veines de calcite. D : Schiste chloriteux : Structure d'enroulement autour d'un porphyroclaste d'apatite (ap) dans une matrice essentiellement chloriteuse (chl); S_1 : foliation. Grossissement : A et B ($\times 10$), C ($\times 5$), D ($\times 60$).

Deformation structures : A and B : peridotite with a mylonitic disrupted texture (sample 10-7): S_0 is marked by spinel crystals rounded by plagioclase (sp). S_1 by the elongation of orthopyroxene crystals and shear bands (s. b.) by dark lines; the matrix is made by olivine (ol), clinopyroxene (cpx) and serpentine (s); d: brown amphibole dikelet. C: Gabbro dike with a porphyroclastic texture (sample 10-4): brown amphibole porphyroclast (amp) in a recrystallized matrix made of brown amphibole and plagioclase (pl) crystals; S_1 : foliation; c: calcite veins. D: Chlorite-bearing schist: rolling structure around a porphyroclast of apatite (ap) in a chlorite (chl) matrix; S_1 : foliation. Enlargement : A and B ($\times 10$), C ($\times 5$), D ($\times 60$).

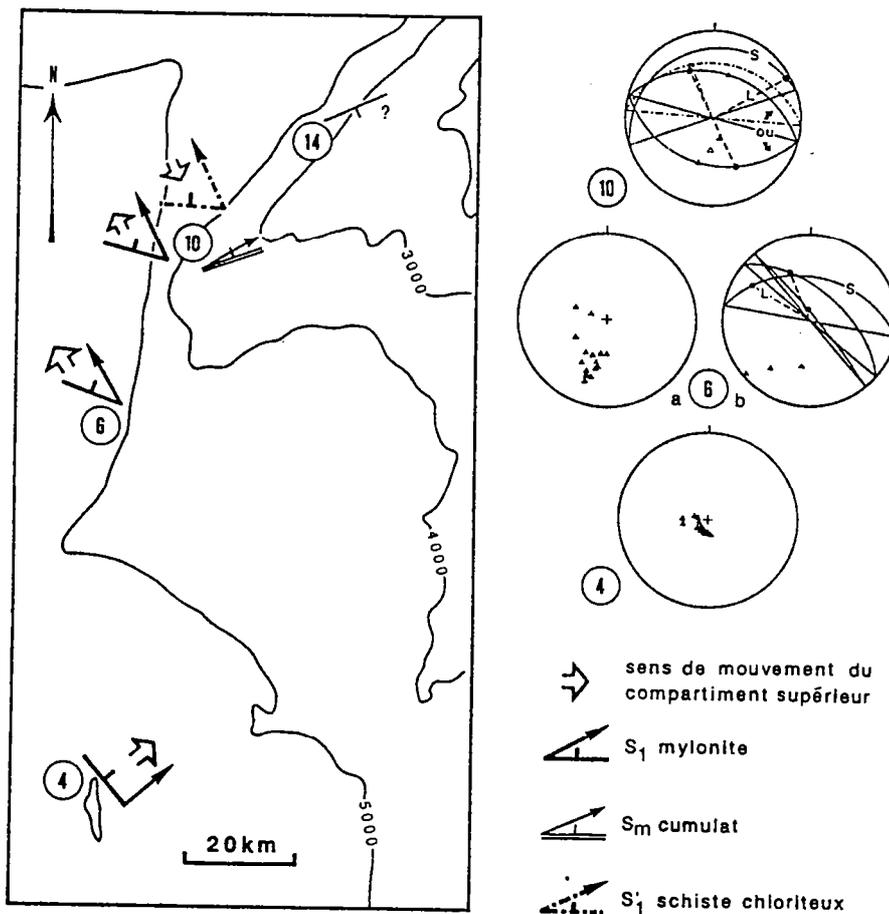


Fig. 2. — Orientations moyennes des foliations, linéations et sens de cisaillement, et stéréogrammes des foliations (S) et linéations (L) déterminées *in situ* (4, 6 a) et sur les échantillons orientés (6 b, 10).

Fig. 2. — Mean orientations of foliations, lineations and shear directions, and stereographic projection diagrams (equal angle projection, lower hemisphere) of foliations (S) and lineations (L) measured *in situ* (4, 6 a) or on oriented samples (6 b, 10).

(2) une déformation cassante, responsable de l'ouverture de fractures remplies de serpentine et de calcite. Ce remplissage post-date la serpentinisation des péridotites.

Le chiste chloriteux qui surmonte les péridotites au site de la plongée 10 a subi une déformation cisailante intense en domaine superficiel, dans les conditions du faciès schiste vert.

Dans les péridotites, la géométrie des structures de la déformation ductile de haute température (foliation et linéation) et celle des sens de cisaillement est complexe. Au site le plus méridional, la cinématique de la déformation implique un mouvement général en faille normale, avec mouvement du compartiment supérieur vers le NE (linéation généralement dans la ligne de plus grande pente), avec toutefois, mais localement, une composante décrochante vers le nord [7]. Plus au nord, sur le flanc occidental du Banc de Galice (plongées 6 et 10), la cinématique de la déformation indique là encore un mouvement en faille normale, mais avec une composante décrochante très importante, avec mouvement

du compartiment supérieur vers le NW (linéation présentant un pitch variant de 30 à 75 degrés). L'attitude de la foliation et de la linéation dans le schiste chloriteux, situé au sommet de la plongée 10, est compatible avec celle des péridotites sous-jacentes, mais le cisaillement est de sens opposé. Cette déformation, qui s'effectue à un niveau structural superficiel, peut être synchrone de la fracturation des péridotites.

CONCLUSIONS. — Les péridotites échantillonnées lors de la mission Galinaute témoignent comme celles du Leg 103 ([7], [8], [9]) d'une histoire métamorphique précoce de haute température (fusion et déformation plastique) compatible avec celle qu'aurait subi un diapir d'asthénosphère montant adiabatiquement vers la surface. Ces péridotites et les gabbros associés ont ensuite subi une déformation ductile intense à haute température et forte contrainte (*i. e.* dans des conditions physiques lithosphériques) ayant conduit à leur mylonitisation, puis une déformation cassante ayant conduit à leur fracturation. La mylonitisation de ces roches peut être liée aux derniers stades de l'intrusion mantellique ([2], [7]) et/ou au fonctionnement d'une grande faille normale plate [6]. Ce dernier processus peut aisément expliquer la déformation ductile du schiste chloriteux ainsi que la déformation cassante des péridotites, ces deux déformations pouvant être contemporaines l'une de l'autre.

Les auteurs remercient les membres de l'équipe scientifique du Nadir qui ont participé à la collecte des échantillons, ainsi que Philippe Bertrand, Jacques Malod et Jean-Claude Mercier pour leur aide au moment de la rédaction.

(¹) Contribution I.P.G.P. (U.A. n° 1093) n° 990 et G.E.M.C. (U.A. n° 718) n° 414.

Note reçue le 23 novembre 1987, acceptée le 4 décembre 1987.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] G. BOILLOT, S. GRIMAUD, A. MAUFFRET, D. MOUGENOT, J. KORNPBST, J. MERGOIL-DANIEL et G. TORRENT, *Earth Planet Sci. Lett.*, 48, 1980, p. 23-34. G. BOILLOT, E. L. WINTERER, A. W. MEYER et coll., *Proc., Init. Repts. (Pt. A), O.D.P.*, 103, 1987. G. BOILLOT, M. COMAS, J. GIRARDEAU et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, 1986, p. 1719-1724.
- [2] A. NICOLAS, F. BOUDIER, N. LYBERIS, R. MONTIGNY et P. GUENNOG, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, 1985, p. 1063-1068. A. NICOLAS, F. BOUDIER et R. MONTIGNY, *J. Geophys. Res.*, 92, B1, 1987, p. 461-474.
- [3] E. BONATTI, G. OTTONELLO et R. E. HAMLYN, *J. Geophys. Res.*, 91, B1, 1986, p. 599-631.
- [4] I. A. NICHOLLS, J. FERGUSON, H. JONES, G. P. MARKS et J. C. MUTTER, *Earth Planet Sci. Lett.*, 56, 1981, p. 362-374.
- [5] K. KASTENS, J. MASCLE, Ch. AUROUX et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, 1986, p. 391-396.
- [6] G. BOILLOT, M. RECQ, E. L. WINTERER et coll., *Bull. Centres Rech. Explor. — Prod. Elf Aquitaine*, 10, n° 1, 1986, p. 95-104. G. BOILLOT, M. RECQ, E. L. WINTERER et coll., *Tectonophysics*, 132, 1987, p. 335-342.
- [7] J. GIRARDEAU, C. A. EVANS et M. O. BESLIER, *Proc., Init. Repts. (Pt. B), O.D.P.*, 103 (sous presse).
- [8] C. A. EVANS et J. GIRARDEAU, *Proc., Init. Repts. (Pt. B), O.D.P.*, 103 (sous presse). J. KORNPBST et A. TABIT, *Proc., Init. Repts. (Pt. B), O.D.P.*, 103 (sous presse).
- [9] P. AGRINIER, C. MEVEL et J. GIRARDEAU, *Proc., Init. Repts. (Pt. B), O.D.P.*, 103 (sous presse).
- [10] G. BOILLOT, J. GIRARDEAU et J. KORNPBST, *Proc., Init. Repts. (Pt. B), O.D.P.*, 103 (sous presse).

M.-O. B. et J. G. : *Laboratoire de Pétrologie physique, I.P.G.P. et Université Paris-VII, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05;*

G. B. : *Laboratoire de Géodynamique sous-marine, Université Pierre-et-Marie-Curie, B.P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer.*

Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne)

Gilbert FÉRAUD, Jacques GIRARDEAU, Marie-Odile BESLIER et Gilbert BOILLOT

Résumé — Les péridotites prélevées par le *Nautille* au pied de la marge continentale de la Galice (Espagne) ont subi une déformation ductile cisillante à haute température (1 000-700°C), sous très forte contrainte déviatorique (> kbar) et à faible profondeur (<7 km). Ces péridotites sont localement traversées par des filons dioritiques qui ont subi la même déformation ductile que la roche encaissante. Dans les filons, certaines amphiboles brunes ont recristallisé à température élevée pendant et immédiatement après la déformation ductile. L'âge-plateau ^{39}Ar - ^{40}Ar fourni par une amphibole post-tectonique est de $122 \pm 0,6$ M.a. Cet âge correspond à la dernière phase du rifting de la marge galicienne, achevé il y a 113 M.a. Cette donnée nouvelle confirme que les péridotites qui bordent la marge galicienne ont été mises en place sous le rift continental qui séparait l'Amérique du Nord et l'Ibérie au Crétacé inférieur.

^{39}Ar - ^{40}Ar dating of the emplacement of the peridotites bounding the Galicia margin (Spain)

Abstract — The peridotite sampled by the *Nautille* along the west Galicia margin (Spain) experienced ductile shearing at high temperature (1,000-750°C) and large deviatoric stresses (> kbar) at low depth (<7 km). Locally, the peridotite is cross-cut by dioritic veins that underwent the same ductile deformation as the surrounding rock. In the veins, the brown amphiboles recrystallized at high temperature during and immediately after the ductile deformation. The ^{39}Ar - ^{40}Ar plateau-age provided by a post-tectonic amphibole is 122 ± 0.6 M.a. This age corresponds to the last stage of rifting of the Galicia margin which ended 113 M.a. ago. This new datum confirms that the peridotite of the west Galicia margin was emplaced beneath the continental rift separating North America and Iberia during early Cretaceous time.

Abridged English Version — A N-S ridge, 100 km long, 10 km wide, and made of serpentized peridotite, borders the western edge of the Galicia passive continental margin ([1]-[5]). It marks the boundary between the thinned continental crust to the east and the oceanic crust to the west (Figs. 1 and 2). Recently, this ridge was sampled by drilling (ODP Leg 103) [3] and diving (Galinaute cruise) [2].

The emplacement of the peridotite may result from two different events and processes: 1) either the peridotite emplaced during the last stage of continental rifting or at the beginning of north Atlantic spreading, *i.e.* in early Cretaceous times ([3]-[7]); or 2) the peridotite is part of a Variscan nappe thrust onto the continent during the Paleozoic, as were the Cabo Ortegal massifs (Spain).

The Galicia margin peridotites are homogenous spinel- and plagioclase-bearing diopside-rich harzburgites or lherzolites which underwent only limited melt extraction (<9%) during their ascent towards the surface ([4], [5]). Most of these peridotites are strongly deformed and display mylonitic sheared textures ([4], [5]). Their mylonitization occurred in a rotational regime, at high but decreasing temperature (1,000 to 850°C), under considerable deviatoric stresses (> kbar) and, probably, at shallow depth (<7 km), *i.e.* under lithospheric conditions. Textural and petrological analyses have also indicated that most of their serpentization occurred at low temperature, probably during and/or after their emplacement on the seafloor.

Locally (dive Site 10), the peridotites are cross-cut by diorite dikes several centimeters thick containing plagioclase (An 35%), brown amphibole and ilmenite. Like the surrounding

Note présentée par Jean AUBOUIN.

peridotites, these dikes were ductily sheared at high temperature (above 750°C) and large stresses, and now display a mylonitic foliation parallel to that observed in the surrounding rock. In the diorite, all the primary, magmatic brown amphiboles have recrystallized into millimetric-sized grains. However, some crystals about 3 cm in size, grew to the detriment of the fine-grained neoblasts, at the end of the shearing phase. The composition of the recrystallized brown-amphiboles (Ti-rich ferro-pargasites) and scarcity of secondary alteration products in the diorite indicate that these rocks experienced no significant intermediate-temperature metamorphic event after the high-temperature brown amphibole recrystallization event.

The amphibole we dated is one of the large post-tectonic crystals. This amphibole, a titanium-rich (4-5% TiO₂ wt. %) ferro-kaersutite, is a perfectly fresh crystal in which only very scarce and small-sized (0.1 mm) grains of secondary green hornblende developed locally in cleavage planes.

The ³⁹Ar/⁴⁰Ar analysis presented here was done using a 120° mass spectrometer apparatus with a M.A.S.S.E. tube and collector system and a Bäuer-Signer source. The sample was irradiated in the Melusine reactor at the Centre d'Études Nucléaires in Grenoble (France). The standard used was the biotite LP6 aged 128.5 M.a. The analytical technique and criteria used to define plateau-age have already been described by Féraud *et al.* [13].

Figure 3 gives the age spectra and the ³⁹Ar_K/³⁷Ar_{Ca} ratio for the brown amphibole studied (sample Gal-86-10-4). It shows 1) that there are large discrepancies for the apparent ages obtained between 450 and 1,050°C, and 2) that a plateau-age at 122.0 ± 0.6 M.a. is obtained for temperatures increasing from 1,050 to 1,200°C, in 4 steps. We consider that this 122.0 ± 0.6 M.a. age corresponds to that of recrystallization of post-tectonic brown amphiboles, *i.e.* to the end of the ductile shearing of the diorite dike.

Because the ductile deformation of the diorite dike and that of the surrounding peridotite occurred under similar physical conditions and were therefore probably synchronous [5], we consider that the 122.0 M.a. age obtained for crystallization of post-tectonic brown amphiboles is also the age of emplacement of the peridotite near the surface of the lithosphere.

This result rules out the Variscan nappe hypothesis for the origin of the plagioclase peridotites bounding the Galicia passive continental margin. Furthermore, it clearly indicates that their emplacement occurred during the rifting of the Galicia margin prior to the opening of the north Atlantic ocean between the Iberian and American plates.

1. INTRODUCTION. — La marge passive de la Galice (Espagne) est bordée par une zone structurale haute (une ride) formée de péridotite serpentinisée ([1]-[5]) (fig. 1 et 2). Cette ride constitue la frontière entre la croûte continentale amincie de la marge à l'Est et la croûte océanique de l'Atlantique à l'Ouest. Elle a été très étudiée au cours des dernières années, notamment par forage (Leg 103 de ODP) [3] et par plongées en submersible *Nautile* (campagne Galinaute) [2].

Les péridotites trouvées au pied de la marge galicienne peuvent avoir été mises en place à deux époques distinctes et par deux processus différents : (a) soit leur remontée depuis le manteau est associée au rifting de la marge ou au début de l'ouverture de l'Atlantique; dans ce cas leur mise en place est d'âge mésozoïque ([1]-[7]); (b) soit leur remontée est plus ancienne, les échantillons recueillis par forage ou en plongée provenant d'une nappe varisque incorporée au socle continental de la marge. Pour trancher entre ces deux hypothèses, il était indispensable de dater les différents épisodes métamorphiques

et tectoniques qui ont affecté les péridotites. Nous rendons compte dans cette Note d'un premier résultat, obtenu par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur une amphibole brune extraite d'un filon dioritique. Ce filon recoupe les péridotites, et a été déformé ductilement avec son encaissant. L'amphibole analysée a cristallisé à la fin de cette phase de déformation. Plus tardivement, les péridotites ont été serpentinisées puis fracturées et mises à l'affleurement [4], en même temps que se formait la ride où on les trouve aujourd'hui.

2. LE CADRE RÉGIONAL. — L'ouverture de l'Atlantique Nord, précédée par un amincissement (extension) de la croûte continentale formant le substratum de la marge galicienne, résulte de la divergence des plaques Amérique et Ibérique au Mésozoïque [8]. La chronologie de cette divergence est bien établie : (a) au site de forage ODP 641 (*fig. 1*), l'anomalie magnétique Mo (118 M.a.) [9] a été identifiée dans la série sédimentaire syn-rift une trentaine de mètres sous la discordance post-rift [3]. En domaine océanique, l'anomalie Mo borde la marge portugaise, mais disparaît à l'Ouest de la marge galicienne [10] (*fig. 1*). L'ouverture océanique à cet endroit est donc plus récente que 118 M.a. (b) Le jeu des failles normales, qui caractérise le rifting de la marge, s'est achevé à l'Aptien terminal [3], [12], il y a 113 M.a. [9]. En général, cet événement (la fin de l'extension sur la marge) est contemporain du début de l'ouverture océanique. (c) L'âge du début du rifting de la marge est plus difficile à établir. Après des épisodes extensifs anciens mal connus (Trias? Jurassique supérieur?), la phase principale d'amincissement de la croûte continentale a commencé après le Tithonique, il y a 140 M.a. [3], et a donc duré environ 25 M.a. (d) La ride de péridotite qui borde la marge est recouverte, au moins sur son flanc oriental, par des sédiments syn-rift [12] (*fig. 2*). Elle s'est donc mise en place au Crétacé inférieur, avant l'ouverture océanique. Sa situation actuelle à la limite continent-océan suggère qu'elle occupait alors l'axe du rift continental séparant Terre Neuve de la Galice [7]. Mais l'âge de la ride n'est pas nécessairement celui de la mise en place des péridotites qui la constituent.

3. L'ÉVOLUTION PÉTRO-STRUCTURALE DES PÉRIDOTITES. — Les péridotites de la marge de Galice sont des harzburgites riches en diopside ou des lherzolites, à spinelle et plagioclase ([4], [5]). Elles ont subi une fusion partielle limitée (<9%) lors de leur remontée diapirique vers la surface. Cette fusion s'est produite autour de 1200°C, et à une profondeur de l'ordre de 30 km, et s'est probablement poursuivie à plus faibles températures (~1000°C).

Les échantillons prélevés par forage ou en plongées montrent une foliation S_1 et une linéation mylonitique L_1 bien marquées. La mylonitisation résulte d'une déformation ductile extrêmement intense en régime cisailant, à température élevée (de 1000°C à 850°C), à faible profondeur (<7 km) et sous de très fortes contraintes déviatoriques (>kbar) ([4], [5]). Au site de plongée 10 (*fig. 1*), la péridotite est recoupée par quelques filons dioritiques pluricentimétriques à plagioclase, ilménite et amphibole brune, dont provient l'échantillon analysé (GAL 86-10-4). Ces filons ont été déformés ductilement, et montrent des textures porphyroclastiques. Leur foliation mylonitique est parallèle à celle visible dans la péridotite encaissante. La déformation des filons s'est produite à haute température (700-900°C), dans des conditions proches de celles qui prévalaient à la fin de la mylonitisation des péridotites [5]. Tout porte donc à penser que la déformation ductile des filons est synchrone de celle des péridotites.

Dans les filons de diorite, la plupart des amphiboles ont finement recristallisé pendant la déformation ductile. Il s'agit de ferro-pargasites contenant de 3 à 4% de titane (% pondéral). Certains cristaux se sont particulièrement développés en fin de déformation

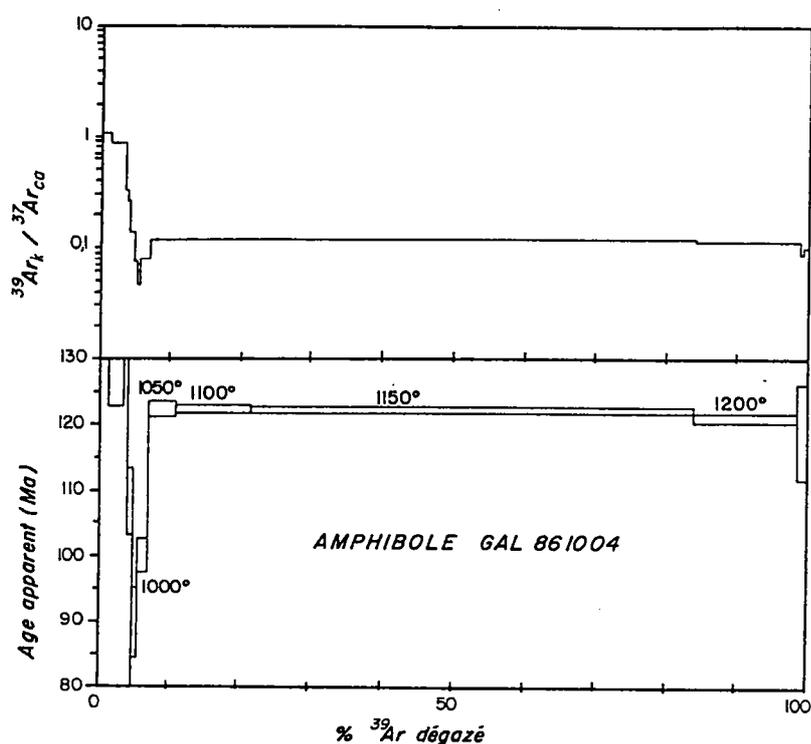


Fig. 3. — Spectre d'âge ^{39}Ar - ^{40}Ar et rapport $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{Ca}$ obtenus sur une amphibole automorphe non déformée d'un filon de diorite (éch. GAL 86-10-04, Campagne Galinaute) [2].

Fig. 3. — ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectrum and $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{Ca}$ ratio from an euhedral undeformed amphibole sampled in a diorite vein (sample GAL 86-10-04, Galinaute cruise) [2].

ductile, atteignant une taille de 2 à 3 cm. Ils peuvent être considérés comme post-tectoniques. Ce sont des ferro-kaersutites, contenant de 4 à 5 % de titane.

Les données géochronologiques présentées dans cette Note proviennent de l'analyse de ces grandes amphiboles brunes post-tectoniques. Il s'agit de minéraux très frais, ne contenant que très localement des traces d'amphiboles vertes secondaires (ferro-édénites) dans les plans de clivage. La composition chimique des amphiboles et la très faible abondance des phases secondaires hydratées montrent que la déformation ductile, ainsi que la recristallisation des amphiboles brunes post-tectoniques, se sont produites à haute température. Ni les diorites, ni les péridotites encaissantes ne montrent de traces significatives d'une rétomorphose à haute température.

4. RÉSULTATS DE LA DATATION ET DISCUSSION. — Les techniques d'analyse ^{39}Ar - ^{40}Ar et les critères utilisés pour définir un âge plateau sont décrits par Féraud et coll. [13]. Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse 120° comportant un tube et un système de collection M.A.S.S.E. et une source de Baur-Signer. Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur Mélusine du Centre d'Études nucléaires de Grenoble. Le moniteur utilisé est la biotite LP-6 avec un âge de 128,5 M.a.

La figure 3 donne le spectre d'âge et les rapports $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{Ca}$ pour l'amphibole brune de l'échantillon GAL86 10-04. Les résultats de l'analyse montrent (a) une forte variation des âges apparents entre 450 et 1050°, et (b) un âge-plateau entre 1050 et 1200°C (4 étapes) à $122,0 \pm 0,6$ M.a. (2σ) correspondant à une fraction de 92.2% d'argon 39

dégazé. De la même façon, le rapport $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{Ca}$, directement proportionnel au rapport K/Ca par la relation $K/Ca = 0,56 \times ^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ [13], montre une forte variation entre 450 et 1050°C, et des valeurs constantes entre 1050 et 1200°C. Ces valeurs stables correspondent au rapport K/Ca (atomes) de 0,055 mesuré sur l'amphibole brune à la micro-sonde électronique, alors que les valeurs de basses températures diffèrent fortement de la composition de l'amphibole fraîche. En particulier, on observe à basse température un fort enrichissement en potassium par rapport au calcium, qui correspond probablement au dégazage de phases d'altération de l'amphibole (peut-être situées dans des micro-fractures). Des phénomènes comparables ont été mis en évidence sur des amphiboles du banc de Gorringe [13].

L'âge-plateau de $122,0 \pm 0,6$ M.a. (étapes de température 1050-1200°C) représente donc soit l'âge de cristallisation de l'amphibole en fin de déformation ductile, soit l'âge d'une remise à zéro complète du chronomètre par un phénomène thermique plus tardif. Les observations texturales et pétrologiques (§ 3) nous conduisent à écarter cette seconde hypothèse.

5. CONCLUSION. — La déformation ductile du filon dioritique étudié, et par conséquent de la péridotite encaissante, s'est donc achevée il y a 122 M.a., c'est-à-dire à la limite Hauterivien-Barrémien [9]. A cette époque, la marge de la Galice appartenait encore au rift continental qui séparait l'Ibérie de l'Amérique du Nord. Cette donnée nouvelle écarte définitivement l'hypothèse d'une mise en place au Paléozoïque des péridotites de la marge galicienne; elle démontre au contraire que la remontée de ces roches ultramafiques depuis le manteau jusqu'à la surface de la lithosphère est associée à la phase de rifting qui a précédé la séparation complète des plaques Amérique et Ibérique et l'ouverture de l'Atlantique Nord. Notre étude apporte ainsi une contrainte supplémentaire aux modèles géodynamiques des rifts continentaux et de la dénudation du manteau, qui sont discutés par ailleurs ([6], [7]).

Contribution n° 1013 de l'U.A. 1093, et n° 441 de l'U.A. 718 (Groupe d'Étude de la Marge continentale et de l'Océan).

Note reçue le 14 mars 1988, acceptée le 31 mars 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] G. BOILLOT, S. GRIMAUD, A. MAUFFRET, D. MOUGENOT, J. MERGOIL-DANIEL, J. KORNPBST et G. TORRENT, *Earth and Planet. Sci. Letters*, 48, 1980, p. 23-34.
- [2] G. BOILLOT, M. C. COMAS, J. GIRARDEAU, J. KORNPBST, J. P. LOREAU, J. MALOD, D. MOUGENOT et M. MOULLADE, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, 1986, p. 1719-1724.
- [3] G. BOILLOT, E. L. WINTERER, A. W. MEYER et coll., *Proc. Init. Repts (Pt A), ODP*, 103, 1987.
- [4] C. A. EVANS et J. GIRARDEAU, *Proc. Init. Repts (Pt B), ODP*, 103 (sous presse); J. GIRARDEAU, C. A. EVANS et M. O. BESLIER, *ibid.* (sous presse).
- [5] M. O. BESLIER, J. GIRARDEAU et G. BOILLOT, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, série II, 1988, p. 373-380.
- [6] G. BOILLOT, M. RECQ, E. L. WINTERER, et coll., *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, 1986, p. 95-104; *Tectonophysics*, 132, 1987, p. 335-342.
- [7] G. BOILLOT, J. GIRARDEAU et J. KORNPBST, *Proc. Init. Repts (Pt B), ODP*, 103 (sous presse).
- [8] J. L. OLIVET, J. BONNIN, P. BEUZART et J. M. AUZENDE, 1984 : *Publ. CNEXO*, 56, 1984; S. SRIVISTRAVA et C. R. TAPSCOTT, *Geol. Soc. of Amer. DNAG serie, M., The western North Atlantic Region*, 1987, p. 379-404.
- [9] D. V. KENT et F. M. GRADSTEIN, *Geol. Soc. America Bull.*, 96, 1985, p. 1419-1427.
- [10] P. GUENOC, H. JONQUET et J. C. SIBUET, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, série D, 1979, p. 1011-1013; J. VERHOEF, B. J., COLETTE, P. R. MILES, R. C. SEARLE, J.-C. SIBUET et C. A. WILLIAM, *Mar. Geophys. Res.*, 8, 1986, p. 1-25.

- [11] J.-C. SIBUET; W. B. F. RYAN et coll., *Init. Rept. DSDP*, 47, Pt. 2, Washington, U.S. Govt. Printing Office, 1979.
- [12] A. MAUFFRET et L. MONTADERT, *Marine and Petrol. Geol.*, 4, 1987, p. 49-70.
- [13] G. FÉRAUD, C. MÉVEL, G. CORNEN, J.-M. AUZENDE, C. M. HALL et D. YORK, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 79, 1986, p. 255-269.
- [14] S. LALLEMAND, J. P. MAZE, S. MONTI et J.-C. SIBUET, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, série II, 1985, p. 145-149.

G. F. : *Laboratoire de Géologie et Géochimie, Université de Nice,*
U.A. n° 725 du C.N.R.S., 06034 Nice Cedex;

J. G. et M.-O. B. : *Laboratoire de Pétrologie physique, U.A. 1093 du C.N.R.S.,*
I.P.G.P. et Université de Paris-VII, 2, place Jussieu, 75251 Paris Cedex 05;

G. B. : *Laboratoire de Géodynamique sous-marine du C.E.R.O.V., U.A. n° 718 du C.N.R.S.,*
Université Pierre-et-Marie-Curie, B.P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Localisation des sites de forage (Leg ODP 103) [3], et des sites de plongées (Campagne Galinaute) [2] sur la marge de la Galice. Bathymétrie d'après Lallemand et coll. [14]. Localisation de l'anomalie magnétique Mo d'après Guennoc et coll. et Verhoef et coll. [10]. P : ride de péridotite. L'emplacement de la Figure 2 est reporté. Le Site de la plongée 10 est indiqué par une flèche.

Fig. 1. — *Location of drill Sites (ODP, Leg 103) [3] and dive Sites (Galinaute cruise) [2] on the Galicia margin. Bathymetry after Lallemand et al. [14]. Location of the Mo magnetic anomaly after Guennoc et al. and Verhoef et al. [10]. P: peridotite ridge. The Figure 2 is located. The arrow indicates the dive Site 10.*

Fig. 2. — Coupe schématique de la marge occidentale de la Galice et de la ride de péridotite d'après Boillot et coll. [7]. L'emplacement de la coupe est reporté sur la figure 1.

Fig. 2. — *Diagrammatic cross-section of the western Galicia margin and of the peridotite ridge, after Boillot et al. [7]. The cross-section is located on the Figure 1.*

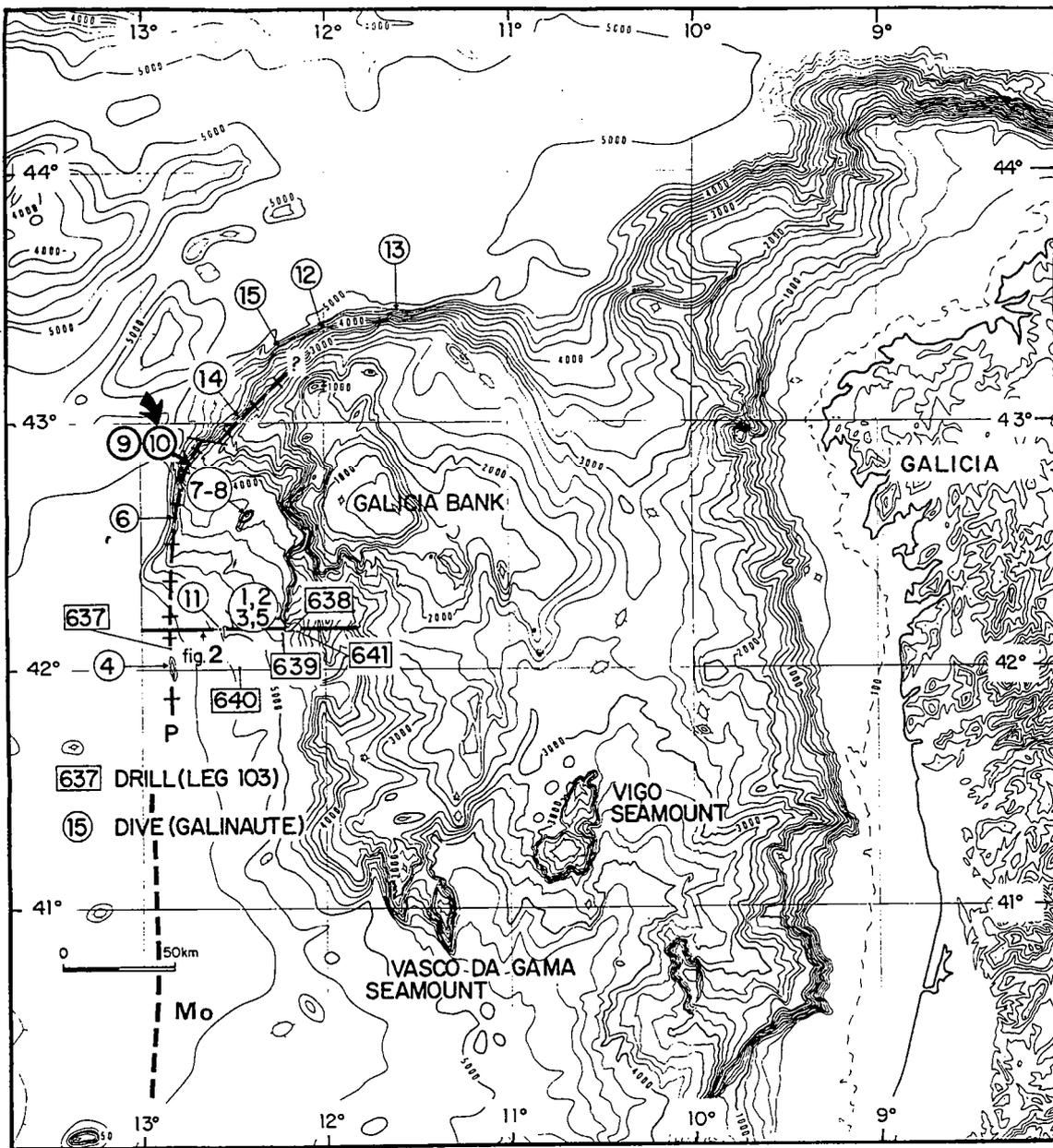


Fig. 1

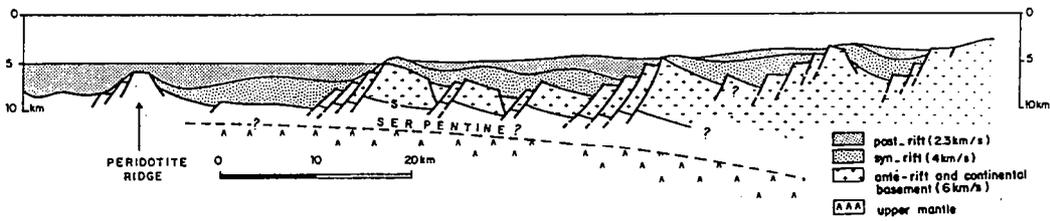
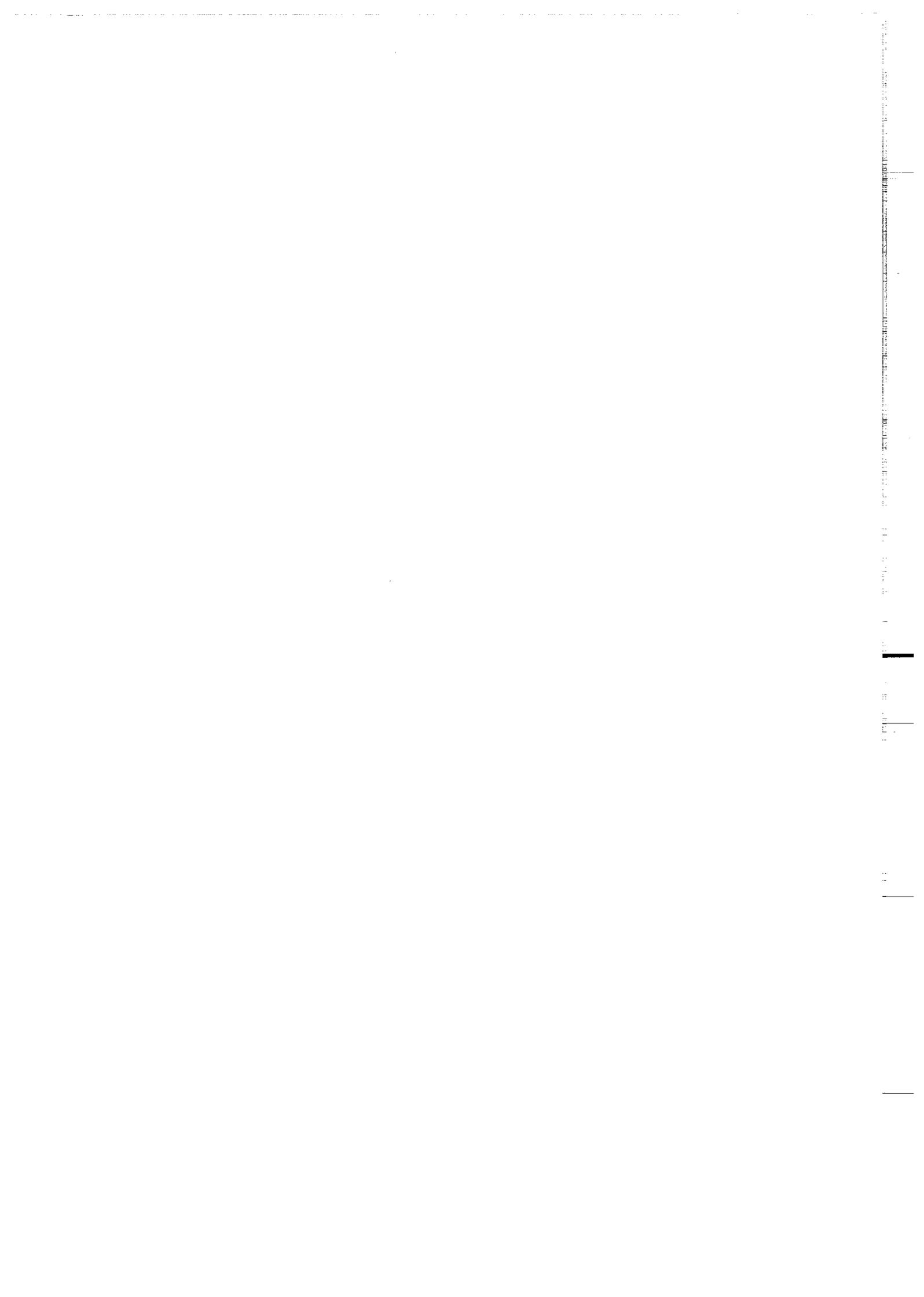


Fig. 2



KINEMATICS OF PERIDOTITE EMPLACEMENT DURING NORTH ATLANTIC CONTINENTAL RIFTING, GALICIA, NW SPAIN.

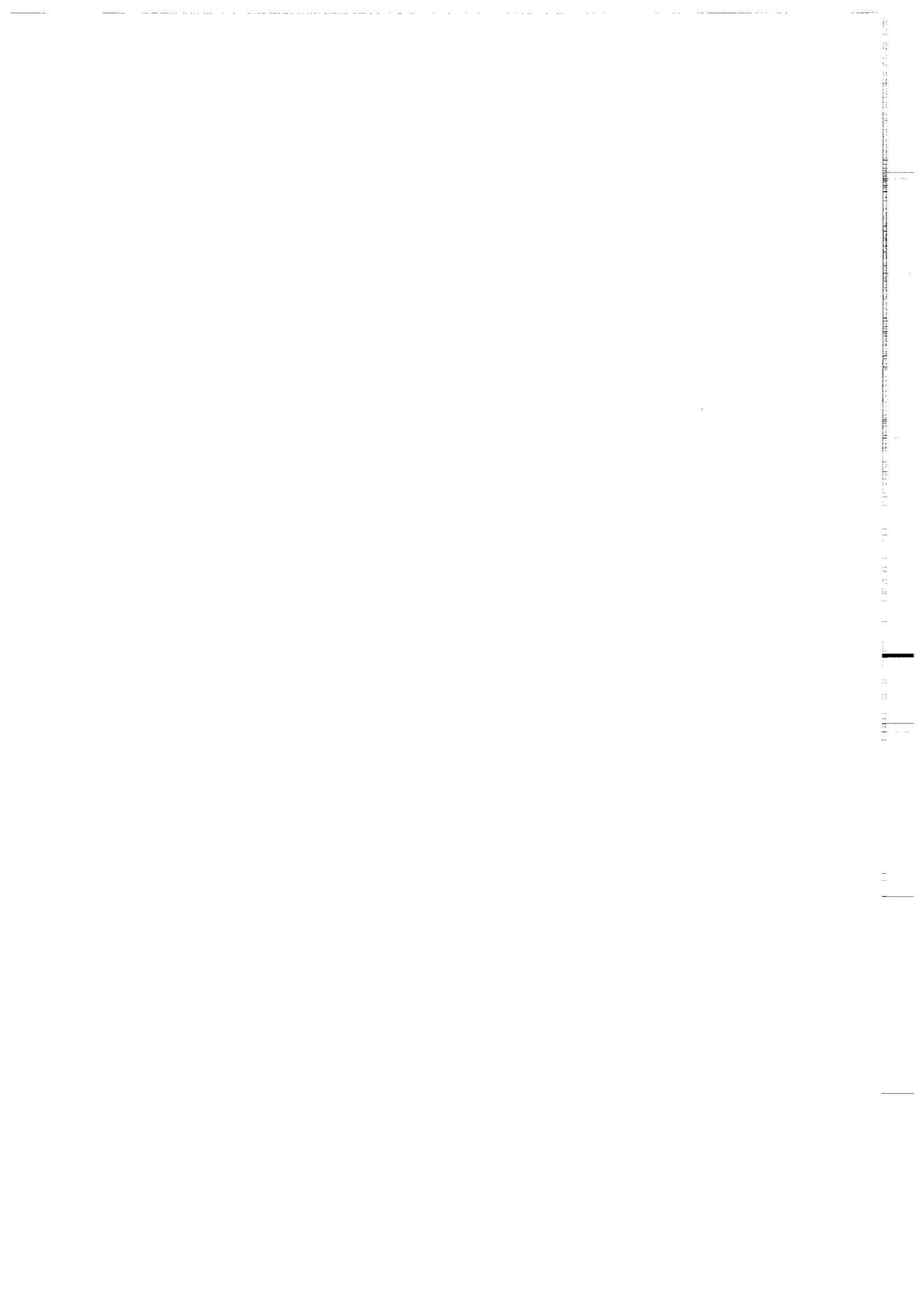
Marie-Odile BESLIER*, Jacques GIRARDEAU*, Gilbert BOILLOT**

* Laboratoire de Pétrologie Physique, Université Paris 7 et IPG Paris, 2 place Jussieu, F-75251 Paris cedex 05, France.

** Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, Université Pierre et Marie Curie, B.P. 48, F-06230 Villefranche-sur-Mer, France.

N.B.: Cette publication est parue dans Tectonophysics, 184 (1990) 321-343.

Avec l'aimable autorisation de Tectonophysics.



ABSTRACT

The western part of the Galicia passive continental margin (western edge of Spain) is bordered by serpentized peridotites over a N-S distance of about 125 km. These peridotites were emplaced at the end of continental rifting and/or at the very beginning of oceanic accretion. They have been observed *in situ* and sampled in 5 sites with the Nautille submersible during the Galinaute cruise (1986). Some crustal continental rocks were also collected at two sites on the tilted blocks adjacent to the peridotite ridge. Most of the escarpments covered by the Nautille on the peridotite ridge have yielded only ultramafic rocks, except at Dive 10 where the peridotites are overlain by a sheared chlorite-bearing schist, and at Dive 14 where the ultramafic rocks are covered by basalts. All the peridotites are plagioclase-bearing harzburgites and lherzolites, locally crosscut by rare plagioclase-rich veins and dioritic intrusives. Some pyroxenites and gabbros are associated with the peridotites at Dive 14.

The plagioclase-bearing peridotites are similar in composition to those drilled during Leg ODP 103. Primary structures have not been found, except in the northern part of the studied zone where a few samples exhibit magmatic textures. Elsewhere, the peridotites show evidence for a strong mylonitization event which has overprinted a former primary high-temperature fabric. At these localities, boudinage structures and ultramylonitic bands, referred to as shear bands, occur and the rocks have a disrupted mylonitic texture. A few dioritic dykes have also suffered this mylonitization. Shearing occurred in a rotational regime, at high and decreasing temperature (1000-850°C) and under a high deviatoric stress ($> 10^2$ MPa), i.e. under lithospheric conditions.

The structural pattern of the peridotite ridge, deduced from measurements on oriented samples, is complex. The trend of the mylonitic foliation appears nearly constant from south to north (N125 to 105), but its dip increases (20 to 45 degrees) northward. From south to north, the stretching lineation pitch varies from subvertical to subhorizontal. Stretching has occurred along a shear zone acting as a normal fault in a NE direction in the southern part of the studied area. To the north, it occurred in a NW direction with a strike-slip component. On the other hand, stretching in the chlorite-bearing schist and in the gneissic rocks of the continental basement seems to be unrelated to the peridotite deformation.

This study confirms the uplift of the Galicia peridotites during the continental rifting of the North Atlantic Ocean in Cretaceous times. During their uprise, the peridotites underwent some melting and high temperature - low stress ductile deformation followed by intense

mylonitization at decreasing temperature and increasing stress that has overprinted most of the primary textures. The geometry of the mylonitic structures is related both to the uprise of the peridotite dome and to the extensive strain-stress field prevailing in the continental lithosphere during the rifting episode. It is consistent with that expected in the upper part of a dome locally offset by transverse faults in its northern part, due to the vicinity of a triple junction point. Its kinematics of emplacement agrees well with an E-W opening of the North Atlantic Ocean.

I. INTRODUCTION.

The recent discovery of peridotites at the foot of several passive continental margins has led to the conclusion that peridotites may be emplaced to the surface during the thinning of the continental lithosphere, at the end of continental rifting and/or at the very beginning of oceanic accretion. To date, these peridotites have been found to the west of Galicia (Spain) (Boillot et al., 1980, 1986, 1987a), on Zabargad Island in the Red Sea (Nicolas et al., 1985, 1987a; Bonatti et al., 1986), off southwestern Australian coasts (Nicholls et al., 1981) and in the Thyrrenian sea (Kastens et al., 1986). Except for the Zabargad Island peridotites, mechanisms for their emplacement are poorly constrained due to the difficulty of sampling these rocks in oceanic domains and, hence, to obtain accurate structural data.

Such a structural study has been carried out on the peridotites and the adjacent continental rocks that crop out at the foot of the Galicia passive continental margin, west of Spain. The peridotites, first dredged and drilled at Hill 5100 site, have been visited along a 100 km-long distance north of Hill 5100 using the French submersible *Nautile* (Boillot et al., 1986). They have been resampled at five sites, as were some continental crustal rocks from the westwardmost tilted block from the margin. This has allowed the description of sections across the whole peridotite ridge and its structural mapping. This paper presents the sections, a structural map, and includes a lithological, structural and microstructural study of the samples, which is used to clarify the evolution of the peridotites and their kinematics of uplift. These new data, compared to those already obtained on the peridotites drilled at Hill 5100 (Evans and Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988; Kornprobst and Tabit, 1988), better constrain models already proposed for the uplift of peridotite during the rifting of the Galicia margin (Boillot et al., 1987b; 1988a).

II. REGIONAL BACKGROUND AND PREVIOUS WORKS.

In recent decades, many geological and geophysical data has been collected in western Iberia, so that the structure and evolution of the Galicia margin is now well established. It is a starved passive margin, i.e. overlain with only a thin sedimentary cover deposited during the opening of the Atlantic Ocean between the American and Eurasian plates in Cretaceous times. The margin displays a succession of blocks tilted toward the continent along nearly N-S normal faults (Fig. 1), which are interrupted and/or slightly offset by transverse faults oriented N055-070 or N115-135 (Thommeret et al., 1988). The S reflector, seen beneath the deepest part of the margin (fig. 1B), deepens slowly to the east under the deeper tilted blocks.

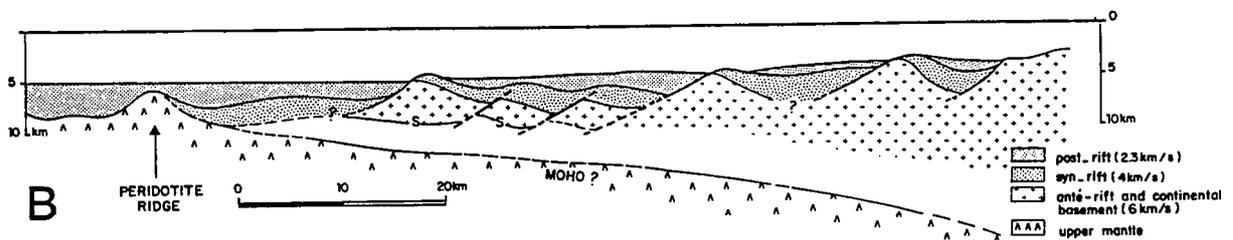
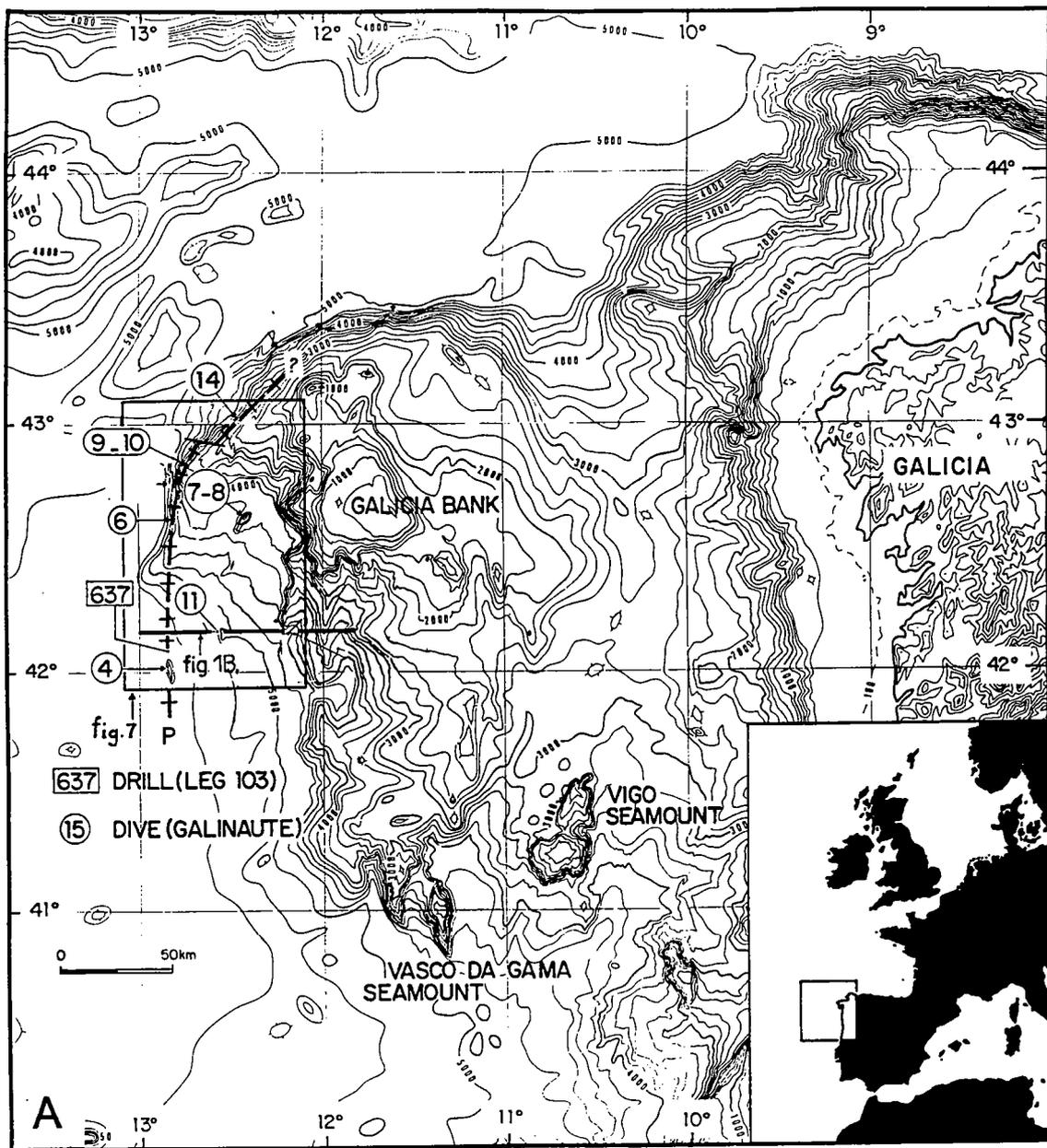


Fig. 1. The West Galicia passive continental margin. **A.** Location of the margin in the Northeast Atlantic Ocean. Bathymetric map (bathymetry in meters after Lallemand et al., 1985). Drill (leg ODP 103) and dive (Galinaute cruise) sites on peridotites and continental basement are also reported. Figures 1B and 7 are located. **B.** Synthetic E-W cross-section, according to Boillot et al., 1988a.

The chronology of the rifting is well known. The end of continental extension, thought to be contemporaneous with the beginning of oceanic accretion, occurred around 114 Ma during the Late Aptian (Sibuet et Ryan, 1979; Boillot et al., 1987a). This age is confirmed indirectly by the setting of the M0 (118 Ma) magnetic anomaly, seen off the Portuguese margin, which disappears northward just to the south of Hill 5100 (Fig. 1A), and now recognized in the uppermost part of lower Aptian syn-rift sediments of the Galicia margin (Ogg, 1988). This indicates that the beginning of oceanic accretion, which migrated from south to north in the North Atlantic Ocean, postdates 118 Ma on the Galicia margin. The age of beginning of the rifting is poorly constrained but the main phase of crustal thinning began during Berriasian times, 140 Ma ago (Boillot et al., 1987a). Because the peridotites are covered on the eastern flank of Hill 5100 by syn-rift sediments dating from the early Cretaceous (Mauffret and Montadert, 1987; Fig. 1B), Boillot et al. (1988a) has considered that the seafloor emplacement of the peridotites occurred during the early Cretaceous. A radiometric ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) date of 122 Ma of a dioritic mylonite formed during the uplift of the peridotite has confirmed this hypothesis (Féraud et al., 1988).

During the Pyrenean orogeny, in Cenozoic times, the Galicia Bank was uplifted and tilted gently to the south-east. This tectonic event is responsible for the formation of the western and northern escarpments of the Galicia Bank, and for the reactivation of some Mesozoic normal and transverse faults (Boillot et al., 1979; Grimaud et al., 1982; Mougénot et al., 1986; Mougénot, 1989). However, despite this late deformation, the initial Mesozoic main structure of the Galicia Bank seems to have been well-preserved, particularly in the Hill 5100 area (Montadert et al., 1979; Mauffret et Montadert, 1987).

The Galicia Bank peridotites were discovered in 1980 by dredging in the vicinity of Hill 5100 to the south-west of the Galicia margin (Boillot et al., 1980; Fig. 1). In 1985, these rocks have been drilled over 70 metres on the northeastern flank of the Hill 5100 during ODP Leg 103 cruise (Boillot et al., 1988b). More recently, in 1986, these peridotites have been observed and sampled *in situ* on the western flank of Hill 5100 using the French submersible Nautile. During the same cruise, the continental basement has also been sampled on the deepest tilted block of the margin, at about 20 km to the east of the peridotite outcrops. These data clearly indicate that the peridotites are cropping out over an area of about 125 km-long by 10-12 km-wide at the foot of the continental margin (Boillot et al., 1986; Beslier et al., 1988).

The petrological and structural data from the peridotites sampled by drilling at Hill 5100 (Evans and Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988; Kornprobst and Tabit, 1988) indicate that these rocks are diopside-rich harzburgites and lherzolites with minor dunites.

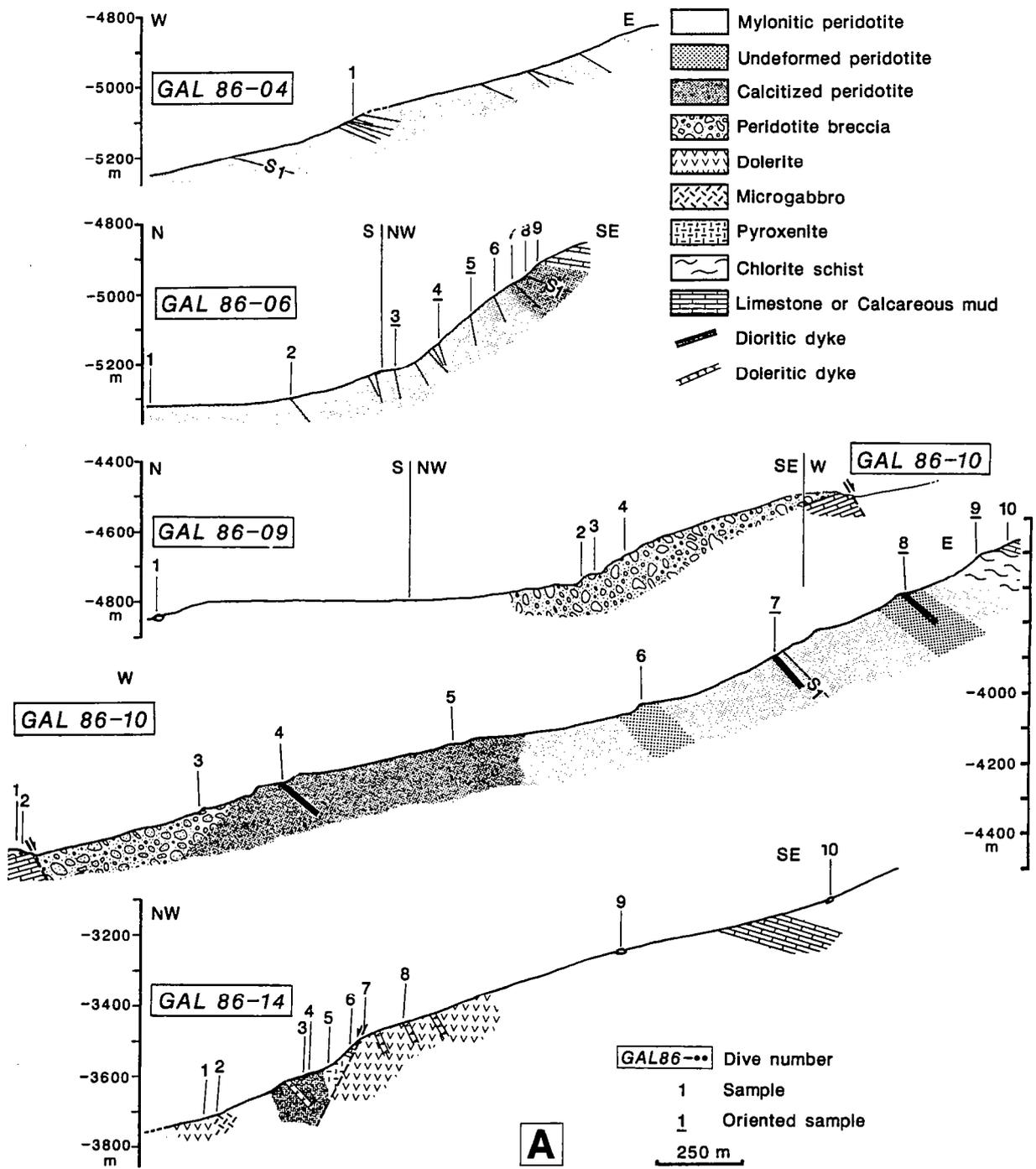


Fig. 2.A. Synthetic cross-sections made by diving with the submersible Nautilie during the Galinaute cruise. Peridotitic escarpments. The faults marked by dashed lines were hypothetically employed. Dives are located on Fig.1A.

During their uplift, these peridotites underwent about 9% of partial melting and experienced a strong deformation at high temperature, i.e. under asthenospheric conditions (Evans and Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988). They then suffered an intense mylonitisation under lithospheric conditions, at relatively shallow depth and low temperature (1000°C to 850°C) and under very large deviatoric stresses (180 MPa). The foliation and the stretching lineation developed during this shearing event dip to the NE. Accordingly, shearing of the peridotites occurred from the west to the east, implying a normal component of displacement (Girardeau et al., 1988). Then they underwent some brittle deformation producing their nearly complete serpentinization and injection of calcite veinlets in extensional fractures (Agrinier et al., 1988; Kimball and Evans, 1988). The uplift of the Galicia peridotite has been related to the rifting of the margin, an interpretation quite different to that proposed for the petrologically comparable peridotites from the Gorrige Bank, the emplacement of which probably occurred along a transform fault (Cyagor II Group, 1984; Serri et al., 1988).

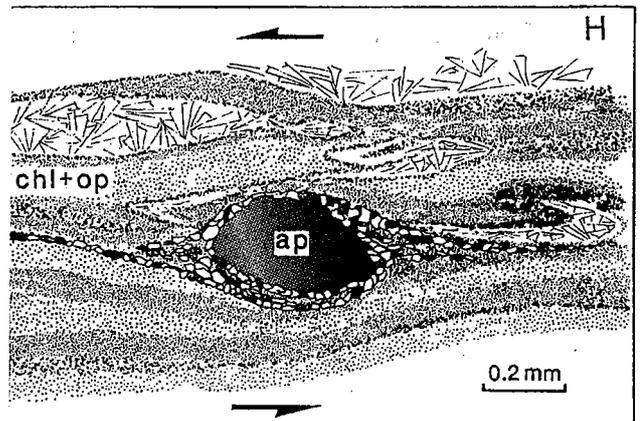
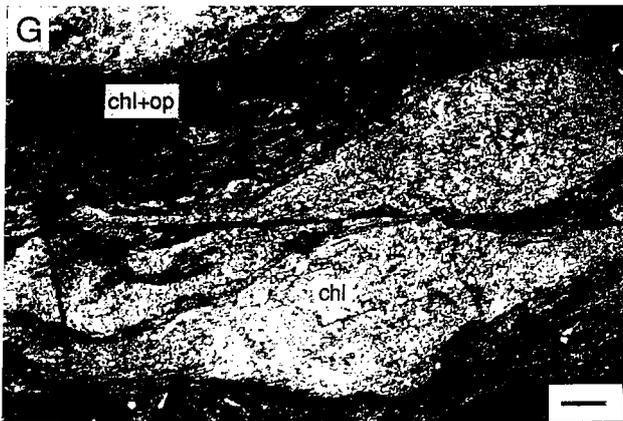
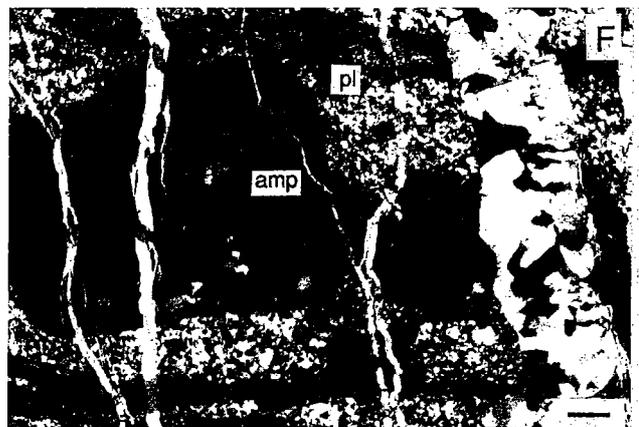
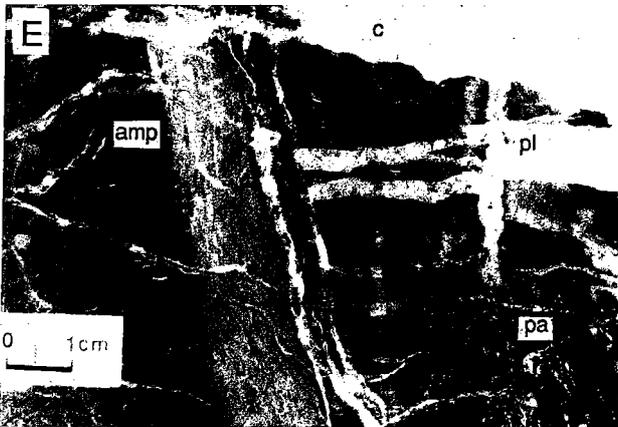
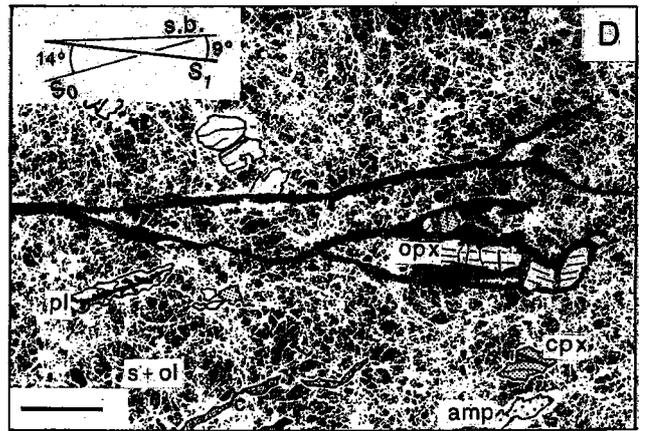
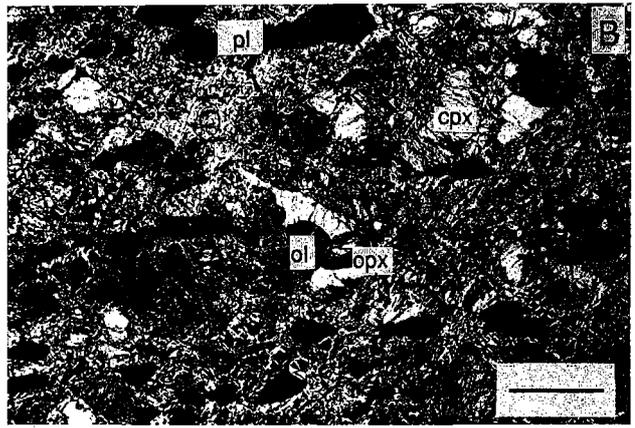
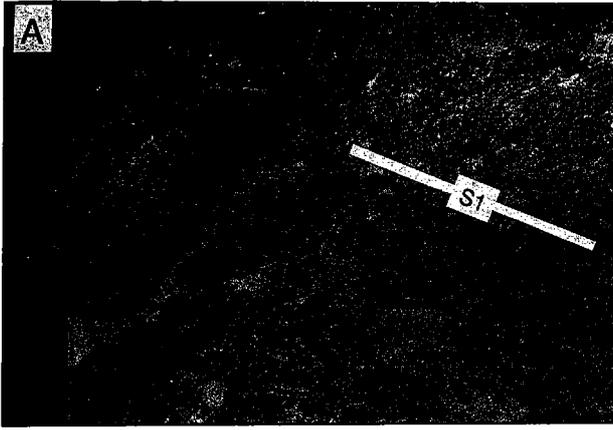
III. LITHOLOGICAL DATA.

During the Galinaute cruise, five dives occurred on peridotites (Dives 4, 6, 9, 10 and 14; Fig. 1A) and three on the continental basement (Dives 7, 8 and 11; Fig. 1A). Nineteen samples of peridotites have been recovered and fifteen of crystalline continental silicic rocks.

III.1. DIVES ONTO PERIDOTITIC ESCARPMENTS.

A 400 m-high smooth escarpment has been visited at dive 4 site on the western flank of Hill 5100 (Fig. 2A). It allowed the observation of strongly foliated peridotites (Fig. 3A). Because of their total transformation in poorly consolidated clays, only one sample has been taken at this site. This rock is made of thin serpentinites fragments in a clayey matrix composed of palygorskite and smectites derived from the peridotite (Karpoff et al., 1989). These clay minerals are similar to those previously described in mud samples recovered by drilling at the top of the peridotite ridge (Meyer et Davies, 1988).

Dive 6 (Fig. 2A) has been driven 70 km to the north of Dive 4. A 1.5 km-long section has been picked up on a 500 m-high escarpment made of locally calcitized peridotites covered by calcareous muds at the top of the cross-section. Eight samples of peridotites were collected. These are spinel and plagioclase clinopyroxene-rich harzburgites or depleted lherzolites.



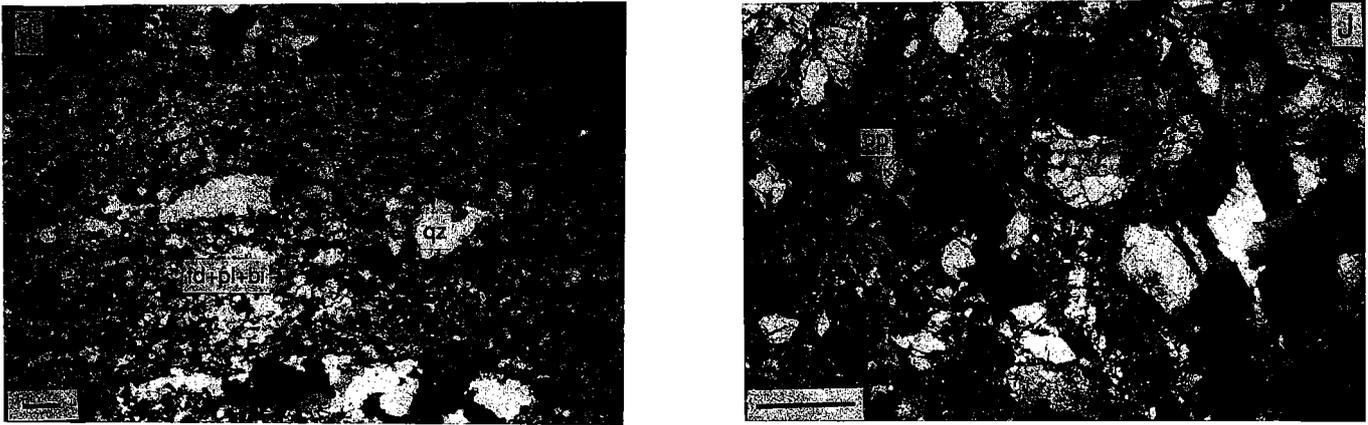


Fig. 3. Photographs (A, E), microphotographs (B, C, F, G, I, J) and drawings (D, H); scale bars for 1mm.

A. *In situ* mylonitic foliation in peridotites (S1) seen from the Nautilite.

B. Magmatic texture in peridotite (Sample 10-08); ol: olivine; opx: orthopyroxene; cpx: clinopyroxene; pl: spinel + plagioclase; s: serpentine;

C. and D. Mylonitic disrupted texture in peridotite (Sample 10-07); symbols as in B + amp: brown amphibole; s.b.: shear band.

E. Intrusive dioritic dyke (Sample 10-04) displaying a late euhedral brown amphibole crystal (pa); pl: plagioclase; amp: brown amphibole; c: calcite.

F. Porphyroclastic texture in an intrusive dioritic dyke (Sample 10-04): brown amphibole porphyroclast (amp) in an amphibole and plagioclase (pl) recrystallized matrix.

G. Chlorite-bearing schist; ap: apatite; chl: chlorite;

H. Detail of the microphotograph G; rolling structure around a porphyroclast of apatite (ap) in a chlorite and opaque minerals (chl+op) matrix.

I. Alkaline granite with a porphyroclastic texture (Sample 08-07); qz: quartz; fd: alkaline feldspath; pl: plagioclase; bi: biotite.

J. Strongly fractured alkaline granite (Sample 11-09); fractures are filled by opaque minerals (op).

Though these rocks suffered a pervasive serpentinization (up to 95%), they still contain some relicts of fresh orthopyroxene, spinel generally rimmed by altered plagioclase, clinopyroxene and, locally, some amphibole. These rocks contain abundant secondary minerals, mainly serpentines, magnetite, hematite, calcite and some clay minerals. The peridotites display mylonitic textures marked by the highly stretched orthopyroxene crystals and by the presence of ultramylonitic shear bands similar to those previously described in peridotites drilled during leg ODP 103 at Hill 5100 (Girardeau et al., 1988). In these mylonites, the clinopyroxene has recrystallized and generally appears totally unstrained. Such a mylonitic texture is observed in all samples except in those from the top of the escarpment, which are totally calcitized.

Dives 9 and 10 were located on the north-western flank of the Galicia Bank, at about 25 km to the north of Dive 6 (Fig. 2A). The *in situ* sampling of peridotites was not possible at Dive 9 which is a fossil scree slope. The 3.5 km long - 900 m high escarpment covered during dive 10 comprises, from base to top, a 150 m-thick layer of calcitized peridotite breccias, 400 m of serpentinized mylonitized peridotites, and a few metres of chlorite-bearing schists (Sample 10-9) covered by calcareous mud (Sample 10-10). Serpentinization and calcitization is only intense in the lower half of the section. In the upper half, samples are better preserved allowing a determination of their modal content and of their primary and secondary textures. The peridotites are richer in clinopyroxene than those found at Dive 6, displaying local clinopyroxene micro-layering (Sample 10-5). In these rocks, some olivine still persists. Sample 10-7 shows a mylonitic texture (Fig. 3C and D) similar to that described in samples drilled at Hill 5100 or recovered at Dive 6. On the contrary, samples 10-6 and 10-8 are fine-grained peridotites (grain size about 2mm) and display equant textures (Fig. 3B). They are fresh and contain spinel (4%), olivine (40%), poikilitic clinopyroxene (10%) and orthopyroxene (30%), and about 10% of altered plagioclase rimming the spinel. These rocks may also contain some scarce euhedral brown amphibole crystals (5%). Foliation and lineation are well-marked by elongated spinel rimmed by plagioclase.

Many of the peridotites are crosscut by millimetre to centimetre-thick plagioclase or dioritic veins. These veins are composed of abundant clinopyroxene, of some brown amphibole which may develop at the expense of the clinopyroxene, and of plagioclase partly transformed into saussuritic materials. These veins often contain secondary minerals such as chlorite, green and colorless amphiboles, and opaque minerals. In one of them, scarce sphene and phlogopite crystals are also present (Sample 10-8). Many of these veins are zoned and display rims made by clinopyroxene and amphiboles and a core filled by altered plagioclase. Some lenticular-like veins of fresh plagioclase associated with vermicular spinel also occur (Sample 10-7; Fig. 3C

and D). This intergrowths, interpreted as a subsolidus reaction product (Kornprobst and Tabit, 1988), could also have a magmatic origin (Nicolas et al., 1987b).

Generally, the veins are linear and are oriented at a few tens of degrees to the main foliation in the peridotite, but some of them are deformed and lie parallel to it (Samples 10-1 and -6). Sample 10-4 shows a 30 cm-thick dioritic dyke intrusive in a peridotite (Fig. 3E and F). It contains about 40% of fresh plagioclase (An 35-37), 40% of brown amphibole (ferropargasite), and some ilmenite and chlorite. The presence within the highly deformed peridotites of both undeformed (Sample 10-7) and mylonitized (Sample 10-4) dioritic dykes and veins, shows that the injection of the mafic magmas into the peridotites is subcontemporaneous with the uplift and deformation of the peridotite.

At Dive 10, the top of peridotite escarpment exposes a few tens of metres of a strongly deformed chlorite-bearing schist (Sample 10-9, Fig. 2A, 3G, 3H). This schist shows alternating light-colored and dark-blue chlorite bands. The dark bands are rich in opaque minerals and contain apatite ribbons and scarce zircons. Such a schist may derive from a pyroxenite or, more likely, to account for their high Ti content, from a Fe-Ti-rich gabbro like those described from the western Alps (Mével, 1984).

All outcrops observed at Dive 14 (2.8 km-long; 800 m-high) are brecciated, except for the calcareous sediments from the top of the escarpment (Fig. 2A). This section shows various types of rocks: dolerites, micro-gabbros, pyroxenites and peridotites (Kornprobst et al., 1988). The dolerites (Samples 14-1, -7, -8) contain zoned euhedral crystals of plagioclase and clinopyroxene, the plagioclase often forming laths. They also comprise some interstitial brown amphibole (Sample 14-7), and scarce interstitial clinopyroxene, plus some chlorite, opaque minerals and more rarely scarce epidote (Samples 14-1, -8). Sample 14-2 is a micro-gabbro containing saussuritized plagioclase and brown amphibole. This rock, which displays a slight layering, is crosscut by millimetre-sized plagioclase veins and by brittle fractures now filled by epidote. Sample 14-5 is a coarse-grained relatively fresh pyroxenite that contains strained orthopyroxene crystals, clinopyroxene and minor interstitial plagioclase. None of these samples show any trace of ductile deformation and their textures are magmatic. The peridotites (Samples 14-3 and -4) are totally serpentized and calcitized. They however display relicts of spinel and ghosts of poikilitic orthopyroxene crystals. The peridotites are crosscut by some dolerite dykes (Kornprobst, pers. commun., 1986). At the top of the section, two pebbles have been collected: an olivine-bearing pyroxenite and a sandstone.

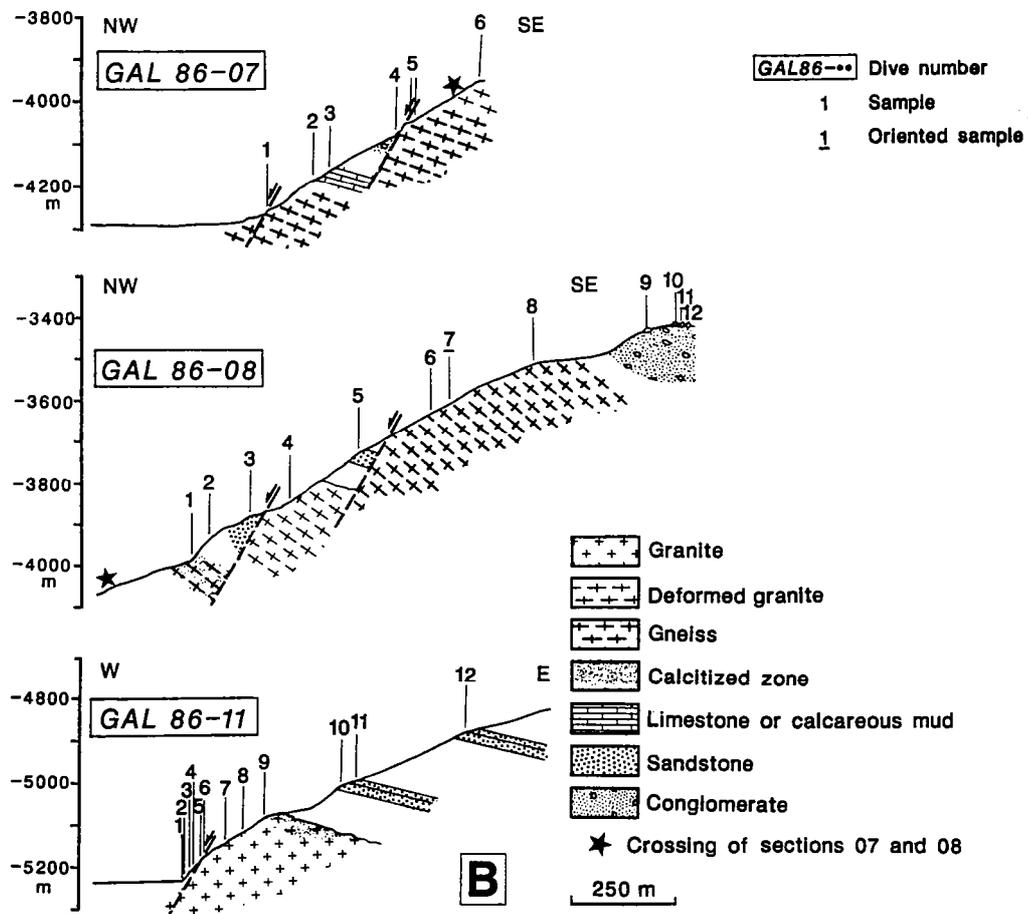


Fig. 2.B. Synthetic cross-sections made by diving with the submersible Nautille during the Galinaute cruise. Continental basement escarpments. The faults marked by dashed lines were hypothetically emplaced. Sample 11-2 is an aplite. Dives are located on Fig.1A.

III.2. DIVES ONTO THE CONTINENTAL BASEMENT

Samples collected at Sites 7 and 8 are for their most parts alkaline granites with about 30% of K-feldspar, 30% of quartz, 10% of biotite and about 25% of plagioclase (Fig. 3I). Sample 8-6 has a more granodioritic composition; it contains about 40% of plagioclase, 40% of quartz, 12% of biotite and 5% of late muscovite. Most of these rocks have been ductily deformed and display a gneissic structure with locally a well-marked foliation with oblique shear bands (Fig. 3I). In thin sections, they show porphyroclastic textures (Samples 7-1, -5, 8-1, -6, -7, -8) with quartz and feldspar porphyroclasts floating in a totally recrystallized matrix made of feldspar and quartz with some syn- to post-tectonic biotite. These rocks also contain some chlorite that derives from biotite, some post-tectonic muscovite, opaque minerals, sphene and scarce zircons. Some brittle deformation, marked by the presence of fractures now filled by opaque minerals, or locally calcite (Sample 8-1), postdates the ductile event.

A clearly layered aplitic rock that displays alternating levels of quartz and zoisite (Sample 8-2) has been found at Dive 8. This rock contains some biotite, amphibole and sphene crystals in variable amounts. Quartz crystals do not show any preferred crystallographic orientation. On the other hand, the biotite crystals elongation is oblique to the banding.

Most of the samples collected at Dive 11 (Fig. 2B) are alkaline granites very similar in modal composition to those described at Dives 7 and 8. Sample 11-2 is a syenite. It is crosscut by a millimetre-thick chlorite and epidote veins. Sample 11-6 is a granodiorite with plagioclase, quartz, biotite, abundant amphiboles, some opaque minerals, sphene and apatite. Although the biotite crystals appear slightly oriented in this sample, these rocks dominantly show subequant textures. They experienced late fracturation, especially intense at the top of the section (Fig. 3J).

IV. STRUCTURAL DATA

This structural study has been carried out on 40 samples (ultramafic, mafic and sialic rocks) *in situ* collected with the submersible Nautile. Only seven oriented samples have been taken, two of them with some uncertainty. For this study, the thin sections have been cut in the $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$ planes for strain-stress analysis. This study also takes into account the structural data measured *in situ* during the dives.

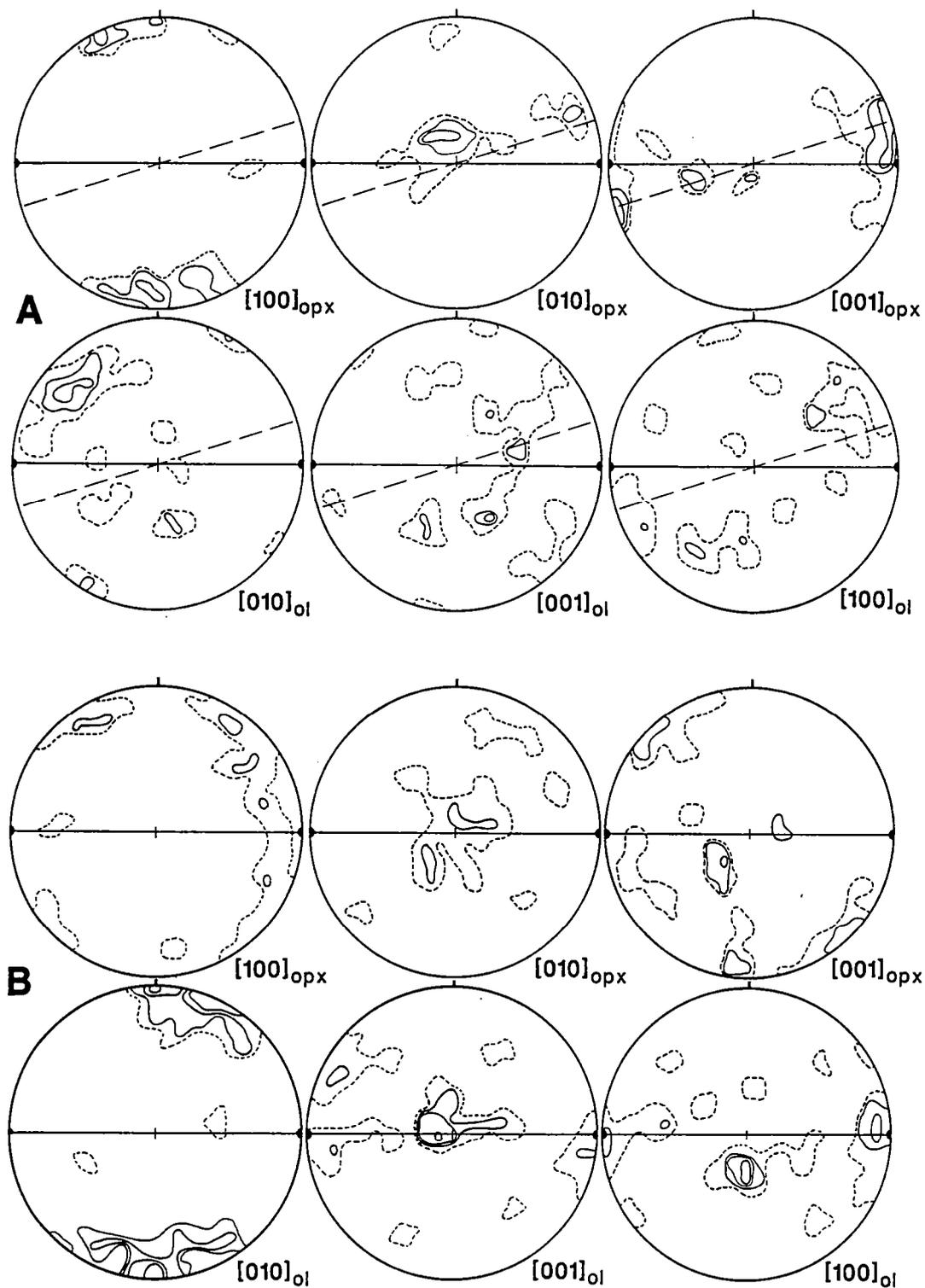


Fig. 4. Olivine (ol) and orthopyroxene (opx) preferred orientation (equal-area projection, lower hemisphere). Solid straight line is for foliation trace and dots for mineral lineation. **A.** Mylonitic sample (10-07). Dashed line represents the shear plane determined on the orthopyroxene diagrams. opx: 16 measures, contours 25, 13, 7%; ol: 22 measures 13, 9, 4%. **B.** Non-mylonitic sample (10-08). opx: 20 measures, contours 15, 10, 5%; ol: 25 measures, contours 22, 13, 9, 4%.

IV.1. STRUCTURAL ANALYSIS

IV.1.1. PERIDOTITE ESCARPMENTS

At the sample scale, all the studied peridotites display a well-defined foliation and lineation. They are often crosscut by thin late fractures filled by calcite or green serpentine which, generally, are oblique to the foliation. In thin sections, most of these rocks display mylonitic textures, except a few of them which do not show clear evidence for a ductile deformation event.

IV.1.1.1. Mylonitic peridotites

The mylonitic foliation in the peridotites is marked by highly elongated orthopyroxene crystals. It is generally crosscut at a few degrees by ultramylonitic shear bands in which the grain size is very small (0.01mm) (Fig. 3C and D). The mylonitic foliation and associated ultramylonitic shear bands are, themselves, oblique (15°) on a previous foliation marked by spinel locally rimmed by plagioclase. Some elongated orthopyroxene crystals are kinked, which may evidence some rotation of the stress field during the peridotite deformation (Sample 10-7).

The mylonitic rocks have a good preferred lattice orientation of the orthopyroxene and olivine crystals (Fig. 4A). The diagrams show maxima for all crystallographic axes for both minerals and an obliquity of about 15 degrees. They indicate that deformation occurred by translation glide according to the (010) [100] slip system for olivine and to the (100) [001] one for orthopyroxene. These glide systems are activated at high temperature (Carter and Avé Lallemant, 1970). These results are similar to those previously obtained for the drilled mylonitic peridotites from Hill 5100 (Girardeau et al., 1988).

All the peridotite phases, and particularly olivine, have totally recrystallized within the ultramylonitic shear bands which are characterized by a grain size less than 0.01mm. Hence, very high deviatoric stresses, up to 10^2 MPa, are inferred for their formation using the grain-size piezometers for sub-grain rotation recrystallization (Mercier et al., 1977; Ross et al., 1980).

The shear intensity Υ in these peridotites has been estimated from the length of orthopyroxene crystals deformed by intracrystalline glide along their (100) planes in the [001] direction (Nicolas and Poirier, 1976), and from the obliquity between their (100) plane and the

foliation plane, assuming a simple shear regime. The shear is very intense with a maximum calculated value of $\gamma = 11$. This value underestimates the deformation intensity, as the peridotite would preferentially be deformed by olivine intracrystalline glide.

IV.1.1.2. Non-mylonitic peridotites

Samples 10-6 and 10-8 display a clear foliation marked by plagioclase-rimmed spinel without any trace of the mylonitic foliation previously described. We have seen that these peridotites contain poikilitic orthopyroxene and clinopyroxene, and sub-euhedral olivine crystals locally rich in fluid inclusions.

The orthopyroxene petrofabric diagrams (Fig. 4B) show only weak preferred orientations, which is not surprising considering their poikilitic texture. The olivine diagrams show good maxima, except for the [100] axis, which displays two orthogonal maxima (fig. 4B). This fabric supports the fact that the peridotite has not undergone a strong shear deformation after its formation. These peridotites could represent segregations of magma formed in dykes, in good agreement with the presence of abundant fluid inclusions in olivine, or could be interpreted as impregnated peridotites such as those described by Nicolas and Prinzhofer (1983).

IV. 1.1.3. Dioritic dykes

Numerous millimetre-thick plagioclase-rich veinlets crosscut the peridotites, particularly at Dive 10. These dioritic veinlets are generally undeformed and are oriented at an angle of a few tens of degrees to the foliation of the surrounding peridotite. One thick diorite dyke (Sample 10-4) shows, however, strong evidence for ductile deformation. Its foliation is subparallel to that observed in the surrounding mylonitized peridotite. This diorite displays a porphyroclastic texture with plagioclase and brown amphibole porphyroclasts resting in a totally recrystallized small-sized (mm) matrix also made of plagioclase and brown amphibole. In this rock, some amphibole neoblasts clearly grew at the end of the shearing of the rock (Fig. 3E). A $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of one of the post-tectonic brown-amphibole neoblast yielded an age at 122,0 +/- 0.6 Ma for the end of shearing (Féraud et al., 1988).

IV.1.1.4. The chlorite-bearing schist

The chlorite-bearing schist (Sample 10-9) that rests upon the peridotites at Dive 10 displays a clear foliation and lineation marked by the elongation of apatite-rich ribbons (Fig. 3G

and H). It suffered a strong ductile non-coaxial deformation event as evidenced by rolling structures developed around apatite crystals (Fig. 3H), and by mylonitic shear bands, slightly oblique to the main foliation marked by the chlorite-rich beds. A γ intensity of 10 has been estimated, using the length of tails of rolling structures developed around apatite crystals (Van Den Driessche and Brun, 1987).

IV.1.1.1.5. Calcite veins

Cores recovered by drilling at ODP site 637 locally show abundant calcite veins (Girardeau et al., 1988). Calcite originated by precipitation of carbonates at low temperature (below 10°C) (Agrinier et al., 1988; Evans and Baltuck, 1988). At that site, the veins clearly are either subparallel to the main foliation in the peridotite or subperpendicular to both foliation and associated lineation (Fig 5A and B). Such calcite veins are also locally abundant in the peridotites recovered during the Galinaute cruise. The calcite veins are only millimetre-thick, except in the mylonitic dioritic dyke found at Dive 10, in which some are centimetre in thickness (Sample 10-4). In this sample, they tend to be subperpendicular or subparallel to the main foliation (Fig. 3E and F). Elsewhere, the calcite veins are randomly oriented, as seen on figures 5C, D and E. The presence of these calcite veins provides evidence for some brittle deformation postdating the previously described ductile deformation, and the serpentinization as well. The veins geometry is simple in the southern part of the ridge (brittle deformation coaxial with the ductile one), and much more complex to the North. The calcite veins are themselves affected by some late fracturing visible in several samples.

IV.1.2. CONTINENTAL BASEMENT ESCARPMENTS

Many samples from the continental basement are undeformed. Nevertheless, several clearly exhibit different types of metamorphic textures.

Most of the samples from Dives 7 and 8 are gneisses. They display a porphyroclastic texture acquired during a non-coaxial ductile deformation. In these rocks, the foliation is marked by the elongation of ribbons of quartz and by biotite crystals which locally define discrete shear bands. These rocks are fine-grained and show intense recrystallization, particularly of quartz. A petrofabric analysis of the quartz C-axes orientation in ribbons, has been carried out in the unique oriented sample collected during the Galinaute cruise (Sample 8-7; Fig. 6). Despite the well-developed porphyroclastic texture, the C-axes appear scattered. This lack of crystallographic preferred orientation is possibly due to post-tectonic

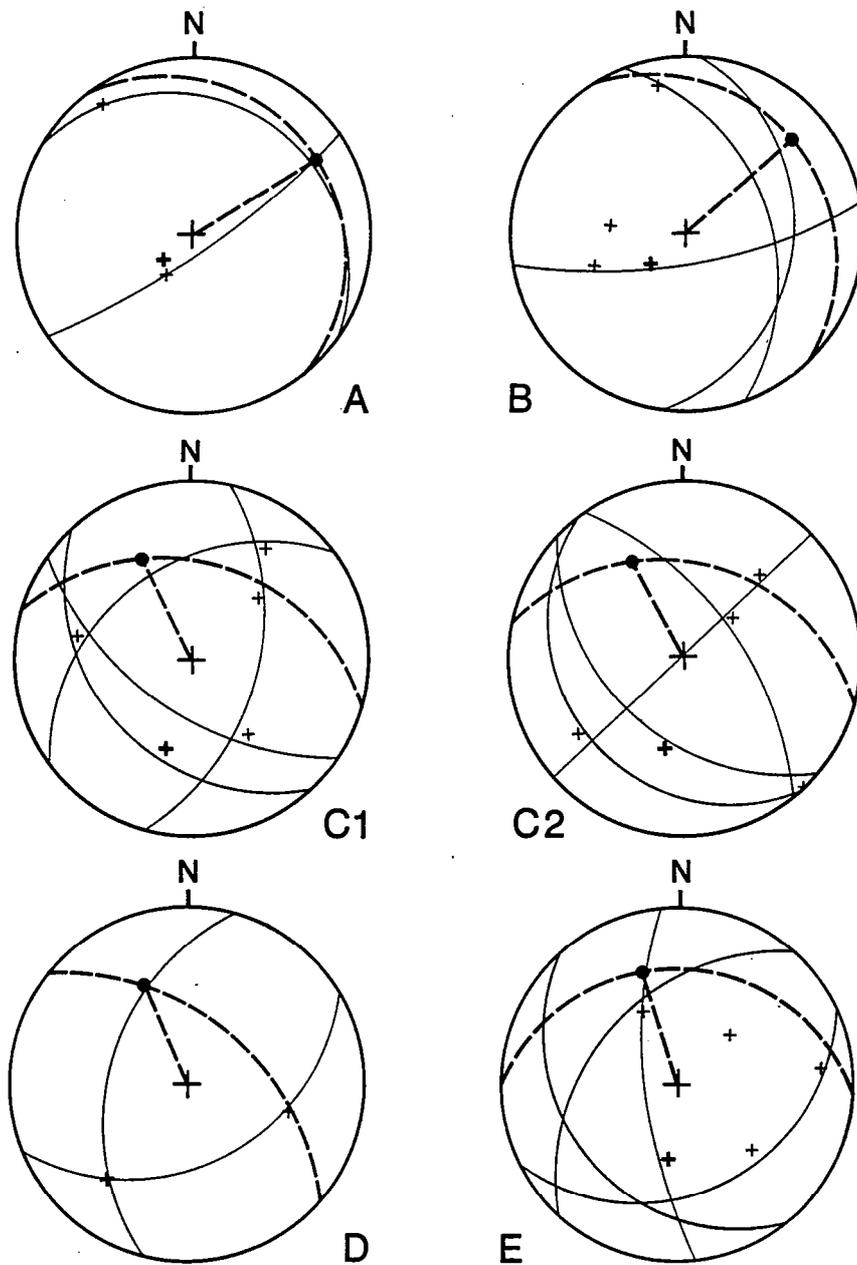


Fig. 5. Calcite veins in peridotites (equal area projection; lower hemisphere); dashed lines: mineral lineation in mylonitic foliation plane; thin lines: fracture planes. A and B. drill samples 103-637A-25R-5, 89 and -26R-2, 95 (leg ODP 103). C1 and C2 give the two possible attitudes of structures for sample 10-05; foliation attitude in the sample 10-07 was taken as a reference. D. dive sample 06-02. E. dive sample 10-09.

recrystallization. However, the obliquity of the shear bands with respect to the foliation suggests that these rocks deformed by shearing.

A few samples (7-6, 8-1, -4) provide evidence for a transition between brittle and ductile deformation. They show minor recrystallization and a weak foliation defined by elongated large porphyroclasts. Brittle deformation is predominant in many other samples; some from dive 11 (Samples 11-8, -9) display cataclastic textures marked by local recrystallisation and brecciation of the phases (Fig. 3J). Several samples (Sample 8-1) are crosscut by thin fractures now filled by opaque minerals, and locally by calcite and zeolites. Cataclasis is extremely heterogeneous. It affects all the samples collected at Dive 11, particularly those from the top of the section (Fig. 3J).

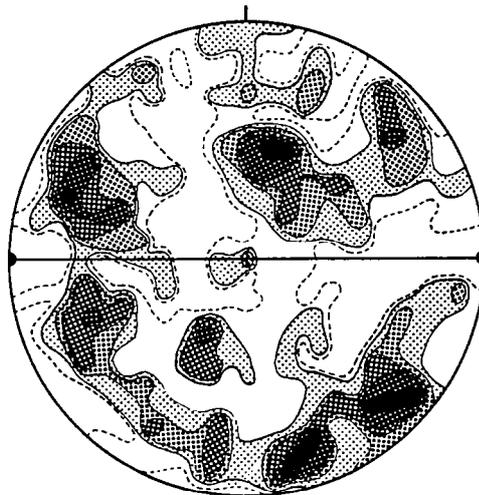


Fig. 6. Quartz C-axis diagrams; measurements in quartz ribbons in the gneiss sample 08-07 (equal-area projection, lower hemisphere). Solid straight line is for foliation trace and dots are for mineral lineation. 178 mesures, contours 3.37, 2.8, 2.25, 1.68, 1.12, 0.56%.

IV.2. KINEMATIC INFERENCE.

IV.2.1. ATTITUDE OF FOLIATION AND LINEATION.

Measurements of foliation and lineation are reported in Figure 7 and are summarized in Table 1. Some of the foliation measurements have been obtained *in situ* from the submersible Nautilie (thin lines on fig.7). Others have been made in the laboratory on the 7 oriented samples (thick lines on fig. 7). We consider that there is about 30 degrees of uncertainty in the orientation of the samples due to the conditions of sampling. Two of them (10-7 and 8-7) have badly constrained initial orientations (uncertainty between their base and top).

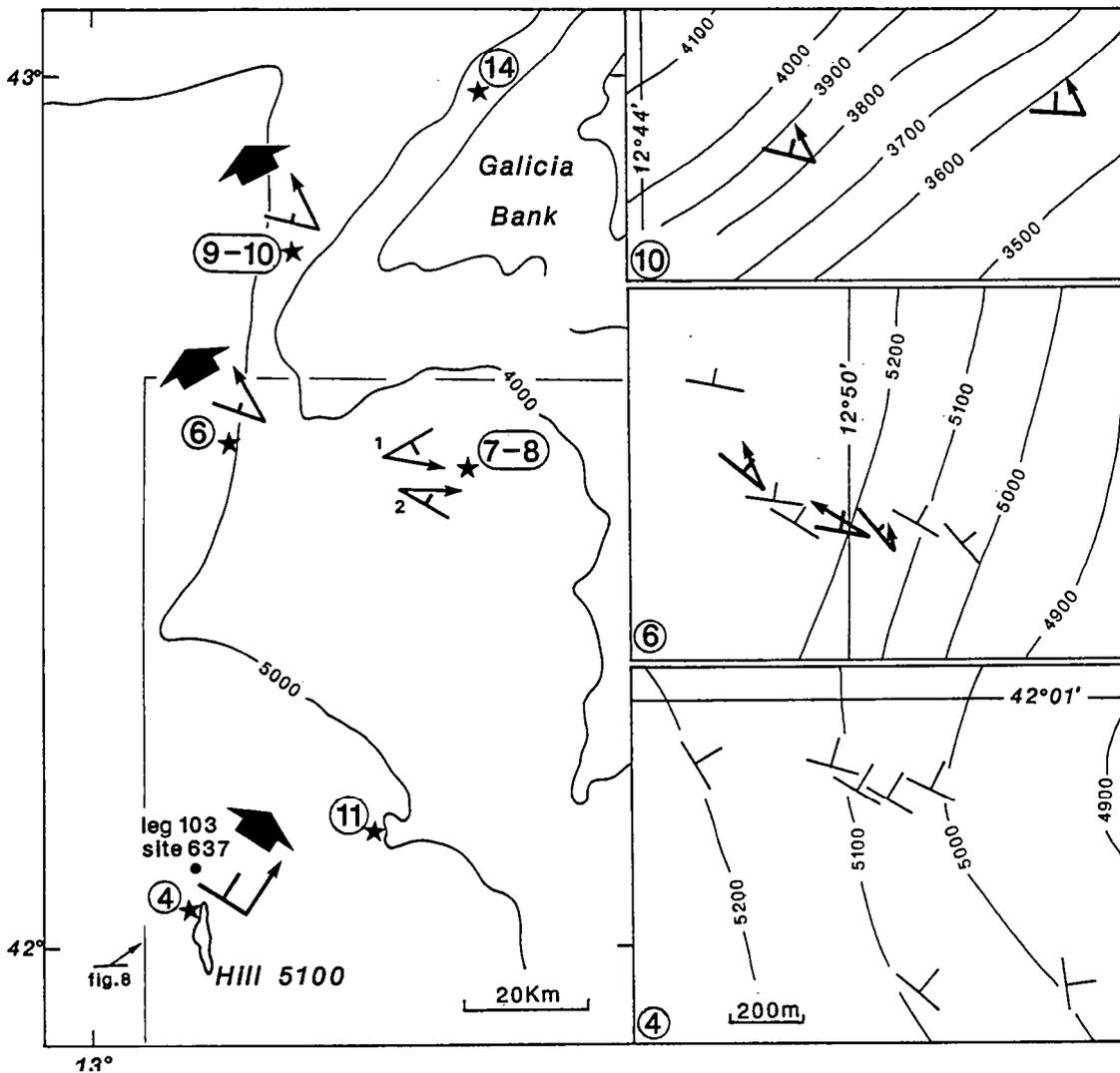


Fig. 7. Structural map of the western part of the margin (located on Fig. 1A). Orientations of mylonitic foliation and lineation reported on the left map are mean values of all the data available (represented on the right side); thick symbols: measures on oriented samples; light symbols: measures made *in situ* from the Nautilie. Solid arrows give the shear sense. The two possible attitudes (1 or 2) for the structures at Dive 8 (sample 08-07) are reported.

Dive number	Lithology Nature of measures: I.S.M.: in situ L.M.: laboratory	Structures attitudes		Physical conditions of ductile deformation			Kinematics	
		Foliation	Lineation	Glide systems ol.: olivine opx: orthopyroxène	Differential stress $\sigma_1 - \sigma_3$	Strain intensity γ	Shear criteria	Shear direction and sense
4	Mylonitized peridotite I.S.M. L.M.: leg 103 data	S ₁ N110-140, 10-30NE	N050, 15NE to N005, 10N	ol.: (010) [100] opx: (100) [001] HT (~ 1000-800°C)	180 MPa	11	Obliquity on fabrics Shear bands obliquity / S ₁	→ NE Normal fault
6	Mylonitized peridotite I.S.M. and L.M. (samples 6-3, -4, -5)	S ₁ N110, 60NE	N150, 40-80NW			9	Shear bands obliquity / S ₁	→ NW Normal fault with a sinistral strike-slip component
10	Mylonitized peridotite L.M. (sample 10-7)	S ₁ N105, 45NE or (*) N105, 45SW	N154, 38NW or (*) N154, 38SE	ol.: (010) [100] opx: (100) [001] HT (~ 1000°C)	>100 MPa		Obliquity on fabrics Shear bands obliquity / S ₁	
	Cumulate peridotite L.M. (sample 10-8)	S ₀ N070, 20NW	N060, 05E					
14	Mylonitic chlorite- bearing schist L.M. (sample 10-9)	S ₁ N095, 35N	N155, 35NW			10	Rolling structures Shear bands obliquity / S ₁	→ SE Reverse fault
8	Brecciated peridotite I.S.M.	N065, 45-70SE						
	Orthogneiss L.M. (sample 8-7)	N60, 70SE or (*) N120, 60NE	N100, 50E or (*) N092, 40E				Shear bands obliquity / S ₁	→ W reverse fault or → E normal fault

(*) incertitude due to badly constrained sample orientation

Table 1. Structural data.

At Dive 4 (Hill 5100), *in situ* measurements have shown that foliation has an average attitude at N110-140, 15NE, very close to the attitude of the mylonitic foliation inferred from ODP Leg 103 cores study (dip of 20° toward the NE; Girardeau et al., 1988). In the cored peridotites, the lineation is generally down dip (Girardeau et al., 1988) and would therefore trend N050. At Dive 6, the average attitude of the foliation, as measured on oriented samples, is N110, 60N; that of the lineation is N150, 40 to 80NW. The unique oriented sample of a mylonitic peridotite at Dive 10 (Sample 10-7) presents a 180 degrees uncertainty in its orientation. At that site, the attitude of foliation and lineation is either N105, 45NE and N154, 38NW respectively, hence being concordant with those from Dive 6, or N105, 45SW and N154, 38SE. The foliation in the non-mylonitic peridotites (Samples 10-6 and -8) is oriented at N070, 20N and the lineation at N060, 05E. The chlorite-bearing schist, which overlies the peridotites at that site, displays a foliation oriented at N095, 35N and a lineation at N155, 35NW. Both foliation and lineation are concordant with those in the underlying mylonitic peridotites. Further north, at Dive 14, an average foliation at N065, 45 to 70SE has been measured *in situ* in brecciated peridotites.

During dives onto the continental basement, no *in situ* measurements of the foliation were made because of poor outcrops. Only one oriented sample has been collected (Sample 8-7). It is a strongly foliated gneiss which displays a foliation and a lineation oriented at N060, 70SE and N100, 50E respectively, or N120, 60NE and N092, 40E.

IV.2.2. SENSES OF SHEAR.

The kinematics of the ductile deformation has been determined using the trend of the stretching lineations and shear criteria visible in the $\lambda_1 \lambda_3$ section of the strained samples. Three types of shear criteria have been conjointly used for this study. The first criterion is based on the obliquity between the foliation plane and the shear plane, the latter being clearly defined by olivine and orthopyroxene petrofabric diagrams or marked by clinopyroxene exsolution lamellae in extremely stretched orthopyroxene crystals (see method in Nicolas and Poirier, 1976). This criterion has been used for all types of rocks studied here. The second criterion is the obliquity between the shear bands and the foliation planes (Berthé et al., 1979). It has been mainly used for the mylonitic peridotites but also for the chlorite-bearing schist and the continental basement sample. The third criterion uses the asymmetry of the rolling structures developed around porphyroclasts which rotate during a non-coaxial deformation (Van den Driessche et Brun, 1987). Such features have developed around some rounded orthopyroxene crystals in a few peridotites and around apatite crystals in the chlorite-bearing schist.

The shear sense determined in the cored mylonitic peridotites at Hill 5100 indicates a NE normal displacement for the shear zone (Girardeau et al., 1988). At Dives 6 and 10 further north, shearing acted as a normal fault toward the NW with an important sinistral strike-slip component (Fig. 7). In the chlorite-bearing schist, the inferred shear sense is opposite to that determined in the underlying peridotite. Shearing in the continental basement gneisses appears to be unrelated to that of the adjacent peridotites, the shear zone acting either toward the west as a sinistral strike-slip fault with an inverse component (case 1 on fig. 7), or toward the east as a dextral strike-slip fault with a normal component (case 2 on fig. 7).

V. DISCUSSION AND CONCLUSIONS.

The Galinaute cruise (1986) has allowed the sampling of ultramafic rocks all along the western border of the Galicia Bank over a N-S distance of about 125km. Peridotites have been sampled at 5 sites (Dives 4, 6, 9, 10 and 14). They are crosscut by numerous plagioclase-rich veins and thicker dioritic dykes at Dive 10 and occur together with abundant pyroxenites, microgabbros and dolerites at Dive 14.

On the whole, the studied peridotites are spinel- and plagioclase-bearing harzburgites and lherzolites very similar in modal and phase composition to the peridotites previously dredged (Boillot et al., 1980) and cored (Girardeau et al., 1988) at Hill 5100. The latter have suffered only limited melt extraction (less than 10%) under conditions close to those prevailing at the spinel-plagioclase phase boundary (1250°C, 30km) (Evans and Girardeau, 1988).

Nevertheless, significant variations in the peridotite modal composition and texture occur from south to north. Whereas the peridotites sampled in the southernmost diving sites (4 and 6) are homogeneous mylonitized harzburgites and lherzolites, the peridotites found further north are more pyroxene-rich as they contain some pyroxenitic microlayers. These peridotites are also frequently crosscut by veins or dykes of mafic composition, mainly plagioclase veinlets, or plagioclase + brown amphibole + ilmenite veins and dykes. The peridotite plagioclase content is often large, attaining 10% in sample 10-8. Some samples (Samples 10-7 and -8) also contain significant amounts (5%) of interstitial brown amphibole; this phase is rather rare in peridotites from sites 4 and 6 and drill site 637 (Agrinier et al., 1988). Peridotites from dives sites 10 and 14 are not all mylonitized. Some samples (10-6, 10-8, 14-3, -4) display primary magmatic textures which can be interpreted as cumulate or impregnation textures. The pyroxenite, microgabbro and dolerites recovered at Dive 14 are undeformed and display cumulate textures. Deformation seems to have been less intense or more heterogeneous to the north of the studied area.

The studied ultramafic and mafic samples evidence non-coaxial ductile deformation under lithospheric conditions: most of them have been deformed at high temperature and large stress, and one of them under greenschist facies conditions. The high temperature lithospheric deformation of the peridotite is marked by the development of mylonitic foliation and lineation and of ultramylonitic shear bands slightly oblique to the mylonitic foliation. Girardeau et al. (1988) have shown that this deformation occurred at a temperature up to 850°C and under deviatoric stresses up to 0.1GPa. This mylonitization is superimposed on a more ancient foliation marked by spinel, probably contemporaneous with the melting of the peridotite during its diapiric ascent. Traces of this foliation are still observable in some samples collected during the Galinaute cruise. In the dioritic dykes, deformation probably occurred at temperature around 800°C. It has produced the development of a mylonitic foliation and, locally, a nearly complete dynamic recrystallization. After the peridotite pervasive serpentinization, these rocks underwent some brittle deformation marked by tensional fractures now filled by calcite, and locally by breccias. The origin and significance of the peridotite mylonitization is the object of the following discussion. Deformation in greenschist facies conditions is exemplified in the chlorite-bearing schist sampled at Dive 10 (Sample 10-9). We have seen that the shear direction in this chlorite-bearing schist that rests upon the peridotite is concordant with that determined for the underlying peridotite, but that the inferred shear sense is opposite. The origin of this deformation is not understood and cannot be explained due to the present lack of data (only one sample). However, it is possibly related to the formation of the S reflector which seems to emerge at that place, according to geophysical data (Boillot and Winterer, 1988). Alternatively, its deformation could have occurred during Cenozoic Pyrenean tectonics.

Some of the gneissic continental basement silicic rocks also evidence traces of a ductile deformation story. Unfortunately, recrystallisation has wholly overprinted the rocks syntectonic intracrystalline fabric. We have seen that the attitudes of foliation, lineation and shear sense in these rocks were hardly compatible with those existing in the adjacent peridotites (Fig. 7). This suggests that deformation of the gneiss and peridotite is not synchronous. Like the adjacent ultramafic rocks, these basement samples suffered some late brittle deformation marked by cataclasites and breccias.

V.1. DISCUSSION.

The Galicia Bank peridotites underwent a complex evolution, including first melting and plastic deformation under asthenospheric conditions during their ascent toward the surface, and then a mylonitic deformation under lithospheric conditions, followed by brittle deformation

(Evans and Girardeau, 1988; Girardeau et al., 1988). Traces of this mylonitic deformation are observed in most of the collected samples. It is clear, now, that this mylonitic deformation formed at about 120Ma, during the continental rifting.

V.1.1. Geometry of the peridotite ridge and interpretative models.

Although fragmentary (fig. 7), the structural data presented in this paper allow a discussion on the geometry and kinematics of emplacement of the whole peridotite ridge. Figure 8 is a schematic block diagram displaying the attitudes of the mylonitic structures developed in the peridotites bordering the Galicia Bank. To the south (Dive 4), the kinematics of shearing implies a normal displacement along the shear zone in a NE direction. The stretching lineation is down-dip except locally in the deepest part of the drilled section (Girardeau et al., 1988). Further north (Dives 6 and 10), the kinematics of shearing would here again imply a normal movement along the shear zone, but with a dominant sinistral strike-slip component. Pitch of stretching lineation varies from 20 to 75 degrees.

Taking into account the petrological and structural data from the peridotites cored during Leg ODP 103 (Girardeau et al., 1988) and the peculiar features displayed by the crustal parts of the margin, Boillot et al. (1988a) have proposed a composite model for the emplacement of the Galicia peridotites during rifting. This model involves a first phase of diapiric rise of asthenospheric material at the base of the thinning crust, as proposed for the uplift of asthenospheric material beneath rifts (Nicolas, 1986a; 1986b; Nicolas et al., 1985; 1987a). The peridotite is subsequently carried up to the surface by a tectonic denudation process, as a result of displacement along a gently dipping normal detachment fault rooted at the boundary of the asthenospheric dome, in reference to a model previously proposed by Wernicke (1985). Mylonitization of the peridotite may have developed either at the edge of the asthenospheric dome or along the inferred detachment fault. The petrological and structural data available after leg ODP 103 do not allow us to chose between these alternative tectonic settings.

The Galinaute cruise data show that the geometry of the structures and the kinematics of deformation in the peridotite in the northern part of the studied area cannot be directly explained by such a two - dimensional model. Indeed, our structural map provides evidence for a change in the lineation trend and plunge. It is down-dip and trends NE in the south; it plunges 40 degrees toward the NW to the north (Fig. 7 and 8). The map also shows an increase in the foliation dip from NE20 degrees to the south to NNE45-60 degrees to the north and a slight rotation of the foliation trend. Shearing of the peridotite occurred with a normal component all along the studied area.

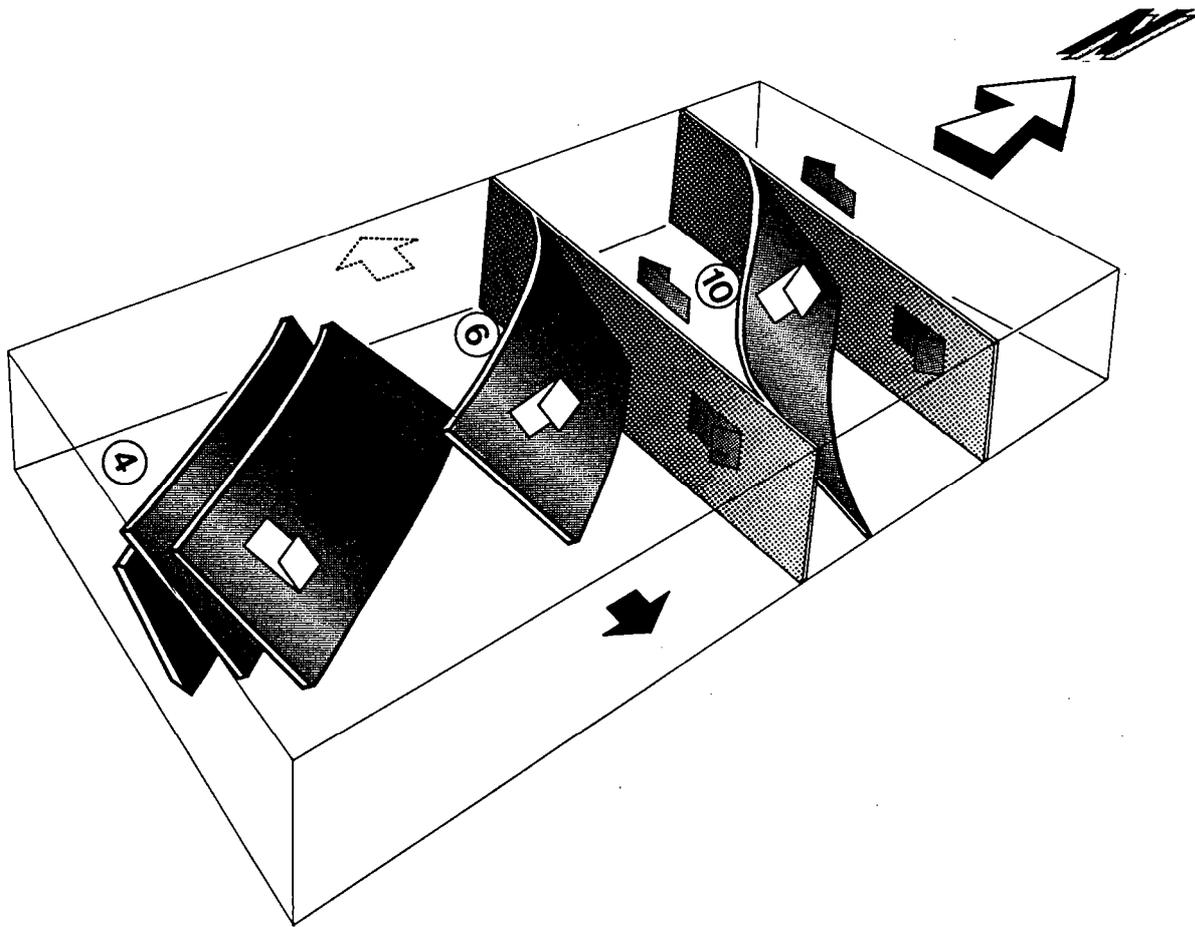


Fig. 8. Interpretative synthetic bloc-diagram of the peridotite ridge at the end of continental rifting. This diagram, located on Fig. 9, illustrates the structural map of Fig. 7. Shaded planes with open arrows are foliation planes, arrows indicating shear senses; shaded planes with dark arrows are assumed transverse faults. (Dives 4, 6, and 10).

The large rotation of the lineation trend has to be explained. According to Boudier and Nicolas (1986), Nicolas (1986b, 1989), Nicolas et al. (1988), Ceuleneer et al. (1988), a significant rotation of the lineation attitude occurs during the diapiric rise of asthenospheric material beneath oceanic ridges. This point has been inferred from the studies of numerous ophiolite complexes, in which the asthenospheric flow would have varied from subvertical in the root zone of mantle ascents, to subhorizontal along the ridge axis. However, this model is not directly suitable for the Galicia margin peridotites, as mylonitization of our rocks formed under lithospheric rather than asthenospheric conditions. This had led us to consider others models to explain the complex geometry of the mylonitic structures developed in the peridotite ridge.

It has been shown from studies of gneissic domes (Brun, 1983) that the regional strain field largely influences both the geometry of the mylonitic structures developed in the dome and the shape of the dome itself. To take into account the regional strain field prevailing in the continental lithosphere during the rifting episode on the Galicia peridotite uplift, we will now consider the kinematic context in which they were emplaced. This approach will allow a better definition of the strain field pattern in the thinning lithosphere adjacent to the peridotite dome.

V.1.2. Kinematic context.

In Cretaceous times, the kinematics of the studied area results from the differential movement of 3 plates: the America, Iberia and Eurasia plates. Their relative displacement has controlled the opening of the Bay of Biscay between Iberia and Eurasia, and simultaneously, it has produced the opening of the North Atlantic Ocean between America and Iberia and between America and Eurasia. Figure 9 presents a recent reconstruction of the studied area at the J anomaly period (118 Ma), i.e. at the end of the continental rifting (After Malod and Mauffret, this volume). It shows that three rifts were converging toward a triple junction point located at about 50 km to the NNE of the Galicia Bank. This scheme also shows that the southern submeridian branch of the North Atlantic Ocean becomes oriented NNE-SSW along the Galicia Bank, in the vicinity of the triple point. Although rifting between Iberia and America has migrated from south to north (Srivastava and Tapscott, 1986; Mougénot, 1988), the beginning of the oceanic accretion occurred almost simultaneously (late Aptian - early Albian, 114 Ma) in the three rifts, in the vicinity of the triple junction (De Graciansky et al., 1985; Boillot et al. 1988b). The beginning of the oceanic accretion is generally considered as contemporaneous with the end of continental rifting.

Whereas the kinematics of Iberia is well known after the oceanic accretion started, it is poorly constrained during the continental rifting period. However, the opening direction can be inferred indirectly using the extension-related faults geometry on facing margins. According to Sibuet (1987), it was subperpendicular to the rift trend for the two segments of the Atlantic Ocean and at 30 to 45 degrees to the rift direction in the Bay of Biscay during Cretaceous rifting. Such directions imply a displacement toward the SE for Iberia with respect to America and Eurasia, as confirmed by paleomagnetic data (Galdeano et al., 1989). However, this opening direction appears slightly oblique to that inferred from the major transverse faults present on the Galicia margin, as their trend is N055-070 in Iberia's present position (fig. 10) (Thommeret et al., 1988), and consequently nearly E-W in mid-Cretaceous times (fig. 9).

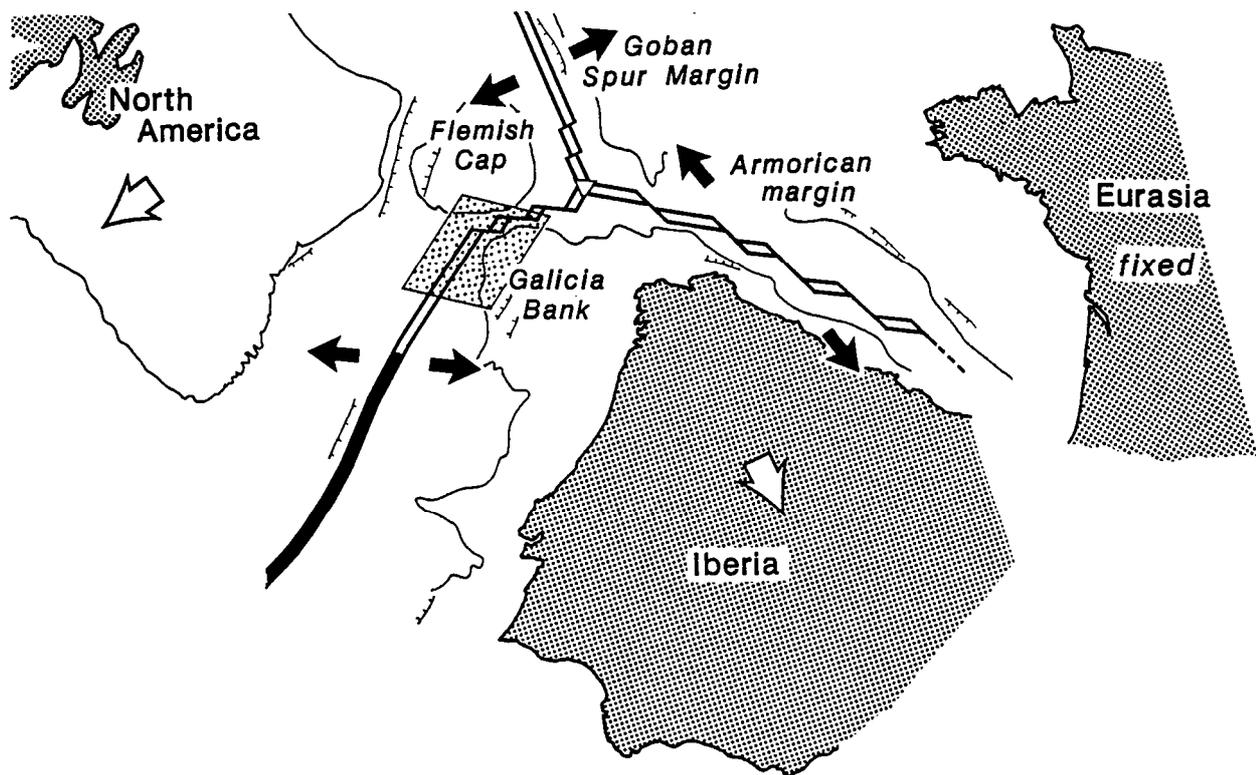


Fig. 9. Sketch map of the North Atlantic Ocean and kinematics of the zone at Aptian time (118 Ma); open arrows indicate plate motions with respect to a fixed Eurasia; solid arrows indicate relative localized motion; wide lines indicate continental rift axis, the dark segment being a spreading center. After Malod and Mauffret, this volume.

Hence, the kinematic context was relatively simple to the south of the studied zone, in the Hill 5100 area (Leg 103 site 637 and Dive 4). At that place, the continental rifting occurred in a pure distensive context, the rift being at high angle (70 to 90°) to the extension direction between Iberia and America (fig. 10). In such a context, the peridotite dome rising up beneath the rift zone would have elongated along the rift axis. Hence, the peridotite ridge trend would define the paleorift direction. The attitude of the mylonitic structures at that place is compatible with that expected in the upper part of a dome rising below a straight rift. The trend of the lineation is subparallel to that of the main transverse faults existing on the margin (fig. 10), in good agreement with a roughly ENE opening direction, in Iberia's present position. The foliation trend is, however, slightly oblique to the N-S expected attitude (that of the rift).

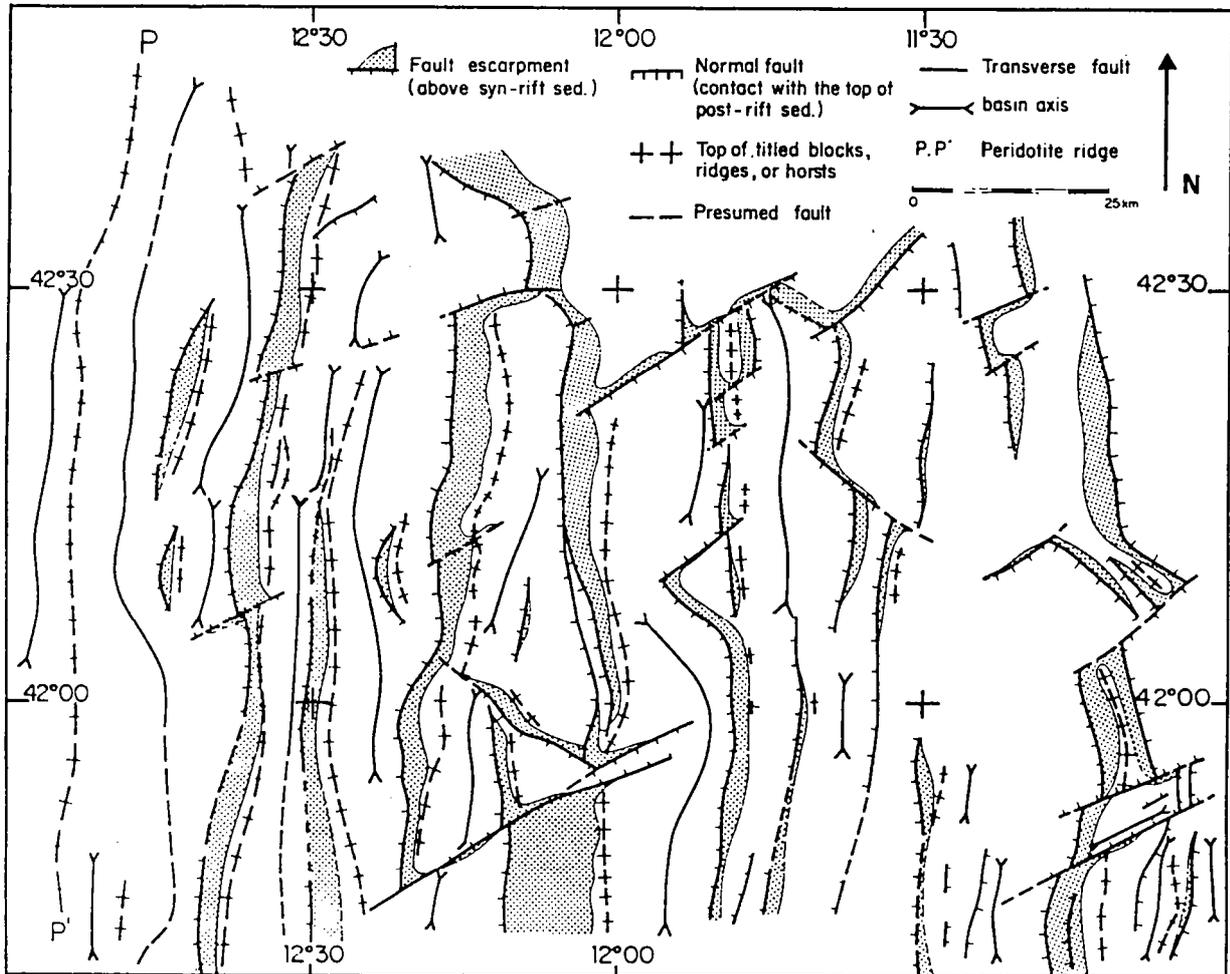


Fig. 10. Structural map of the deep Galicia margin (western half of the map located on fig. 7). After Thommeret et al., 1988.

The geodynamical context is much more complex to the north, in the vicinity of Dive 10, due to the presence of the triple junction point (Fig. 9). The structure and kinematics of such triple junction points is poorly known, due to the scarcity of existing examples. Although the structure of present oceanic triple junctions cannot be directly transposed to continental rifts, we infer that some observations on these junction points well explain parts of our data. Such an analogy seems acceptable, as thicknesses of thinned continental and oceanic crusts are comparable, having probably similar mechanical behaviour. It has been shown that the axis of a propagating oceanic ridge locally curves to join a triple junction point (Patriat, 1983). Such a curvature may occur over a few tens of kilometers of distance. When it is too large, transverse fractures may form along the curved axis, leading to a stair-step aspect of some ridges near triple junction points (Patriat, 1983). Such a ridge fragmentation is expected to give more stability to the whole ridge by minimization of the expansion axis length (Lachenbruch and Thompson, 1972; Froidevaux, 1973).

Extrapolation of such bending and fragmentation processes can explain several features of the Galicia peridotite ridge. It accounts for the observed curvature toward the northeast of the peridotite ridge in the northern part of the studied area (Fig. 1A). It also explains the change in rift direction in the North Atlantic Ocean proposed by Malod and Mauffret (this volume) (Fig. 9). In such a model, the structures observed at Dives 6 and 10 would result from shearing along E-W sinistral transverse faults (Fig. 8). The existence of two transverse faults is suggested. These inferred transverse faults would be separated by about 30 km (the distance separating Dives 6 and 10), as are the transverse faults offsetting the tilted blocks of the adjacent margin (Fig. 10). Because these transverse faults were active at the end of the continental rifting, it may be considered that they were transfer faults which would have accommodated some differential extension along the margin. The rifting propagating from south to north, their sinistral shear sense can be easily explained if we consider that the extensional factor was larger in the southern parts of the margin than in the northern parts (Fig. 9).

V.2. CONCLUSION.

This study confirms that peridotites may be emplaced at sea floor level at the end of continental rifting and/or at the very beginning of oceanic accretion. It also shows that peridotite emplacement appears strongly influenced by the extensional stress field prevailing in the adjacent continental lithosphere.

The Galicia peridotites underwent a strong mylonitization under lithospheric conditions when arriving at crustal levels. The geometry of the mylonitic structures developed in the Galicia peridotite ridge is consistent with that expected in the upper part of a dome, locally offset

by transverse faults in the vicinity of a triple junction point. The kinematics of its emplacement is consistent with a nearly E-W opening of the North Atlantic Ocean.

ACKNOWLEDGMENTS.

The authors thank J.-P. Brun and J. Malod for discussions during the elaboration of the manuscript, and A. Nicolas, J. Dewey and B. Hensen for reviewing the manuscript. They also thank all the scientists and members of the Nautille and Nadir teams present during the Galinaute cruise in 1986. This work has been supported by ATP GGO (J.G.) and DBT (G.B. and J.G.). This is IPGP (UA 1093) contribution no. 1111 and GEMCO (UA 718) no. 527.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agrinier, P., Mével, C. and Girardeau, J., 1988.** Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the ocean-continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidence. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 225-233.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979.** Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 1, 31-42.
- Beslier, M.O., Girardeau, J. and Boillot, G., 1988.** Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, 373-380.
- Boillot, G. and Winterer, E.L., 1988.** Drilling on the Galicia margin: retrospect and prospect. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 809-828.
- Boillot, G., Auxiètre, J.L., Dunand, J.P., Dupeuble, P.A. and Mauffret, A., 1979.** The northwestern Iberian margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene. In Talwani, M., Hayet, W. and Ryan, W.B.F., *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment*, Maurice Ewings Series 3, Washington D.C., Am. Geophys. Union: 138-153.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Mergoïl-Daniel, J., Kornprobst, J. and Torrent, G., 1980.** Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia bank. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 23-34.
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malod, J., Mougénot, D. and Moullade, M., 1986.** Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaires de la campagne Galinaute (plongées du submersible Nautila à l'Ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 19: 1719-1724.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer A.W. et al., 1987a.** Proc., Init. Repts. (Pt A), ODP, 103.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D.G., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna-Sierra, E., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. and Williamson,**

- M.A., 1987b.** Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132: 335-342.
- Boillot, G., Girardeau, J. and Kornprobst, J., 1988a.** Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 741-756.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer A.W. et al., 1988b.** Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Bonatti, E., Ottonello, G. and Hamlyn, R.E., 1986.** Peridotites from the Island of Zabargad (St John), Red Sea: petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 91: 599-631.
- Boudier, F. and Nicolas, A., 1985/86.** Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76: 84-92.
- Brun, J.P., 1983.** L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. géol. France*, 25, 2: 219-228.
- Carter, N. and Avé Lallemant, H.G., 1970.** High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2181-2202.
- Ceuleneer, G., Nicolas, A. and Boudier, F., 1988.** Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: the Oman peridotites record. *Tectonophysics*, 151: 1-26.
- Cyagor II Group, 1984.** Intraoceanic tectonism on the Gorringer Bank: observations by submersible. In *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Gass, I.G., Lippard, S.J. and Shelton, A.W. eds. Geol. Soc. London, pp. 113-120.
- De Graciansky, P.C., Poag, C.W., Cunningham, R., Loubere, P., Masson, D.G., Mazzullo, J.M., Montadert, L., Müller, C., Otsuka, K., Reynolds, L.A., Sigal, J., Snyder, S.W., Townsend, H.A., Vaos, S.P. and Waples, D., 1985.** The Goban Spur transect: Geologic evolution of a sediment-starved passive continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 58-76.
- Evans, C.A. and Baltuck, M., 1988.** Low-temperature alteration of peridotites, Hole 637A. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 235-239.
- Evans, C.A. and Girardeau, J., 1988.** Galicia margin peridotites: undepleted abyssal peridotites from North Atlantic. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 195-207.

- Féraud, G., Girardeau, J., Beslier, M.O. and Boillot, G., 1988.** Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 49-55.
- Froidevaux, C., 1973.** Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundaries. Earth Planet. Sci. Lett., 20: 419-424.
- Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y. and Malod, J.A., 1989.** New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. Earth Planet. Sci. Lett. 92: 95-106.
- Girardeau, J., Evans, C.A. and Beslier, M.O., 1988.** Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: Hole 637A, ODP Leg 103 on the Galicia margin. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 209-223.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B., Mauffret, A., Miles, P.R. and Roberts, D.B., 1982.** Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. Mar. Geol., 45: 63-77.
- Kimball, K.L. and Evans, C.A., 1988.** Hydrothermal alteration of peridotite from the Galicia margin, Iberian Peninsula. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 241-251.
- Karpoff, A.M., Lagabrielle, Y., Boillot, G. and Girardeau, J., 1989.** L'authigenèse océanique de palygorskite par halmyrolyse de péridotites serpentinisées (Marge de Galice): ses implications géodynamiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 308, II, 647-654.
- Kastens, K., Mascle, J., Aurox, C.A., Bonatti, E., Broglia, C., Channel, J., Curzi, P., Emeis, K.C., Glagon, C., Hasegawa, S., Hieke, W., Mascle, G., McCoy, F., McKenzie, J., Nendelsons, I., Müller, C., Rehault, J.P., Robertson, A., Sartori, R., Sprovieri, R. and Torii, N., 1986.** La campagne 107 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) en Mer Tyrrhénienne: premiers résultats. C.R. Acad. Sc. Paris, 303, II, 5: 391-396.
- Kornprobst, J. and Tabit, A., 1988.** Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia margin (leg 103, site 637); comparison of their origin and evolution with low-pressure ultramafic bodies in Western Europe. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 253-263.

- Kornprobst, J., Vidal, P. and Malod, J., 1988.** Les basaltes de la Marge de Galice (NO de la Péninsule Ibérique): hétérogénéité des spectres de terres rares à la transition continent / ocean. Données géochimiques préliminaires. C.R. Acad. Sci. Paris, 306, II: 1359-1364.
- Lachenbruch, A.H. and Thompson, G.A., 1972.** Oceanic ridges and transform faults: their intersection angles and resistance to plate motion. Earth Planet. Sci. Lett., 15: 116-122.
- Lallemand, S., Mazé, J.P., Monti, S. and Sibuet, J.C., 1985.** Présentation d'une carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est. C.R. Acad. Sc. Paris, II, 300: 145-149.
- Malod, J. and Mauffret A., this volume.** Iberian plate motions during the Mesozoic.
- Mauffret, A. and Montadert, L., 1987.** Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). Mar. and Petrol. Geology, 4: 49-69.
- Mercier, J.C.C., Anderson, D.A. and Carter, N., 1977.** Stress in the lithosphere: inferences from steady state flow of rocks. Pure and appl. Geophys., 115: 129-226.
- Mével, C., 1984.** Le métamorphisme dans la croûte océanique. Apport de la pétrologie à la compréhension des phénomènes de circulation hydrothermale et de déformation. Thèse de doctorat d'état, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 433 pp.
- Meyer, A.W. and Davies, T.A., 1988.** Clay mineralogy of sediments from the Galicia margin, ODP Leg 103. In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 461-475.
- Montadert, L., De Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P. and Sibuet, J.C., 1979.** Northeast Atlantic passive continental margin: rifting and subsidence processes. In: Talwani, M., Hay, W. and Ryan, W.B.F. (eds). Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margin and Paleoenvironment, M. Ewing Series 3, Am. Geophys. Union, Washington: 154-186.
- Mougenot, D., 1988.** Geologie de la marge portugaise. Thèse de doctorat d'état, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 317 pp.
- Mougenot, D., 1989.** Geologia da margem portuguesa. Documentos técnicos nº32, Instituto Hidrografico, Lisboa, 262p.
- Mougenot, D., Vanney, J.R., Mauffret, A. and Kidd, R.B., 1986.** Les montagnes sous-marines de la marge continentale nord-portugaise. Bull. Soc. Geol. Fr., 8, II: 401-412.

- Nicholls, I.A., Ferguson, J., Jones, H., Marks, G.P. and Nutter, J.C., 1981.** Ultramafic rocks from the ocean floor southwest of Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56: 362-374.
- Nicolas, A., 1986a.** A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.*, 27: 999-1022.
- Nicolas, A., 1986b.** Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. *Rev. Geophys.*, 24: 875-895.
- Nicolas, A., 1989.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. 380 pp.
- Nicolas, A. and Poirier, J.P., 1976.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley-Interscience, London, 444 pp.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A., 1983.** Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *J. Petrol.* 24: 188-206.
- Nicolas, A., Boudier, F., Lyberis, N., Montigny, R. and Guennoc, P., 1985.** L'Ile de Zabargad (St Jean): témoin clé de l'expansion précoce en Mer Rouge. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, 14: 1063-1068.
- Nicolas, A., Boudier, F. and Montigny, R., 1987a.** Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, 92: 461-474.
- Nicolas, A., Lucazeau, F. and Bayer, R., 1987b.** Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In *Mantle Xenoliths*, Nixon, P.H., ed., 563-574.
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F. and Misseri, M., 1988.** Structural mapping in the Oman ophiolites: mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151: 27-56.
- Ogg, J.G., 1988.** Early Cretaceous and Tithonian magnetostratigraphy of the Galicia margin (Ocean Drilling Program leg 103). In Boillot, G., Winterer, E.L. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 659-682.
- Patriat, P., 1983.** Evolution du système de dorsales de l'Océan Indien. Thèse de doctorat d'état, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 308 pp.
- Ross, J.V., Avé Lallemant, H.G. and Carter, N., 1980.** Stress dependance of recrystallized grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics*, 70: 39-61.
- Serri, G., Hébert, R. and Hekinian, R., 1988.** Petrology of a plagioclase-bearing olivine websterite from the Goringe Bank (northeastern Atlantic Ocean). *Can. J. Earth Sci.* 25: 557-569.
- Sibuet, J.C., 1987.** Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives. Thèse de doctorat d'état, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 351 pp.

- Sibuet, J.C. and Ryan, W.B.F., 1979.** Site 398: Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. In Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al., Init. Repts. DSDP, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 47(2): 761-775.
- Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R., 1986.** Plate kinematics of the North Atlantic. In Vogt, P.R. and Tucholke, B.E., The western north Atlantic region: Geological Society of America. Decade of North American Geology, 379-404.
- Thommeret, M., Boillot, G. and Sibuet, J.C., 1988.** Structural map of the Galicia margin. In Boillot, G., Winterer E.L. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 31-36.
- Van den Driessche, J. and Brun, J.P., 1987.** Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6: 691-704.
- Wernicke, B., 1985.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.

Résultats et conclusion

III. RESULTATS ET CONCLUSION

III.A. RESULTATS

III.A.1. Modélisation expérimentale

L'un des résultats majeurs de la modélisation expérimentale est la démonstration que la remontée du manteau sous une zone de rift jusqu'au plancher océanique peut être une conséquence directe de l'amincissement de la lithosphère. La dynamique du manteau n'est donc pas nécessaire pour provoquer cette remontée.

Outre ce résultat, la modélisation expérimentale nous a permis d'étudier les mécanismes de déformation intervenant dans la croûte et le manteau lorsque la lithosphère est soumise à une extension intense. Nous avons également pu évaluer l'influence de la variation des caractéristiques rhéologiques initiales de la lithosphère sur le développement des structures. Ceci nous a conduit à proposer un nouveau modèle de formation des marges continentales passives.

Les modèles expérimentaux confirment que la géométrie de la déformation dans la lithosphère est guidée par l'amplification d'instabilités qui sont dues à l'hétérogénéité de la structure rhéologique. En extension, ces instabilités développent le boudinage des niveaux les plus instables, c'est-à-dire des couches fragiles résistantes.

La comparaison des modèles analogiques à des modèles analytiques montre que ce sont les niveaux résistants qui contrôlent la déformation, tandis que les niveaux ductiles l'accomodent. Dans les modèles analogiques, le boudinage des couches fragiles se réalise par la création de zones de failles normales conjuguées (rifts ou zones de striction) plus ou moins régulièrement espacées qui séparent des horsts (boudins) peu ou pas déformés. Lorsque deux niveaux fragiles coexistent dans la lithosphère (croûte supérieure et manteau superficiel), l'épaisseur de la croûte inférieure ductile est trop faible pour qu'ils se déforment indépendamment l'un de l'autre. Le boudinage de l'un des niveaux fragiles tend alors à être "en opposition de phase" avec celui de l'autre, amenant en superposition une zone de striction de la croûte à un boudin du manteau. Des zones de cisaillement à faible pendage et à rejet normal se développent dans les niveaux ductiles pour compenser le décalage entre les zones d'amincissement de la croûte et du manteau fragiles.

Les modèles analogiques montrent que le champ de déformation est directement dépendant du profil de résistance lithosphérique. Nous avons simplifié la structure rhéologique initiale d'une lithosphère continentale stable en la simulant par une structure

quadricouche fragile-ductile. Les caractéristiques structurales des modèles étant globalement comparables à celles observées sur les marges continentales passives, cette structure simplifiée semble être, au premier ordre, un bon analogue de la structure rhéologique de la lithosphère. Le modèle de boudinage permet donc de proposer, en bon accord avec les données expérimentales sur la rhéologie des roches, que la lithosphère continentale stable comporte (1) une couche résistante dans la partie supérieure du manteau, susceptible de localiser la déformation (développement de zones de striction), et (2) une couche ductile dans la partie inférieure de la croûte, agissant comme un niveau découplant entre la croûte supérieure et le manteau résistant.

Le couplage entre les niveaux fragiles et les niveaux ductiles a également une influence fondamentale. Il contrôle le comportement de la lithosphère entière, qui a son propre mode de boudinage lorsque les différentes couches lithosphériques sont mécaniquement couplées. Ce boudinage est caractérisé par l'amincissement de toutes les couches lithosphériques et une largeur importante de la zone lithosphérique amincie. D'autre part, le couplage entre les niveaux fragiles et ductiles contrôle la géométrie interne de la zone lithosphérique amincie, en particulier son degré d'asymétrie.

Le modèle de boudinage lithosphérique que nous proposons à partir des modèles analogiques permet d'expliquer beaucoup des caractéristiques des marges continentales passives, en particulier leur grande variabilité géométrique. La déformation de la croûte supérieure, la largeur totale de la zone lithosphérique amincie, le degré d'asymétrie et la largeur de marges passives conjuguées sont directement dépendants du profil de résistance initial de la lithosphère. Plus la lithosphère est globalement résistante (couplage fragile-ductile fort), plus les marges sont larges et peu asymétriques. L'asymétrie des marges apparaît après la rupture en profondeur du manteau résistant boudiné. C'est donc un processus relativement tardif lors du rifting continental. Cette asymétrie est due au décalage de la zone de rupture profonde par rapport à l'axe de la zone lithosphérique amincie, et au développement d'une grande zone de cisaillement joignant la croûte et le manteau ductiles. L'asymétrie est d'autant moins importante que la rupture est tardive, c'est-à-dire que le couplage est fort.

Le modèle de boudinage permet de préciser la géométrie des structures dans les niveaux lithosphériques profonds, et de comprendre la cinématique de la déformation pendant la formation des marges. Il précise en particulier les relations entre la déformation de la croûte supérieure et celle des niveaux ductiles profonds. Des zones de cisaillement à faible pendage et à rejet normal se développent dans les niveaux ductiles. Dans la croûte inférieure sous-jacente à un système de blocs basculés, le sens de cisaillement est synthétique du mouvement de basculement des blocs de croûte supérieure. Par contre, le cisaillement est de sens inverse dans le manteau ductile, et se développe tardivement par rapport à la déformation crustale.

III.A.2. Les péridotites de la marge de la Galice.

L'étude pétro-structurale des péridotites affleurant au pied de la marge de la Galice nous a permis de contraindre l'évolution du manteau lors du processus de rifting. A l'heure actuelle, les exemples de roches mantelliques portées à l'affleurement sur le fond océanique en fin de rifting sont rares et leur étude est une source précieuse d'informations sur les niveaux profonds des rifts. Le fait qu'en Galice les péridotites soit directement accessibles, que la structure et l'évolution de la marge soit par ailleurs relativement bien connues, et que les affleurements n'aient pas ou peu été affectés par une phase tectonique postérieure au rifting, fait de cette marge un candidat idéal pour tester les modèles d'étirement lithosphérique, et en particulier le modèle de boudinage proposé dans cette thèse.

Les péridotites forment une ride d'une centaine de kilomètres de long à la limite entre la croûte continentale amincie de la marge et la croûte océanique. Elles ont été observées et prélevées "in situ" par forage, et en plongée avec le submersible Nautil, sur plusieurs sites répartis le long de la ride. Le socle continental a également été échantillonné sur deux blocs basculés profonds de la marge adjacents à la ride de péridotite.

L'étude pétro-structurale des péridotites a montré que ce sont des harzburgites et des lherzolites à spinelle et plagioclase. Dans la moitié nord de la ride, elles sont localement plus riches en pyroxènes et sont recoupées par des filons dioritiques. Elles présentent localement une texture porphyroclastique à gros grain témoignant d'une déformation en conditions physiques asthénosphériques, à haute température et faible contrainte déviatorique. Les péridotites ont subi une fusion partielle limitée (<10%) dans les conditions du faciès à plagioclase, dûe vraisemblablement à la décompression adiabatique pendant leur remontée. Elles sont intensément serpentinisées (60 à > 95%). Cette serpentinitisation se serait effectuée tardivement à basse température.

La plupart des péridotites montrent une texture mylonitique acquise pendant une phase de déformation ductile non-coaxiale très intense ($\gamma > 11$) en conditions physiques lithosphériques ($T \approx 850^\circ\text{C}$, $P < 10$ kbars, $\sigma_1 - \sigma_3 > \text{kbar}$). L'attitude des structures mylonitiques (foliation et linéation) indique que, au sud de la ride, les péridotites ont été déformées dans une zone de cisaillement à faible pendage vers le continent ayant fonctionné en faille normale. Dans la moitié nord, le mouvement est toujours en faille normale mais avec une nette composante décrochante. Les péridotites sont localement recoupées par de nombreuses fractures remplies par de la calcite de très basse température (<10°C) et de la serpentine massive. Cette fracturation témoigne d'une déformation cassante superficielle tardive associée à la formation de la marge. Au sud, cette

déformation cassante semble coaxiale de la déformation ductile antérieure. Au nord, la géométrie du champ de fracture est complexe.

La présence de dykes dioritiques syn-tectoniques a permis de dater la déformation mylonitique de ces roches à $122 \text{ Ma} \pm 0.6$. Cet âge indique que cette déformation est contemporaine de la formation de la marge continentale (Crétacé inférieur).

La déformation mylonitique renseigne sur la cinématique de mise en place des roches mantelliques au sein de la lithosphère pendant le rifting continental. Bien que n'ayant que peu d'échantillons orientés, l'étude structurale a permis d'établir une carte schématique de la ride et de proposer une interprétation cinématique. La géométrie des structures est compatible avec la montée d'un dôme mantellique à l'aplomb de la zone lithosphérique amincie. La composante décrochante au nord est probablement liée au fonctionnement de failles de transfert sur la marge, leur développement pouvant être favorisé par la proximité du point triple Atlantique-Golfe de Gascogne.

Au nord de la ride, les péridotites sont localement recouvertes par un schiste chloriteux riche en apatite et zircon, intensément cisailé dans les conditions du faciès schiste vert. Le seul échantillon prélevé appartient à un niveau bien marqué dans la topographie, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, recouvert par des sédiments. Ce schiste pourrait provenir soit d'un gabbro ferro-titané, soit d'un mélange tectonique ayant impliqué des roches ultrabasiques et des roches crustales acides. Les structures qu'il présente (foliation et linéation) sont concordantes avec celles développées dans les péridotites mylonitisées sous-jacentes, mais le sens de cisaillement est opposé. Ce niveau schisteux affleure dans le prolongement direct d'un horizon sismique qui pourrait être corrélé à l'horizon "S" reconnu au sud de la marge à la base des blocs basculés (Boillot et Winterer, 1988).

Les roches acides (granites et granodiorites), prélevées sur deux blocs basculés profonds de la marge, ont toutes subi une déformation cassante qui les a localement cataclasé. Certains échantillons montrent une texture porphyroclastique acquise antérieurement lors d'une déformation ductile à température intermédiaire. L'attitude des structures dans ces roches n'est pas compatible avec celle des structures mylonitiques dans les péridotites adjacentes, ce qui suggère qu'elles ne sont pas contemporaines. Nous pensons donc que les structures des roches acides n'ont pas été acquises comme celles des péridotites pendant le rifting de la marge mais antérieurement, probablement pendant l'orogénèse hercynienne.

III.A.3. BOUDINAGE LITHOSPHERIQUE SUR LA MARGE CONTINENTALE PASSIVE DE LA GALICE.

La modélisation expérimentale nous a permis d'étudier les mécanismes mis en jeu dans la lithosphère continentale lorsqu'elle est soumise à une extension intense et de proposer ainsi un modèle de boudinage lithosphérique. L'étude de terrain a apporté des données sur l'évolution du manteau pendant la formation d'un rift continental. Les résultats obtenus par ces deux approches montrent que la géométrie des structures et l'évolution du champ de déformation dans la lithosphère suggérées par le modèle de boudinage sont en bon accord avec la structure et l'évolution de la marge continentale passive profonde de la Galice et des péridotites présentes en pied de marge.

La marge de la Galice présente des blocs basculés vers le continent le long de failles normales à pendage vers l'océan et un fort réflecteur sismique sub-plat, l'horizon "S", situé à la base des blocs de la partie profonde de la marge. Les péridotites qui affleurent à la limite continent-océan ont été déformées ductilement dans une zone de cisaillement à faible pendage vers le continent, de sens dextre et à rejet normal.

Selon le modèle de boudinage, le développement d'un système de blocs basculés dans la croûte supérieure implique l'existence, à la base des blocs, dans la croûte inférieure découplante, d'une zone de cisaillement dont le sens est synthétique du sens de basculement des blocs. Une zone de cisaillement existe également dans le manteau ductile, de sens opposé à celle de la croûte.

La nature de l'horizon "S" n'étant pas connue, et la croûte inférieure n'ayant jamais pu être échantillonnée en place sur la marge de la Galice, deux hypothèses peuvent être proposées pour interpréter les structures de la marge à la lumière du modèle de boudinage. L'interprétation la plus directe nous conduit à considérer l'horizon "S" comme la transition fragile-ductile crustale. Cette hypothèse a été formulée par différents auteurs (Montadert et al., 1979; Chenet et al, 1982) à partir des données sismiques. Dans ce cas, la croûte inférieure présente à la base des blocs, entre le réflecteur "S" et le Moho, a été déformée dans une grande zone de cisaillement à faible pendage et à rejet normal, de sens sénestre, compatible avec le sens de basculement des blocs de croûte supérieure (fig. III.1). La déformation mylonitique dans les péridotites est à relier au fonctionnement de la zone de cisaillement dextre dans le manteau ductile. Deux hypothèses peuvent être proposées pour la structure du manteau sous la marge (fig. III.1): (1) la rupture du manteau résistant s'est produite sous les blocs basculés, le Moho mettant en contact le manteau ductile et la croûte inférieure ductile (cf modèle de la figure I.B.2.2.b); (2) la rupture du manteau ne s'est pas produite sous les blocs basculés, le Moho initial étant

préservé sous la marge entre le manteau superficiel résistant et la croûte inférieure ductile (cf modèle de la figure I.B.2.3).

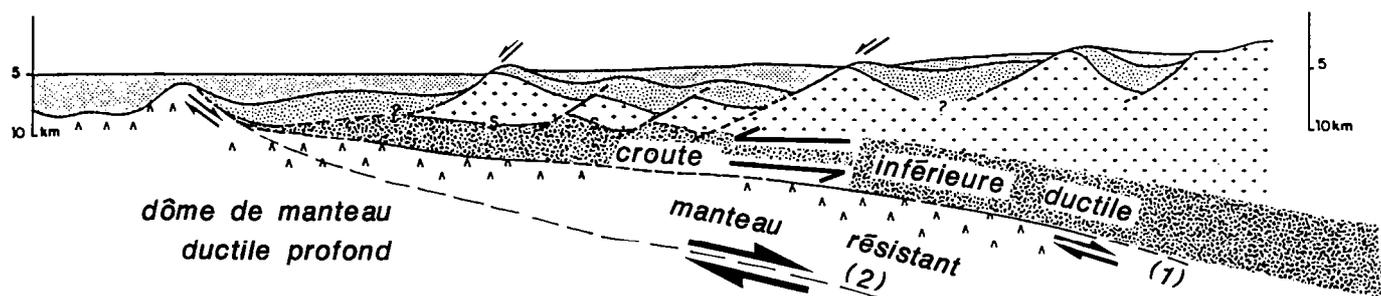


Fig. III.A.1. Interprétation la plus directe de la structure de la marge profonde de la Galice selon le modèle de boudinage. L'horizon "S" est interprété comme la transition fragile-ductile. cf texte. D'après Boillot et Winterer, 1988, modifié.

Boillot et al. (1989) ont récemment proposé que la couche de péridotites serpentinisées se prolonge latéralement sous la marge, les roches présentes à la base des blocs basculés étant donc des serpentinites. Le Moho sismique serait dans ce cas le front de serpentinitisation des péridotites, et le réflecteur "S" représenterait le contact entre la croûte et les serpentinites (Moho pétrologique). Ce contact serait tectonique, le toit des serpentinites très ductiles agissant comme niveau de décollement à la base des blocs. Les serpentinites devraient donc être très déformées dans cette zone. Cette hypothèse implique la disparition de la croûte ductile en bas de marge.

Le modèle de boudinage proposé à partir des modèles analogiques ne prend pas en compte le processus de serpentinitisation des péridotites. La serpentinitisation ne peut toutefois se développer que lorsque les péridotites sont proches de la surface, c'est-à-dire lorsque la croûte continentale est amincie. C'est donc un processus tardif lors du rifting continental, qui n'intervient pas sur l'initiation et le développement des structures extensives dans la lithosphère. Le modèle de boudinage peut cependant rendre compte de la structure de la marge dans cette hypothèse. En effet, selon ce modèle, la croûte inférieure peut effectivement être extrêmement amincie, voire rompue en fin de rifting continental sous les blocs basculés les plus profonds de la marge, dans la zone où l'extension a été très intense (cf modèle de la figure I.B.2.2.b). On devrait dans ce cas retrouver, en prolongation de l'horizon "S", un biseau de croûte inférieure sous les blocs basculés du haut de la marge où l'extension a été moins intense (fig. III.2). La présence de ce biseau pourrait effectivement expliquer la disparition sur les profils sismiques de l'horizon "S" sous la partie haute de la marge (Mauffret et Montadert, 1987). Le toit des serpentinites, qui est une surface de décollement potentielle, prendrait alors le relais de la croûte inférieure découplante à la base des blocs basculés en bas de marge. Aucune donnée sur les niveaux profonds n'étant pour l'instant disponible, cette hypothèse ne peut pas être testée. Les données sismiques récemment acquises sur la marge du Golfe du

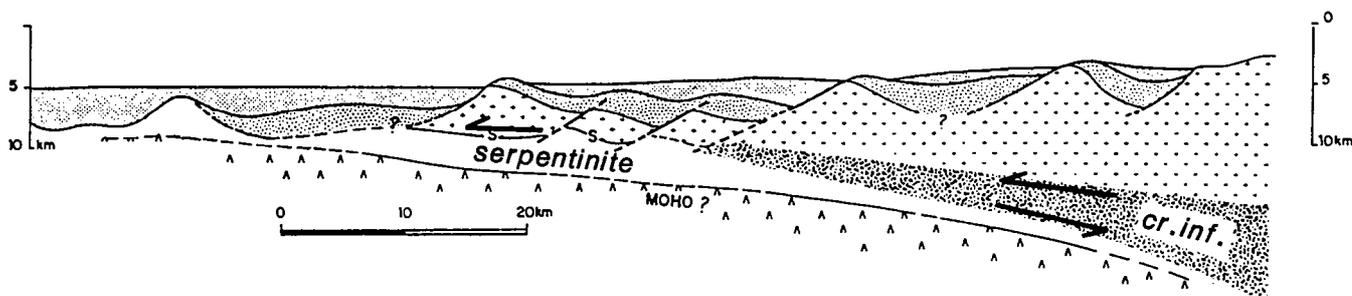


Fig. III.A.2. *Interprétation de la structure de la marge de la Galice dans l'hypothèse où la base des blocs basculés profonds repose sur des serpentinites. Cette situation pourrait être le stade ultime d'évolution de l'interprétation proposée sur la figure III.A.1. La zone de cisaillement dextre dans le manteau n'a pas été représentée dans le manteau, car elle ne fonctionnait plus à ce stade.*

Lion semblent toutefois en bon accord avec une telle géométrie, la croûte inférieure litée présente sous le plateau continental s'amincissant et passant en continuité sous la marge à un fort réflecteur sismique comparable au réflecteur "S" (Olivet et al., 1990).

Le manque de données sur la structure profonde de la marge de la Galice empêche pour l'instant de choisir l'une ou l'autre des interprétations proposées. Le niveau schisteux présent localement dans la moitié nord de la ride, au toit des péridotites serpentinisées et sous la couverture sédimentaire, pourrait toutefois être un test déterminant. Si le réflecteur sismique dans le prolongement duquel il se trouve peut être corrélé au réflecteur "S", il représenterait le Moho pétrologique et proviendrait d'un mélange tectonique entre du matériel crustal et les serpentinites sous-jacentes (cf III.A.2.) (Boillot et Winterer, 1988). Dans ce cas, la seconde interprétation (réflecteur "S" assimilé au Moho pétrologique) serait la bonne. Quoi qu'il en soit, le modèle de boudinage est en bon accord avec l'évolution de la marge occidentale profonde de la Galice.

Ce modèle peut aussi s'appliquer à la marge Nord-Gascogne, dont la structure et l'évolution sont très proches de celle de la Galice (Le Pichon et Barbier, 1987). Le réflecteur "S" est également présent à la base de blocs basculés vers le continent. La taille des blocs basculés diminue du haut vers le bas de la marge. Leur diminution d'épaisseur se fait aux dépens des niveaux profonds, puisqu'en pied de marge les blocs sont essentiellement constitués par des séries sédimentaires litées. L'épaisseur de la couche située sous l'horizon "S" qui présente les caractéristiques sismiques de la croûte inférieure diminue progressivement vers le pied de la marge où elle est réduite à 2 km. Contrairement à la marge de la Galice, la transition continent-océan semble être typique, mettant en contact la croûte continentale amincie et la croûte océanique. Le Pichon et Barbier (1987) ont récemment proposé un modèle de formation de la marge selon lequel le réflecteur "S" serait une grande zone de cisaillement à faible pendage vers le continent s'enracinant au toit de la croûte ductile. Selon cette hypothèse, le sens de cisaillement sur

cette grande faille plate est inverse de celui des failles normales séparant les blocs basculés vers le continent, ce qui pose un problème cinématique (cf § I.B.2.1.B). L'interprétation de la structure de la marge à partir du modèle de boudinage suggère que le réflecteur "S" corresponde à la transition fragile-ductile dans la croûte. L'amincissement de la croûte ductile serait lié au fonctionnement à l'échelle de la marge d'une zone de cisaillement sénestre, compatible avec le sens de basculement des blocs. La diminution d'épaisseur des blocs aux dépens des niveaux profonds vers le bas de la marge est effectivement observée dans le modèle de boudinage. L'existence d'une zone de cisaillement de sens inverse dans le manteau sous-jacent peut également être postulée.

Enfin, si le modèle de boudinage est en bon accord avec la structure de la marge occidentale profonde de la Galice, il doit toutefois être testé sur la largeur totale de la zone lithosphérique amincie pendant la phase de rifting continental. En effet, la marge ouest-galicienne comprend également un bassin interne, large de plus d'une centaine de kilomètres, et d'autre part, il faut également prendre en compte la marge conjuguée de Terre-Neuve.

La nature hétérogène des données disponibles à l'heure actuelle sur les deux marges conjuguées rend cette étude problématique. Il n'y a en effet pas de données sur la structure profonde de la marge de la Galice et la structure crustale sur la marge de Terre-Neuve est difficile à préciser vue l'épaisse couverture sédimentaire. Pour ces raisons, on ignore en particulier la profondeur exacte du Moho sur la marge de la Galice, la géométrie d'une éventuelle croûte litée et sa relation avec le réflecteur "S". On ignore également la géométrie d'éventuels réflecteurs dans le manteau qui pourrait nous renseigner sur celle de probables structures hercyniennes héritées. Enfin à l'ouest de la marge l'extension latérale de la zone d'affleurement des roches mantelliques est inconnue, la nature du socle à l'ouest de la ride de péridotite restant incertaine. Sur la marge de Terre-Neuve, il nous manque en particulier des informations sur la limite continent-océan dont la nature et la localisation sont hypothétiques (cf § II.A.7), de même que sur la géométrie précise des structures crustales de la marge profonde. On note toutefois la présence d'une marge profonde de part et d'autre du paléorift, ces deux marges étant caractérisées par un amincissement important de la croûte et un style de déformation crustale à priori comparable. Selon le modèle de boudinage, des péridotites sont susceptibles d'affleurer au pied des deux marges conjuguées, de part et d'autre du paléorift. La présence de roches mantelliques au pied de la marge de Terre-Neuve pourrait expliquer le problème de localisation de la limite continent-océan.

III.B. CONCLUSION

Le but premier des deux études présentées dans ce mémoire était de comprendre comment des roches mantelliques pouvaient être portées à l'affleurement sur le plancher océanique lors du rifting continental, la remontée du manteau pouvant être selon les hypothèses généralement admises, soit dynamique (diapirisme), soit passive et due à l'amincissement de la lithosphère. Le modèle de boudinage lithosphérique proposé à partir des modèles expérimentaux, qui est un modèle d'étirement lithosphérique, montre que la remontée du manteau sous une zone de rift jusqu'au plancher océanique peut être une conséquence directe de l'amincissement de la lithosphère, sans que la dynamique du manteau ne soit nécessaire.

L'étude pétro-structurale des péridotites affleurant au pied de la marge continentale passive de la Galice a permis de confirmer que les roches mantelliques remontées sous les rifts continentaux où le taux d'extension est relativement faible, sont des péridotites à plagioclase peu appauvries. Elle nous a permis également de mettre en évidence dans ces roches des structures particulières liées à la déformation mylonitique qu'elles subissent lors de leur ascension dans la lithosphère en contexte extensif. Cette déformation, nettement hétérogène, développe des bandes ultramylonitiques étroites.

La modélisation analogique du rifting continental a également montré l'influence primordiale de la structure rhéologique de la lithosphère continentale sur son comportement lorsqu'elle est soumise à un régime tectonique extensif. Le nombre de paramètres intervenant sur la structure rhéologique de la lithosphère étant très important, elle est très difficile à connaître. Les modèles analogiques montrent que pour un gradient géothermique moyen, cette structure peut être simplifiée au premier ordre par une structure fragile-ductile quadricouche, dans laquelle la partie superficielle du manteau est résistante et localise la déformation, et la croûte inférieure est ductile et découple le manteau résistant de la croûte supérieure fragile. Cette structure simplifiée présente l'avantage de pouvoir étudier l'influence globale de la variation de la résistance relative des niveaux fragiles et des niveaux ductiles (couplage) sur le comportement lithosphérique et, en particulier, sur la géométrie de la zone continentale étirée. Nous pouvons ainsi, à partir des modèles expérimentaux réalisés, proposer un nouveau modèle de formation des marges continentales passives. Ce modèle de boudinage lithosphérique montre que la largeur et la structure interne de la zone lithosphérique amincie, ainsi que la géométrie du dôme mantellique, dépendent du couplage fragile-ductile. Si le couplage est fort, la lithosphère est globalement résistante. Dans ce cas, la zone lithosphérique déformée et le dôme mantellique sont larges et globalement symétriques. Cette condition

est réalisée par exemple pour un faible gradient géothermique ou un taux d'extension relativement élevé. Quand le couplage diminue, la zone lithosphérique étirée et le dôme restent globalement symétriques mais leur largeur diminue; la structure interne de la zone déformée devient asymétrique. Quand le couplage est faible (fort gradient géothermique ou taux d'extension faible par exemple), la zone lithosphérique déformée est étroite et asymétrique et le manteau ductile forme un dôme asymétrique.

Le modèle de boudinage lithosphérique semble en bon accord avec la structure et l'évolution des marges continentales passives et permet en particulier d'expliquer celles de la marge occidentale profonde de la Galice et de la marge Nord-Gascogne. Une meilleure connaissance de la totalité de la marge de la Galice, en particulier des niveaux profonds de cette marge (croûte ductile et manteau) ainsi que de la marge conjuguée de Terre-Neuve, permettra de tester le modèle de boudinage sur la totalité de la zone lithosphérique étirée lors du rifting continental. Enfin, pour être validé, ce modèle devra être confronté avec les données disponibles sur les zones continentales en extension (marges et rifts). L'acquisition de nombreux profils sismiques en écoute longue, qui donnent en particulier des informations sur la croûte inférieure et le manteau présents sous ces zones, devrait permettre d'atteindre cet objectif. Des données sur ces niveaux profonds peuvent également être obtenues par l'étude des massifs péridotitiques lherzolitiques et granulitiques.

Références bibliographiques.

- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. et Girardeau, J., 1989.** "Undercrusting" by serpentinite beneath rifted margins: the example of the west Galicia margin (Spain). *Nature*, 341: 523-525.
- Boillot, G. et Winterer, E.L., 1988.** Drilling on the Galicia margin: retrospect and prospect. In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 809-828.
- Chenet, P., Montadert, L., Gairaud, H. et Roberts, D., 1982.** Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal, and northern Biscay continental margins: implications for evolutionary models of passive continental margins. In: Watkins, J.S. and Drake, C.L. (Eds), *Studies in continental margin geology*. Am. Assoc. Pet. Geol., 34: 703-715.
- Le Pichon X. et Barbier, F., 1987.** Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, 2: 133-150.
- Mauffret, A. et Montadert, L., 1987.** Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). *Mar. Pet. Geol.*, 40: 49-70.
- Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D.G., Guennoc, P. et Sibuet, J.C., 1979.** Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. In Talwani, M., Hay, W. and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironments*: Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3, 154-186.
- Olivet, J.L., Burrus, J. et ECORS, l.g., 1990.** La structure profonde du Golfe du Lion d'après les profils ECORS. 13ème Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 98.



Annexes

ANNEXE

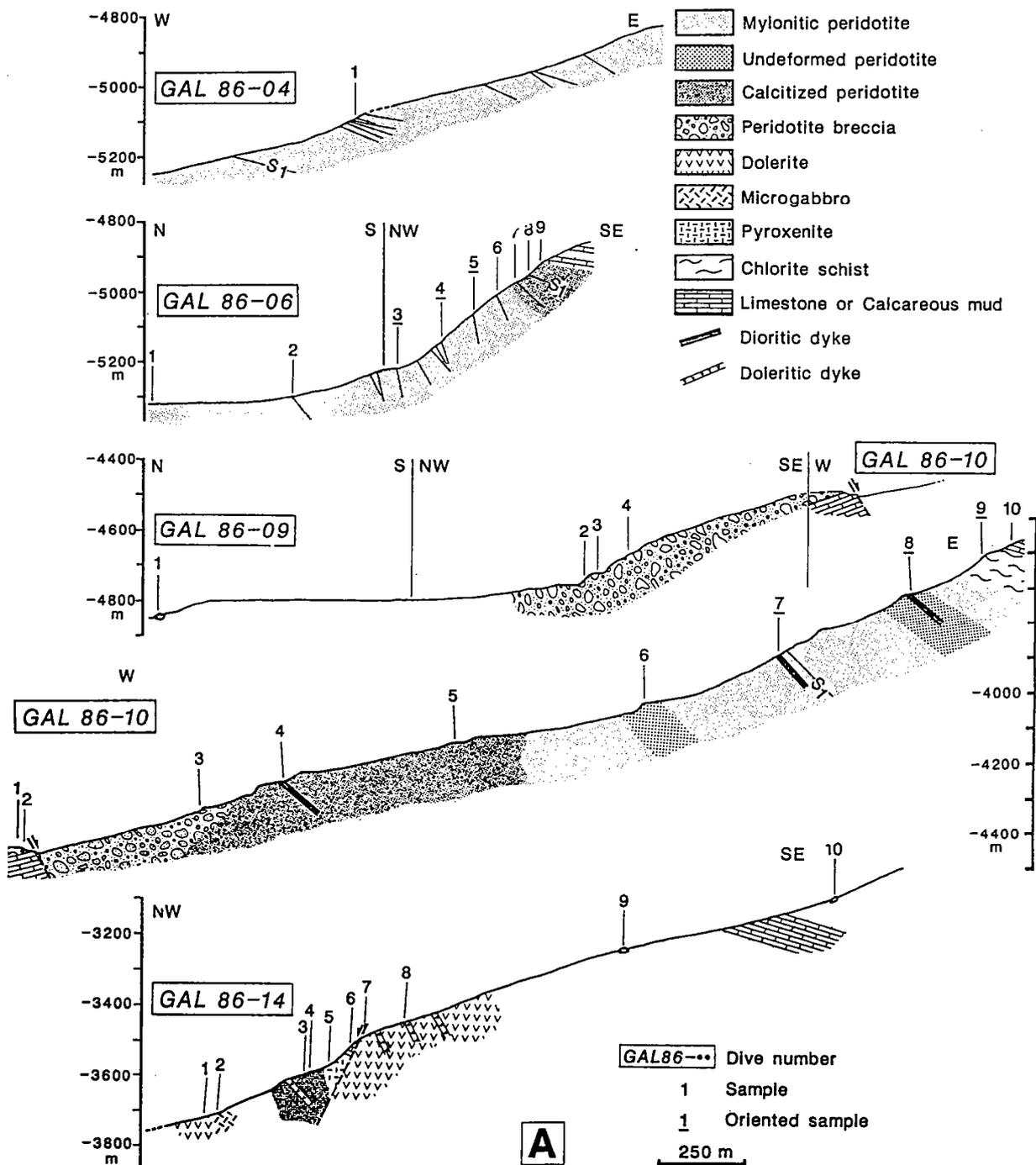
LOCALISATION ET DESCRIPTION DES ECHANTILLONS DE SOCLE PRELEVES PAR LE NAUTILE PENDANT LA MISSION GALINAUTE EN 1986.

Les échantillons décrits ici ont été prélevés par le submersible Nautille pendant sept des plongées qui ont été effectuées lors de la mission Galinaute du Groupe d'Etude de la Marge Continentale et de l'Océan en 1986. Les plongées GAL86-04, -06, -09, -10 et -14 se sont déroulées sur la ride de péridotites. Les plongées GAL86-07, -08 et -11 se sont déroulées sur deux blocs basculés profonds de la marge continentale (cf localisation sur la fig. II.A.2.).

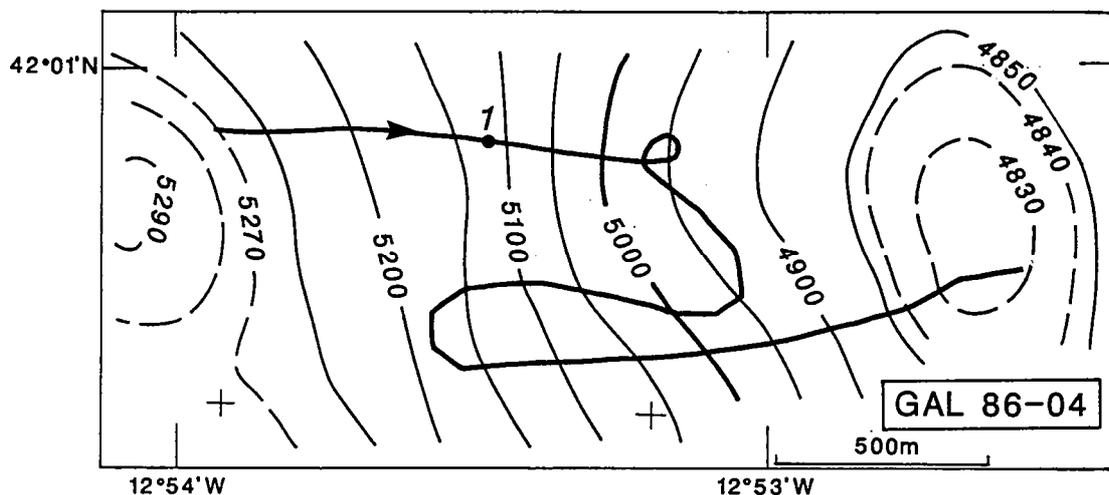
Pour chaque plongée, une carte de la route parcourue par le Nautille est présentée, sur laquelle les sites d'échantillonnage sont précisément reportés. Ces cartes ont été tracées par les membres scientifiques de la mission Galinaute. Une coupe synthétique est également présentée pour chaque plongée. Seule figure ici la description des échantillons de socle, et de quelques échantillons de roches mafiques prélevés au nord de la ride de péridotite.

Pour chaque échantillon décrit figurent: (1) son numéro: GAL86-00 (plongée) - 00 (ordre de prélèvement)), (2) l'heure et la profondeur de prélèvement, (3) sa description.

PLONGEES SUR LA RIDE DE PERIDOTITE



PLONGEE 4



◇ GAL86-04-01

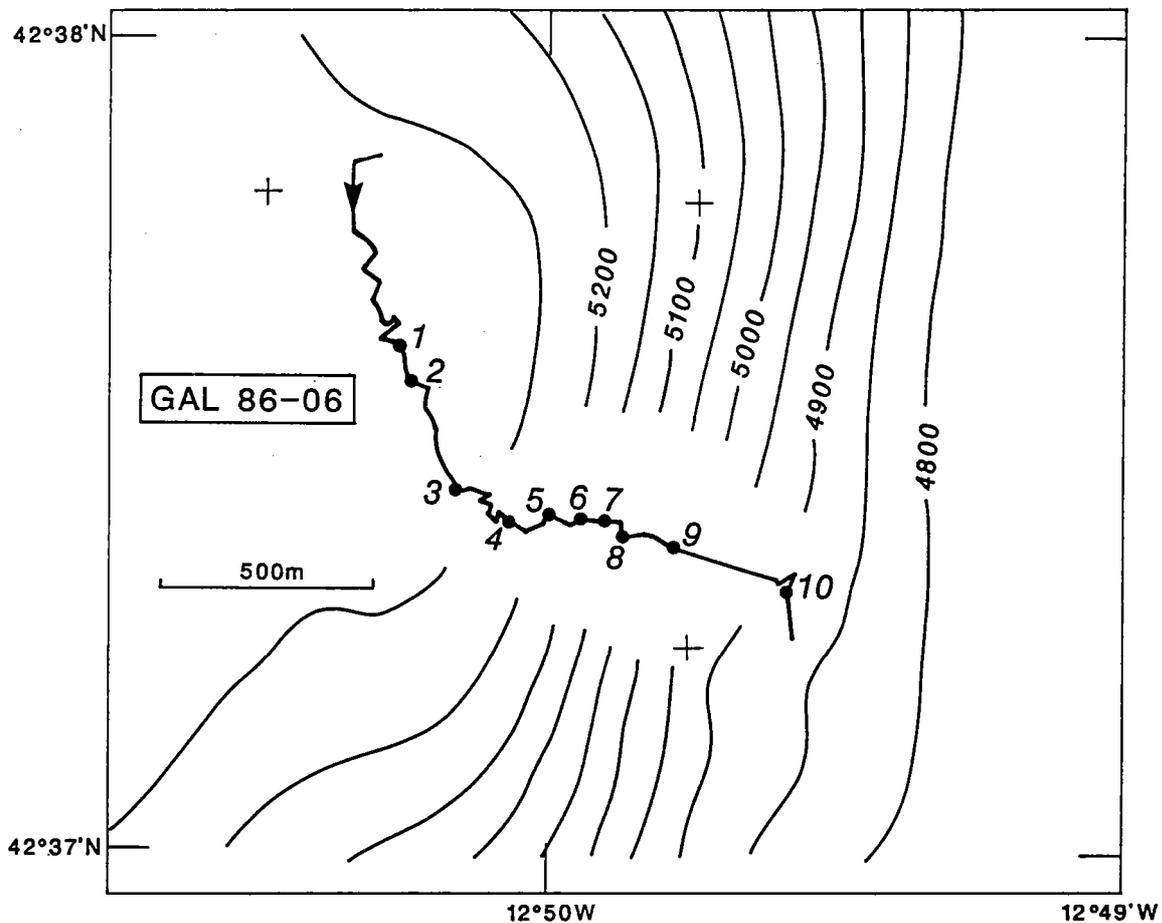
14H02

5123m

Echantillon non orienté de 20 x 15 x 10 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique noir (épaisseur < 5 cm). En profondeur, l'échantillon est jaune, friable, et montre des pustules arrondies, de couleur verte ou brune, de taille centimétrique.

Cet échantillon est le produit d'altération par l'eau de mer d'une péridotite.

PLONGEE 6



◇ GAL86-06-01

13H50

5324m

Echantillon non orienté de 10 x 10 x 10 cm à p \hat{a} tine sombre, à cassure jaune et noire.

Péridotite - à spinelle et plagioclase (1%), orthopyroxène (10%), clinopyroxène (2%), et amphibole (5%).

- extrêmement serpentinisée (>90%).

- à texture mylonitique (cf. annexe), marquée par: 1) des cristaux d'orthopyroxènes étirés, présentant des kink-bands; 2) des fantômes de structures d'enroulement; 3) des fantômes de nombreuses bandes ultramylonitiques.

Phases analysables (lame 6-1A): - spinelle alumineux automorphe, allongé, auréolé de feldspath plagioclase totalement saussuritisé

- orthopyroxène à exsolutions

- amphibole incolore qui cristallise en pseudomorphose de cristaux de pyroxène, ou dans des filonnets (mm) sécants sur la foliation S1.

Minéraux secondaires: amphibole incolore, serpentine, magnétite et hématite.

Légère fracturation tardive, remplie de minéraux opaques.

◇ GAL86-06-02 14H07 5226m

Echantillon non orienté de 10 x 10 x 8 cm à p^âtine sombre et cassure verte et jaune.

Péridotite - à spinelle (1%), orthopyroxène (15%), clinopyroxène (2%)
- totalement serpentinisée (>98%)
- à texture mylonitique, marquée par: 1) des reliques de cristaux d'orthopyroxène étirés, en cornue; 2) des fantômes de structures d'enroulement, 3) des fantômes de nombreuses bandes ultramylonitiques.

Phases analysables (lame 6-2b):- spinelle alumineux automorphe, allongé
- clinopyroxène.

Minéraux secondaires: serpentine, magnétite et hématite.

Filonnet millimétrique de serpentine et minéraux opaques, sécant sur la foliation S1 (lame 6-2A).

Légère fracturation tardive, remplie de minéraux opaques et/ou de serpentine.

◇ GAL86-06-03 14H44 5226m

Echantillon orienté de 15 x 10 x 12 cm, recouvert d'un encroûtement polymétallique noir de faible épaisseur (1 mm), à cassure verte et jaune.

Péridotite - à spinelle probablement auréolé de plagioclase totalement saussuritisé (1%), orthopyroxène (10%), clinopyroxène (7%)
- totalement serpentinisée (>98%)
- à texture mylonitique, marquée par: 1) des fantômes de bandes ultramylonitiques; 2) des reliques de cristaux d'orthopyroxène allongés, et kinkés.

Phases analysables: spinelle chromifère automorphe, allongé.

Minéraux secondaires: serpentine et magnétite.

Fracturation tardive, remplie de minéraux opaques.

◇ GAL86-06-04 15H35 5150m

Echantillon orienté de 15 x 15 x 15 cm, à p^âtine ocre, ou recouvert d'un encroûtement polymétallique noir (mm), et à cassure ocre et verte.

Péridotite - à spinelle (1%), orthopyroxène (7%) et clinopyroxène (2%).
- totalement serpentinisée (> 98%).
- à texture mylonitique, marquée par: 1) des fantômes de bandes ultramylonitiques; 2) des reliques de cristaux d'orthopyroxène allongés, et kinkés.

Phases analysables: spinelle chromifère automorphe, allongé.

Minéraux secondaires: serpentine et magnétite.

Fracturation tardive, remplie de minéraux opaques.

◇ GAL86-06-05 15H49 5069m

Echantillon orienté de 20 x 8 x 8 cm, à p^âtine jaune ou recouvert d'un encroûtement polymétallique noir de faible épaisseur (mm), à cassure verte.

Péridotite - à spinelle (1%), clinopyroxène (4%), orthopyroxène (10%)
- extrêmement serpentinisée (>85%)
- à texture mylonitique, marquée par: 1) des fantômes de bandes ultramylonitiques; 2) des reliques de cristaux d'orthopyroxène étirés.

Phases analysables: spinelle chromifère automorphe étiré, clinopyroxène.

Minéraux secondaires: serpentine et magnétite.

Plusieurs épisodes de fracturation tardifs: 1) veinules de serpentine dans des minéraux fracturés (spinelle et pyroxène), 2) fractures (<1 mm) remplies de minéraux opaques, synchrones ou postérieures aux premières, 3) fractures millimétriques remplies de calcite localement associée à des minéraux opaques, postérieures aux deux premières, et sub-parallèles à la foliation S1.

◇ GAL86-06-08

16H49

4930m

Echantillon non orienté de 10 x 10 x 8 cm, à pâtime jaune ou recouvert d'un encroûtement polymétallique noir peu épais (< 1 mm), et à cassure jaune, friable.

Péridotite - à spinelle, clinopyroxène

- extrêmement serpentinisée et calcitisée

- dont la texture est masquée par la calcitisation ayant imprégnée la

roche.

Phases analysables: spinelle chromifère automorphe de grande taille, clinopyroxène.

Minéraux secondaires: serpentine, magnétite et hématite.

Fracturation tardive très intense; fractures millimétriques à centimétriques remplies de calcite, localement cristallisée en peigne ou en rosette.

◇ GAL86-06-10

17H34

4813m

Galet.

Granite à texture porphyroclastique à gros grain; 10% de néoblastes recristallisés aux joints de grains.

Porphyroclastes - de quartz (30%) à extinction onduleuse ou kinkés, recristallisés en sous-grains.

- de feldspath plagioclase saussuritisé (30%)

- de microcline (30%).

Néoblastes de quartz et feldspath.

Biotite en amas intersticiels de petits cristaux, syntectoniques, associée à de la muscovite, de l'épidote, et du quartz finement recristallisé.

Minéraux accessoires: tourmaline verte zonée, apatite, zircon zoné de grande taille.

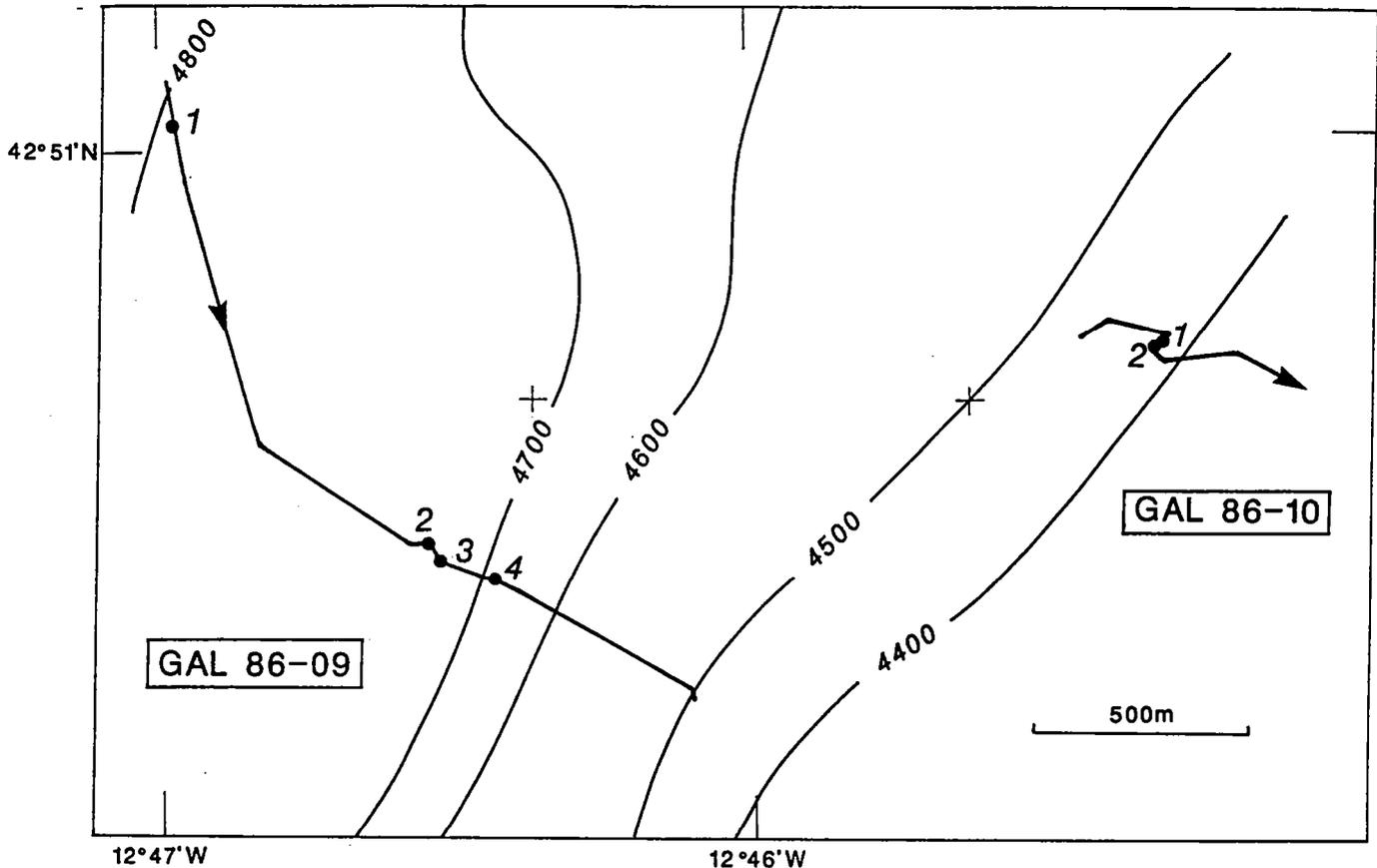
Minéraux secondaires: - chlorite en altération de la biotite,

- muscovite en altération du plagioclase,

- calcite en imprégnation

Granite ayant subi une légère déformation ductile, dans les conditions du faciès schiste vert.

PLONGEE 9



◇ GAL86-09-01

16H09

4841m

Echantillon non orienté, de 5 x 5 x 10 cm, à p \hat{a} tine et cassure jaunes, friable, parcouru par de nombreuses fentes de calcite. Pr \acute{e} l \acute{e} v \acute{e} ment en place douteux.

P \acute{e} ridotite - \grave{a} spinelle, plagioclase, clinopyrox \grave{e} ne et ortho-pyrox \acute{e} ne

- extr \acute{e} mement serpentinis \acute{e} e et calcitis \acute{e} e (> 98%)

- dont la texture est totalement masqu \acute{e} e par la calcitisation intense. Des niveaux riches en clinopyrox \acute{e} ne sont localement pr \acute{e} serv \acute{e} s.

Phases analysables: - plagioclase, la plupart du temps associ \acute{e} \grave{a} des cristaux de spinelle transform \acute{e} s en magn \acute{e} tite, parfois en filonnets ind \acute{e} pendants

- clinopyrox \acute{e} ne riche en exsolutions.

Min \acute{e} raux secondaires: - serpentine, magn \acute{e} tite et h \acute{e} matite,

- calcite en impr \acute{e} gnation.

Fracturation tardive tr \acute{e} s intense; fractures (mm \grave{a} cm) remplies de calcite cristallis \acute{e} e localement en peigne.

◇ GAL86-09-02

17H09

4757m

Galet d'une formation conglomératique.

Granulite à texture porphyroclastique très recristallisée.

Porphyroclastes m poecilitiques, peu allongés, de feldspath alcalin et plagioclase.

Matrice de feldspath alcalin au coeur perthitique, plagioclase, et quartz intersticiel ou en petits grains ronds inclusifs dans les autres phases.

Foliation peu marquée par les porphyroclastes, mais soulignée: 1) par des lits, riches soit en orthopyroxènes très craquelés, soit en grenats poecilitiques souvent bordés par un très fin liseré de quartz et contenant de petites inclusions de quartz et feldspath; 2) par de la biotite, associée au grenat ou à l'orthopyroxène; 3) par des minéraux opaques.

Minéraux accessoires: zircon et apatite.

◇ GAL86-09-03

17H14

4752m

Bloc (8 x 8 x 3 cm) de brèche sédimentaire de basalte ou péridotite (?), recouvert d'un encroûtement polymétallique noir peu épais (< 1 mm).

Ciment: magnétite, hématite et chlorite.

Éléments anguleux, millimétriques à centimétriques, de serpentinite, qui conserve quelques reliques de phases primaires: clinopyroxène (analysable), orthopyroxène (localement poecilitique), spinelle, plagioclase (analysable), olivine ?, et de phases secondaires: amphibole ?.

◇ GAL86-09-04

17H32

4664m

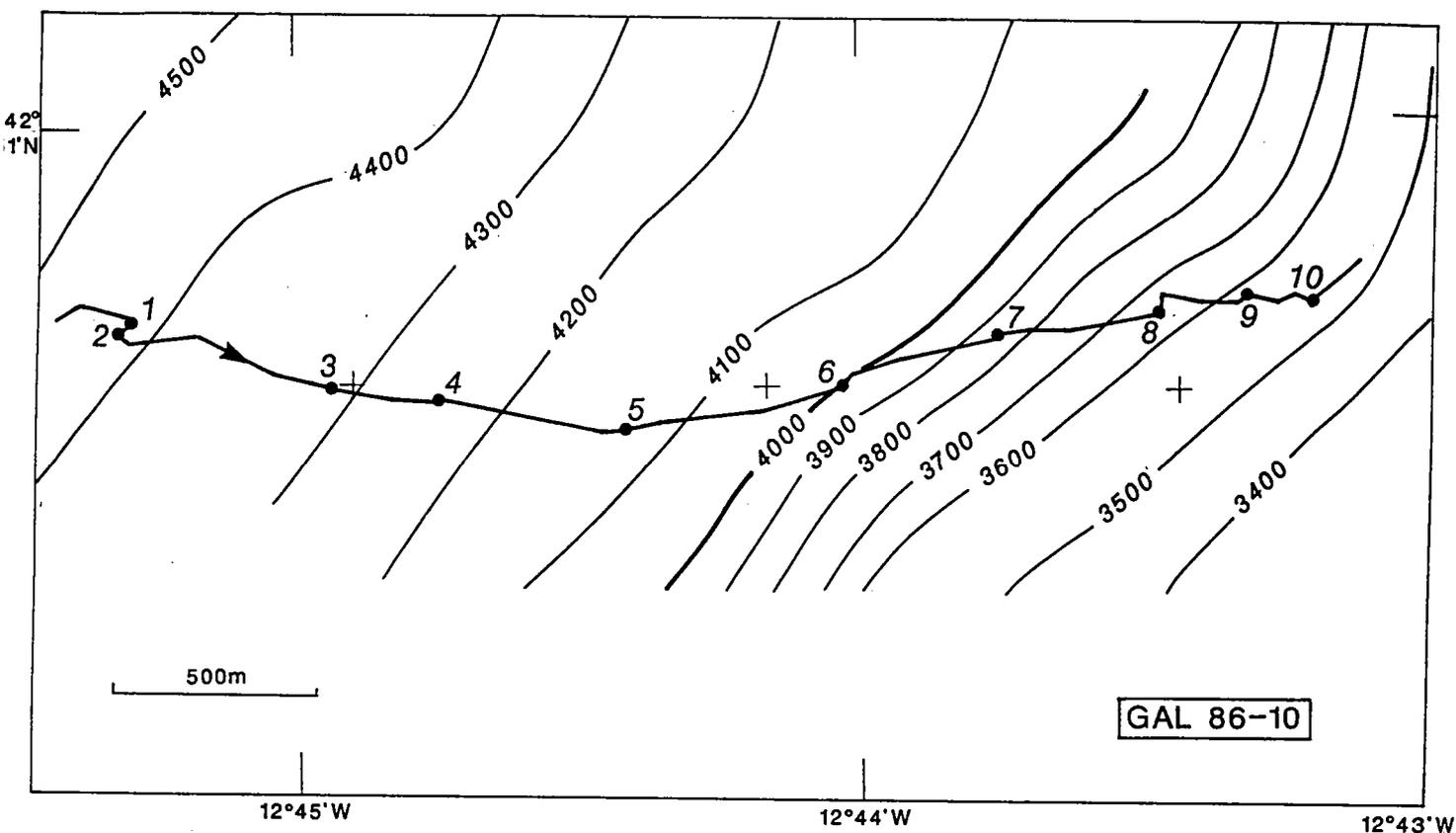
Bloc de brèche sédimentaire de gabbro ou basalte ou péridotite ? (de 8 x 8 x 4 cm), recouvert d'un encroûtement polymétallique noir (2 cm d'épaisseur).

Ciment: magnétite, hématite et chlorite.

Éléments anguleux millimétriques à centimétriques, - de serpentinite conservant des reliques de phases analysables: clinopyroxène, orthopyroxène (localement poecilitique), spinelle.

- à chlorite en rosette (qui dériverait d'orthopyroxène), sphène, épidote, zoïsite, ilménite, plagioclase?.

PLONGEE 10



◇ GAL86-10-01

14H03

4458m

Echantillon non orienté de 10 x 10 x 8 cm, à pátine et cassure noires et jaunes, parcouru par de nombreuses fentes de calcite. Elément de brèche calcifiée de péridotite.

Péridotite (ou pyroxénite) - à spinelle, plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole.

- extrêmement serpentinisée et altérée (> 80%).

- à texture mylonitique caractéristique des faciès

riches en pyroxènes, marquée par des cristaux d'orthopyroxène de grande taille étirés, fracturés en pull-apart, et/ou kinkés.

- qui présente une alternance de niveaux riches

en clinopyroxène ou en orthopyroxène, avec présence locale d'amphibole, et de niveaux de serpentinite (dérivés de niveaux dunitiques ?), sub-parallèles à la foliation S1 (lame 10-1c).

Phases analysables: - spinelle plutôt alumineux, automorphe, allongé

- plagioclase localement frais, en auréole autour du spinelle,

ou en filonnets indépendants sub-parallèles à la foliation S1 (lame 10-1c)

- clinopyroxène (avec peu ou pas d'exsolutions)

- orthopyroxène (avec de fines exsolutions)

- amphibole incolore, se développant aux dépens des

pyroxènes (lame 10-1a).

Minéraux secondaires: - amphibole, serpentine, magnétite, hématite

- calcite en imprégnation.

Fracturation tardive très intense; deux épisodes: 1) fractures de serpentine, généralement parallèles à la foliation S1; 2) fractures (millimétriques à centimétriques) nombreuses, remplies de calcite, parallèles et parfois perpendiculaires à la foliation S1, postérieures aux premières.

◇ GAL86-10-02

14H21

4441m

Echantillon non orienté, de 12 x 7 x 5 cm, à pâtime et cassure jaunes, traversé par une fracture (1 cm d'épaisseur) remplie de serpentine, et parcouru par de nombreuses fractures (< 1 cm) remplies de serpentine ou de calcite. Élément de brèche calcifiée de péridotite (cf. GAL86-10-01).

Péridotite - à spinelle, plagioclase, clinopyroxène, ortho-pyroxène, amphibole
- serpentinisée et intensément calcitisée (> 85%)
- dont la texture est masquée par la calcitisation; kink-bands dans les cristaux de pyroxène.
- présentant des niveaux riches en clinopyroxènes (microrubannements).

Phases analysables: - spinelle chromifère, automorphe ou localement vermiculaire, allongé

- plagioclase très abondant et frais
- clino- et orthopyroxène présentant de fines exsolutions.
- amphiboles incolores, se développant localement aux dépens des pyroxènes (lame 10-2d).

Minéraux secondaires: - amphibole, serpentine, magnétite et hématite
- calcite en imprégnation.

Fracturation tardive très intense; Deux épisodes: 1) remplissage par serpentine, 2) remplissage par calcite, dans des fentes sub-parallèles et sub-perpendiculaires aux premières.

◇ GAL86-10-03

14H57

4332m

Echantillon non orienté de brèche calcitisée à élément de serpentine.

Ciment: filons (épaisseur < 5 mm) de calcédoine, ou quartz, recoupés par des filons de même nature, mais finement cristallisés. Imprégnation tardive de la brèche (ciment et éléments) par de la calcite, de l'hématite et des minéraux opaques.

Éléments: anguleux à légèrement arrondis, de taille millimétrique à centimétrique, de: - chlorite en rosette

- péridotite totalement serpentinisée; seule phase préservée: spinelle chromifère de grande taille, automorphe, allongé, peut-être aurolé de plagioclase totalement saussuritisé (lame 10-3c); minéraux secondaires: serpentine, magnétite, hématite, chlorite, talc ?; une intense fracturation remplie de serpentine affecte ces éléments.

◇ GAL86-10-04

15H34

4252m

Echantillon non orienté de 20 x 12 x 10 cm à pâtime et cassure ocre-rouge, friable, traversé par un filon (10 cm d'épaisseur) de diorite, recoupé par de nombreuses fentes de calcite.

Péridotite - à spinelle et plagioclase (7%), orthopyroxène et clinopyroxène (dont l'abondance varie selon les zones de 3 à 20%)

- serpentinisée et extrêmement calcitisée (> 97%)

- dont la texture est masquée par la calcitisation; nette foliation marquée par l'allongement des spinelles et des filonnets de plagioclase; les cristaux préservés (orthopyroxène et plagioclase) sont kinkés.

Phases analysables (lame 10-4c): - spinelle chromifère étiré et fracturé, localement vermiculaire.

- plagioclase très frais et abondant, associé au spinelle ou en filonnets indépendants.

localement abondant (lame 10-4d)

- clinopyroxène riche en exsolutions,

- orthopyroxène avec de fines exsolutions.

Minéraux secondaires: magnétite, hématite et serpentine (peu), calcite en imprégnation.

Filon: diorite - très fraîche

- à texture porphyroclastique: porphyroclastes d'amphibole brune (contenant de petits cristaux de feldspath) et de plagioclase allongés et déformés, dans une matrice finement recristallisée de plagioclase, amphibole brune, chlorite riche en fer, et ilménite; très localement, présence d'amphibole verte se développant en bordure et dans les clivages de l'amphibole brune; grands cristaux d'amphibole brune (> 5 cm) pas ou très peu déformés, cristallisés en fin ou après la déformation, qui permettent de dater la déformation du filon et de la péridotite encaissante: 122 ± 0.6 mA (méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar)

- parcouru par des filonnets de zéolites (lame 10-4B).

Fracturation tardive intense; fentes remplies de calcite, sub-parallèles et sub-perpendiculaires à la foliation visible dans le filon et la péridotite.

◇ GAL86-10-05

16H00

4134m

Echantillon non orienté de 10 x 7 x 5 cm, recouvert par un encroûtement polymétallique noir peu épais (< 1 mm), à cassure ocre à noire.

Péridotite (ou pyroxénite) - à spinelle et plagioclase (5%), clinopyroxène et amphibole (abondance variable), orthopyroxène (5%)

- serpentinisée et intensément calcitisées (>90%)

- à texture mylonitique, caractéristique des faciès

riches en pyroxènes, marquée par: 1) une taille de grain très fine; 2) des bandes de cisaillement dans les niveaux pyroxénitiques; les cristaux d'orthopyroxène de grande taille, relictuels, sont kinkés.

- présentant des niveaux (quelques mm d'épaisseur)

très riches en clinopyroxène et/ou en amphibole de petite taille (microrubannements), sub-parallèles à la foliation nettement marquée par le spinelle et le plagioclase.

Phases analysables (lame 10-5A): - spinelle plutôt alumineux, automorphe, ou fracturé et allongé

- plagioclase, localement frais mais souvent saussuritisé, en auréole autour des spinelles, ou en filonnets indépendants

- clinopyroxène (à exsolutions)

- orthopyroxène (présentant de fines exsolutions)

- amphibole incolore, dérivant des clinopyroxènes (lame 10-5a et b).

Minéraux secondaires: amphiboles, magnétite, hématite, serpentine, calcite en imprégnation.

Fracturation tardive très intense; filonnets remplis de minéraux opaques, reprise par des fractures (d'épaisseur millimétrique) remplies de calcite (contenant localement de la dolomie ou aragonite (lame 10-5a).

Echantillon non orienté de 7 x 6 x 5 cm, à p \hat{a} tine et cassure ocre-rouge foncé.

Péridotite - à spinelle aurolé de feldspath totalement saussuritisé (1 à 5% localement), orthopyroxène (30 à 40%)

- extrêmement serpentinisée (> 95%)

- dont la texture, équante, est partiellement masquée par la serpentinisation; les cristaux d'orthopyroxène non étirés, certains de grande taille, sont localement poecilites, faisant penser à une texture magmatique; nette orientation des cristaux de spinelle allongés

- traversée par un filon rectiligne (2 mm d'épaisseur), à coeur de chlorite?? contenant quelques orthopyroxènes de petite taille, à épontes de petites amphiboles incolores aciculaires altérées, dérivant de l'orthopyroxène (lame 10-6)

Phases analysables: - spinelle chromifère automorphe allongé, localement vermiculaire

- orthopyroxène.

Minéraux secondaires: amphibole, serpentine, magnétite et hématite.

Fracturation tardive intense, remplie de serpentine, minéraux opaques, et localement de calcite (lame 10-6A).

GAL86-10-07

17H16

3893m

Echantillon orienté de 8 x 8 x 8 cm, recouvert d'une faible épaisseur (1 mm) d'encroûtement polymétallique, à cassure noire.

Péridotite - à spinelle aurolé de plagioclase (2%), orthopyroxène (15%), clinopyroxène (5 à 10% localement), amphibole (5%)

- serpentinisée à 60%

- à texture mylonitique, marquée par des cristaux d'orthopyroxène étirés et des bandes ultramylonitiques; l'olivine et l'orthopyroxène montrent une bonne fabrique intracristalline; les cristaux sont kinkés; certains grands orthopyroxènes étirés sont fracturés selon leur kinks (lame 10-7A); le spinelle et le plagioclase marquent une foliation oblique sur l'allongement des cristaux d'orthopyroxène.

- traversée par des filonnets (5 mm d'épaisseur), rectilignes à l'échelle de la lame mince, zonés, à coeur de chlorite et plagioclase totalement saussuritisé, à épontes d'amphiboles incolores aciculaires dérivant de grandes amphiboles brunes (lame 10-7B).

Phases analysables: - olivine

- orthopyroxène (à fines exsolutions)

- clinopyroxène (à exsolutions)

- spinelle alumineux, vermiculaire ou en amas allongés de

petits grains.

- plagioclase en filonnet autour du spinelle, localement frais, souvent saussuritisé ou chloritisé.

- amphibole brune, souvent associée aux spinelles et plagioclase, automorphe de grande taille dérivant des pyroxènes, ou en filonnets indépendants parallèles à l'allongement des spinelles

- amphibole incolore dans les filonnets.

Minéraux secondaires: amphiboles, serpentine, chlorite, magnétite, hématite, calcite en imprégnation très localement.

Légère fracturation tardive: 1) microfractures dans les cristaux, remplies de serpentine et minéraux opaques; 2) fractures remplies de calcite, localement cristallisée en peigne, associée à des minéraux opaques.

◇ GAL86-10-08

17H40

3722m

Echantillon orienté de 12 x 9 x 8 cm, à p \hat{a} tine ocre-rouge à noire, et cassure noire.

Péridotite - à spinelle et plagioclase (5%), orthopyroxène (30%), clinopyroxène (10 à 20%), amphibole

- serpentinisée à 50%

- à texture équante à grain fin (1 mm) magmatique, marquée par des cristaux d'orthopyroxène poecilitiques et l'absence de fabrique intracristalline des cristaux d'orthopyroxène et d'olivine; net litage marqué par le spinelle auréolé de plagioclase; cristaux nettement kinkés.

- traversée par des filonnets: 1) semblables à ceux visibles dans l'échantillon GAL86-10-07, et où localement se développe du mica (phlogopite) (lame 10-8F) et du sphère; 2) à amphibole incolore, chlorite et spinelle (< 1 mm d'épaisseur) (lame 10-8); 3) rectilignes à l'échelle de la lame mince, 3 mm d'épaisseur, diffus, à amphibole brune dérivant de pyroxène; petites amphiboles incolores se développant aux dépens des brunes (lame 10-8a).

Phases analysables: - olivine

- orthopyroxène (à fines exsolutions)

- clinopyroxène (à exsolutions)

- spinelle alumineux m vermiculaire, localement de grande

taille

- plagioclase en auréole autour du spinelle, localement frais,

souvent saussuritisé ou chloritisé

- amphibole brune, associée aux spinelle et plagioclase, ou

en filonnet

- amphibole incolore et mica dans les filonnets.

Minéraux secondaires: amphiboles, serpentine, magnétite, hématite, chlorite, mica dans les filonnets.

Fracturation tardive très légère, remplie de serpentine (lame 10-8F) et/ou de calcite (lame 10-8c).

◇ GAL86-10-09

18H08

3612m

Echantillon orienté de 18 x 13 x 10 cm, recouvert par une très faible épaisseur d'encroûtement polymétallique noir (< 1 mm), à cassure verte.

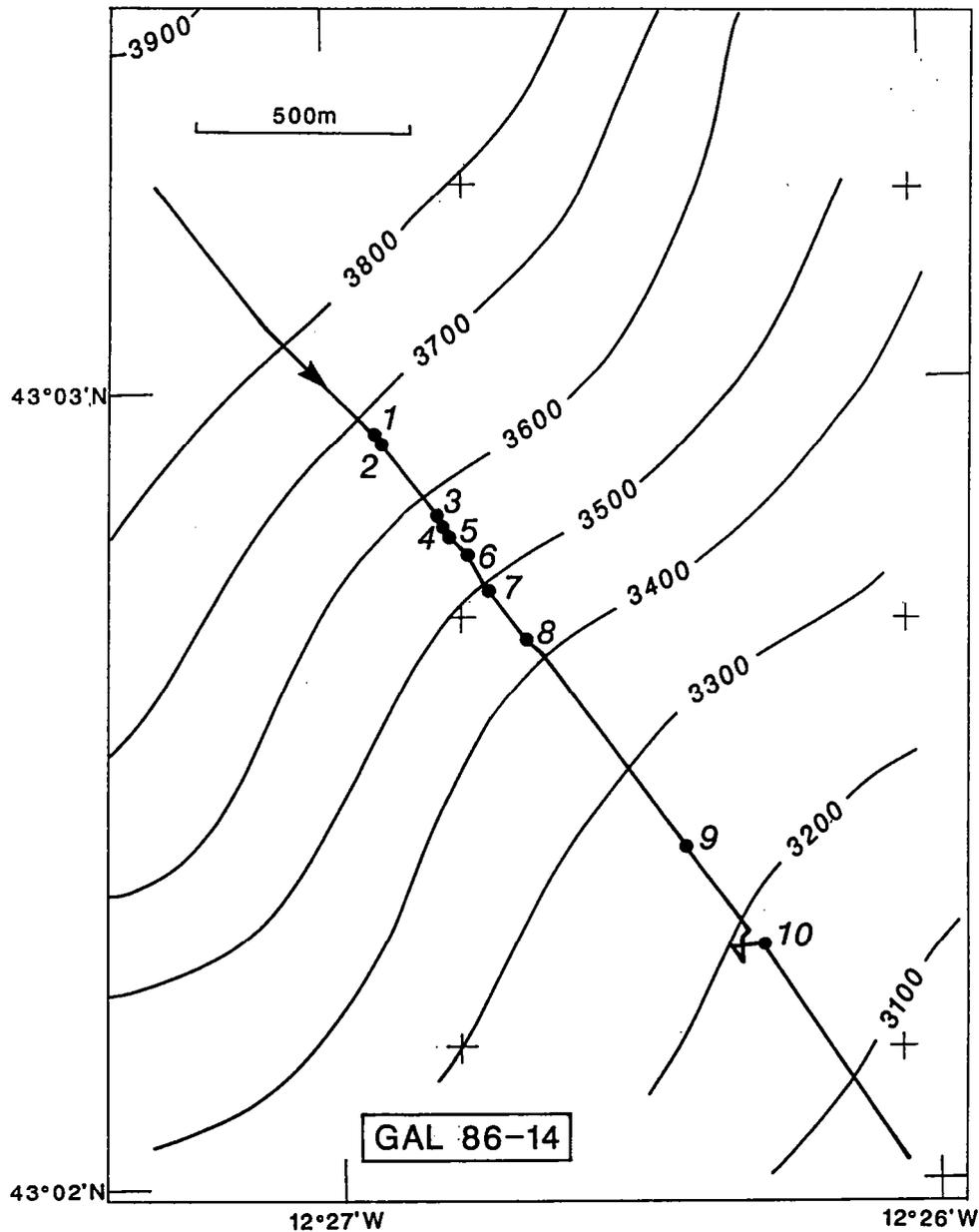
Schiste - constitué d'une alternance: 1) de niveaux sombres, riches en chlorite bleue, en minéraux opaques, aciculaires ou granuleux en amas, et en apatite, en cristaux isolés ou en filonnets boudinés; 2) de niveaux de chlorite blanche cristallisée en rosette

- ayant subi une intense déformation cisailante, matérialisée par les niveaux sombres étirés et boudinés asymétriquement, des bandes de cisaillement, des structures d'enroulement développées autour de cristaux d'apatite (lame 10-9A).

Phases analysables: les deux types de chlorite, apatite, et quelques zircons (lame 10-9B).

Très légère fracturation tardive; fentes millimétriques remplies de calcite.

PLONGEE 14



◇ GAL86-14-01

12H19

3663m

Echantillon non orienté, élément de taille décimétrique de brèche grossière.

Dolérite: - à grain fin

- à texture doléritique intersertale
- à feldspath plagioclase en latte, légèrement saussuritisé
- à clinopyroxène, automorphe ou intersticiel
- riche en minéraux opaques.

Minéraux secondaires: chlorite, épidote, localement muscovite en pseudomorphose du plagioclase.

Pas de fracturation à l'échelle de l'échantillon.

◇ GAL86-14-02 12H34 3664m

Echantillon non orienté, élément décimétrique de brèche grossière.

Gabbro - à grain très fin
- à amphibole brune, plagioclase finement recristallisé, minéraux opaques en petits amas.

Légère orientation des cristaux d'amphibole; cristaux à extinction onduleuse.

Minéraux secondaires: amphibole incolore se développant localement aux dépens des amphiboles brunes, un peu de saussurite dans le plagioclase.

Fracturation tardive; fentes (1mm d'épaisseur) remplies de zoïsite et d'épidote.

◇ GAL86-14-03 12H53 3561m

Echantillon non orienté de 4 x 4 x 4 cm recouvert localement par un encroûtement polymétallique d'1 mm d'épaisseur, à pâtime et cassure verdâtre à blanchâtre.

Péridotite - totalement serpentinisée, brêchifiée et calcitisée (> 98%)
- à spinelle alumineux de grande taille, souvent transformé en magnétite, allongé, vermiculaire, seule phase analysable.

- à orthopyroxène de grande taille très abondant, fortement kinké
- dont la texture est masquée par la serpentinitisation et la brêchification.

Minéraux secondaires: serpentine, chlorite, magnétite, hématite et calcite en imprégnation.

Fracturation tardive très intense ayant brêchifiée la roche; fentes (1mm à 1cm d'épaisseur) remplies de serpentine, minéraux opaques, hématite et calcite.

◇ GAL86-14-04 13H03 3554m

Echantillon non orienté de 9 x 8 x 7 cm, recouvert par un encroûtement polymétallique noir d'1 cm d'épaisseur et à cassure blanchâtre.

Péridotite - totalement serpentinisée (> 98%) et brêchifiée
- à spinelle alumineux, souvent transformé en magnétite, de grande taille, allongé, localement vermiculaire, seule phase analysable.

- à orthopyroxène de grande taille, localement poecilitique (lame 14-4b).

Minéraux secondaires: serpentine, magnétite, hématite.

Fracturation tardive très intense; fractures (quelques mm d'épaisseur) très nombreuses remplies de minéraux opaques et/ou d'un ciment contenant localement de petits cristaux de calcédoine ou quartz (lame 14-4b).

◇ GAL86-14-05 13H11 3532m

Echantillon non orienté de 11 x 8 x 3 cm, recouvert d'un encroûtement polymétallique peu épais (< 1 mm), à cassure brune et blanchâtre.

Pyroxénite - à clinopyroxène (60%), orthopyroxène (40%) et plagioclase frais interstitiel (1%)

- hétérogène, présentant des zones très riches en orthopyroxènes de grande taille, kinkés (lames 14-5c et -5B).

Toutes les phases sont analysables.

Minéraux secondaires: - amphibole incolore, aciculaire de petite taille, très abondante, en altération des orthopyroxènes
- magnétite et hématite.
Légère fracturation tardive.

◇ GAL86-14-07 13H30 3460m

Echantillon non orienté, prélevé dans un filon recoupant des formations brêchiques, de 8 x 8 x 3 cm, recouvert par un encroûtement polymétallique noir (5 cm d'épaisseur), et à cassure sombre.

Dolérite: - à texture doléritique intersertale
- à grain plus gros et plus altérée que l'échantillon GAL86-14-01.

Phénocristaux: - feldspath plagioclase zoné, localement saussuritisé.
- clinopyroxène, altéré en magnétite et hématite.

Matrice: - plagioclase en latte
- amphibole brune intersticielle, se transformant en amphibole verte à sa périphérie.
- minéraux opaques.

◇ GAL86-14-08 13H47 3409m

Echantillon non orienté, de 7 x 7 x 5 cm, recouvert d'une faible épaisseur d'encroûtement polymétallique noir, et à cassure vert sombre.

Dolérite comparable à celle de l'échantillon GAL86-14-01.

Phénocristaux: feldspath plagioclase zoné, localement saussuritisé.

Matrice: - plagioclase en latte, saussuritisé (50%)
- clinopyroxène (35%)
- orthopyroxène (2%)
- amphibole brune (1%)
- minéraux opaques
- chlorite.

Pas de fracturation.

◇ GAL86-14-09 14H35 3221m

Galet isolé de 8 x 5 x 2 cm, à pâtime noire et cassure vert sombre.

Pyroxénite: - très fraîche
- à clinopyroxène (50%) et orthopyroxène (40%) riches en petites inclusions de minéral opaques dans les plans d'exsolution, olivine (10%), minéraux opaques (5%).
- présentant une fluidalité marquée par les minéraux opaques et les pyroxènes.

Toutes les phases sont analysables.
L'olivine est légèrement iddingsitisée.

◇ ECHANTILLON HDR23A (mission Hespérides 78, dragage)

Echantillon dragué à proximité du schiste chloriteux (GAL86-10-09) prélevé au sommet des péridotites lors de la plongée 10.

Echantillon de 10 x 5 x 5 cm à pâte verdâtre, localement recouvert par un encroûtement polymétallique noir (< 1mm d'épaisseur).

Granite à texture magmatique, fracturé et localement brêchifié à - quartz (40%) présentant des extinctions onduleuses ou des bandes de pliage, localement recristallisé en néoblastes de petite taille aux joints de grains, dans les zones de brêchification.

- feldspath alcalin (20%) saussuritisé et plagioclase (20%), à extinction onduleuse, localement recristallisés en sous-grains.

- chlorite (10%)

- minéraux opaques, hématite (souvent dans les clivages de la chlorite), zircon.

- épidote et zoïsite (5%), concentrées dans les microfractures et les zones de brêchification.

Macroscopiquement, l'échantillon est plissé (plis isopaques décimétriques). Microscopiquement, la brêchification s'accompagne d'une recristallisation locale de quartz aux joints de grains. La chlorite est fracturée dans les zones de brêchification. L'épidote et la zoïsite ont cristallisé sous forme de cristaux automorphes non déformés à partir de fluides hydrothermaux circulant dans les fractures et microfractures ouvertes dans les zones de brêchification.

La roche a subi une cataclase "chaude" ayant permis la recristallisation locale de quartz aux joints de grain, dans les conditions du faciès schiste vert (chlorite + épidote) en contexte localement compressif ou décrochant (les plis visibles à l'échelle de l'échantillon ne permettent pas de connaître le régime de déformation régionale).

Comparaison avec le schiste chloriteux (échantillon GAL86-10-09).

Le schiste chloriteux a subi une déformation ductile cisailante très intense dans les conditions du faciès schiste vert. Il n'y a donc pas de hiatus métamorphique entre les deux échantillons. Par contre, le style de la déformation n'est pas le même dans le schiste (déformation ductile intense et relativement homogène) et dans le granite (déformation sub-cassante peu intense et hétérogène). Cette différence peut s'expliquer par la différence de composition, et donc de comportement rhéologique des deux roches au cours de la déformation.

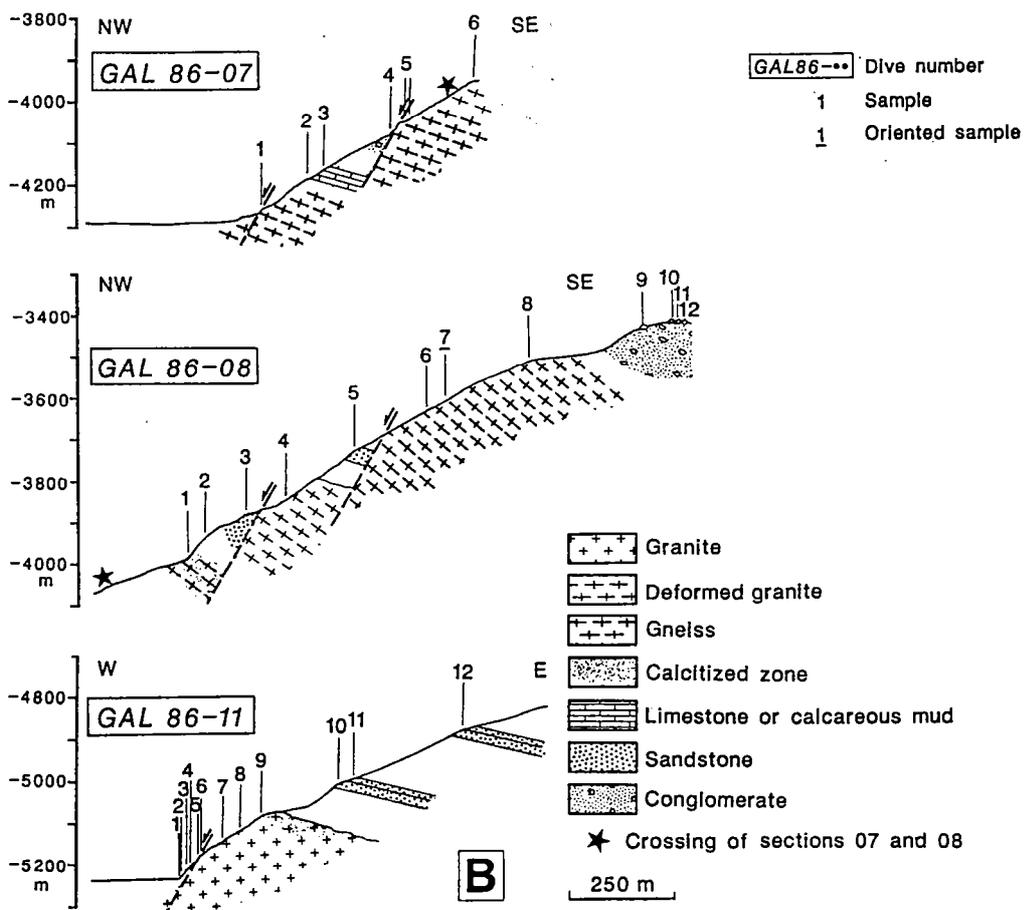
En conclusion, les déformations subies par les deux échantillons peuvent éventuellement être compatibles.

Comparaison avec les échantillons Galinaute de socle continental (plongées 7, 8 & 11).

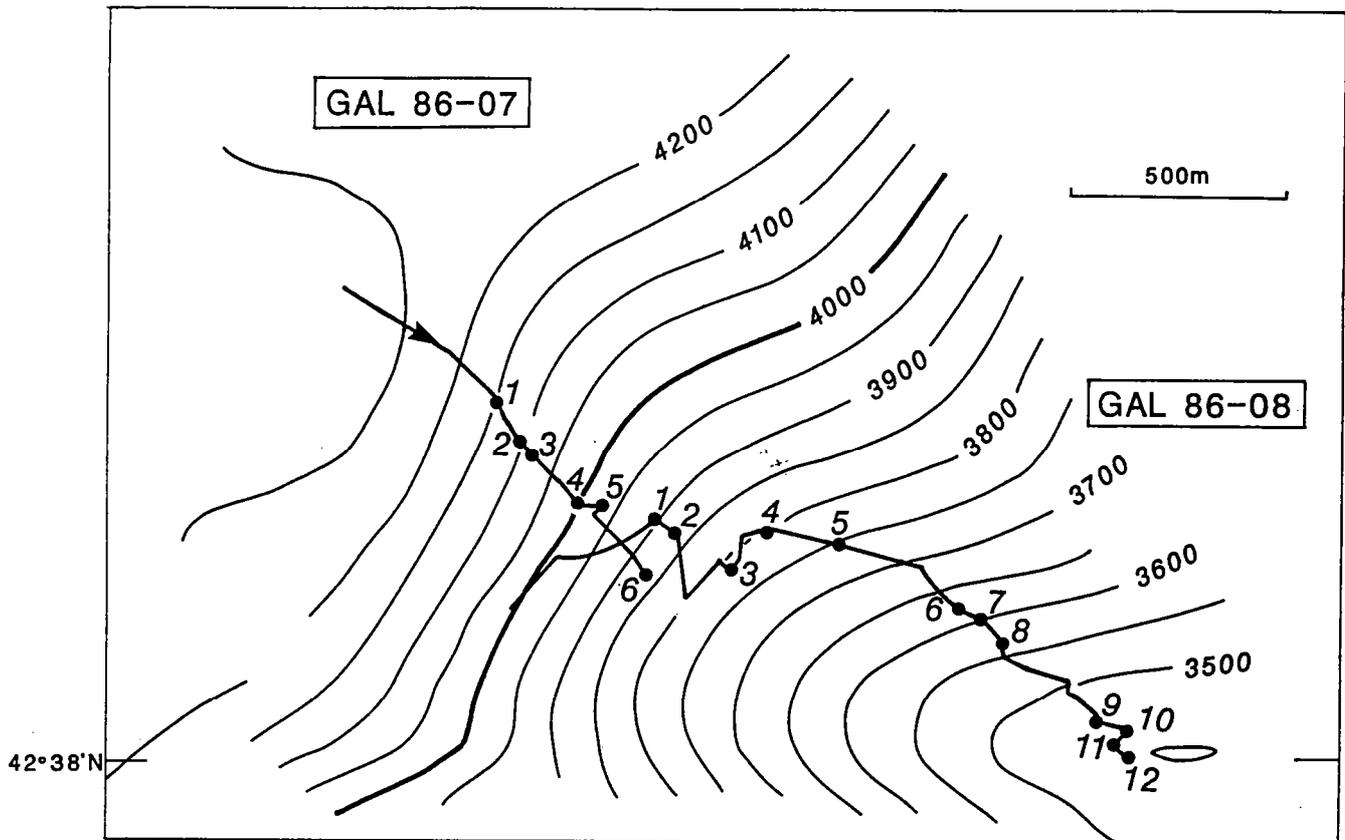
Ce granite n'a pas subi la déformation ductile ayant affectée la plupart des échantillons prélevés lors des plongées 7 et 8. La cataclase très intense qui affecte les roches prélevées au sommet de l'escarpement parcouru lors de la plongée 11 (éch. GAL86-11-02) s'est produite sans provoquer la recristallisation de quartz, même localement. Les fractures sont principalement remplies de minéraux opaques. Une telle cataclase affecte aussi l'échantillon GAL86-08-01, les fractures étant remplies de calcite.

L'échantillon HDR23A ressemble par contre à l'échantillon GAL86-11-02 qui est une syénite parcourue par un filon diffus (d'épaisseur centimétrique) d'épidote, zoïsite, chlorite et sphène. La roche encaissante a subi le même type de déformation sub-cassante que HDR23A, avec recristallisation de néoblastes de petite taille aux joints de grains.

PLONGEES SUR LE SOCLE CONTINENTAL



PLONGEES 7&8



PLONGEE 7

◇ GAL86-07-01

17H33

4247m

Echantillon non orienté de 15 x 13 x 10 cm recouvert par un encroûtement polymétallique de 0,1 à 0,7 cm d'épaisseur.

Gneiss à texture porphyroclastique à grain fin, très recristallisée.

Porphyroclastes de quartz, allongés, à extinction onduleuse, partiellement recristallisés en sous-grain.

Néoblastes: - quartz

- microcline
- plagioclase non mâclé, saussuritisé
- biotite en amas allongés de petits cristaux, syntectonique
- muscovite, souvent associée aux porphyroclastes de quartz, post-tectonique car non orientée dans la foliation
- chlorite développée secondairement à partir de la biotite
- minéraux opaques
- minéraux accessoires: sphène, apatite, zircon

Nette foliation marquée par l'allongement des amas de biotite et des porphyroclastes.

Granite ayant subi une déformation ductile cisailante, post-datée par une très légère fracturation remplie de minéraux opaques.

◇ GAL86-07-05 & -05bis

18H48

4041m

Echantillons non orientés de 5 x 2 x 2 cm et 7 x 5 x 3 cm respectivement, recouverts d'un encroûtement polymétallique de 0.5 à 1 cm et < 0.1 cm d'épaisseur.

Gneiss à texture porphyroclastique à grain fin, très recristallisée, comparables à l'échantillon GAL86-07-01: porphyroclastes et néoblastes identiques, avec biotite en cristaux allongés dans la foliation, très localement altérée en chlorite; muscovite post-tectonique; minéraux accessoires: zircon, sphène, épidote.

Granite soumis à une déformation ductile cisailante, post-datée par une très légère fracturation remplie localement de zéolite.

◇ GAL86-07-06

19H10

3940m

Echantillon non orienté de 12 x 12 x 9 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique < 0.1 cm d'épaisseur.

Granite à texture porphyroclastique peu recristallisée: 10% de néoblastes recristallisés aux joints de grain.

Porphyroclastes: - quartz à extinction onduleuse, ou kinkés (40%)

- feldspaths microcline (20%) et plagioclase (20%), localement recristallisés en sous-grains

Néoblastes: quartz, feldspaths microcline et plagioclase, ce dernier présentant des myrmékites

Muscovite en fines paillettes recristallisées dans des zones déformées

Minéraux opaques

Minéraux secondaires: chlorite, hématite, saussurite dans le plagioclase.

Foliation fruste: plans où les néoblastes de petite taille s'allongent, la muscovite très finement cristallisée est guidée, et où les minéraux opaques fracturés s'alignent.

Granite soumis à une déformation ductile moins intense et de plus basse température que celle ayant affecté les échantillons GAL86-07-01 et GAL 86-07-05bis.

PLONGEE 8

◇ GAL86-08-01

13H14

3974m

Echantillon non orienté fractionné en deux blocs de 23 x 17 x 16 cm et 15 x 15 x 10 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique < 0,1 cm d'épaisseur.

Granite - à texture porphyroclastique peu recristallisée: 15 à 20% de néoblastes recristallisés aux joints de grain.

- intensément cataclasé.

Porphyroclastes présentant des extinctions onduleuses ou des mâcles mécaniques, localement recristallisés en sous-grains: quartz, feldspath microcline, et orthose perthitique.

Néoblastes: quartz, feldspaths microcline et plagioclase, orthose, sphène.

Minéraux secondaires: chlorite associée à de petits minéraux opaques.

Foliation marquée par l'allongement des porphyroclastes et par quelques queues de cristallisation mal développées; présence de bandes de cisaillement.

Granite soumis à une déformation ductile cisailante légèrement plus intense mais du même type que celle ayant affecté l'échantillon GAL86-07-06, post-datée par une cataclase très intense; nombreuses fractures et veinules remplies de calcite, et localement de chlorite (lame mince 8-1).

◇ GAL86-08-02 13H42 3916m

Echantillon non orienté de 30 x 18 x 8 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,1 à 0,5 cm d'épaisseur.

Leptynite - totalement recristallisée, à grain fin
- riche en quartz et zoïsite
- à biotite, amphibole vert pâle, sphène, feldspath, apatite, zircon.
- présentant des niveaux circonscrits à microtexture particulière: phase (phylliteuse ?) cernée par un liseré à texture rayonnante, qui seraient la trace d'auréoles réactionnelles rétro-morphosées dans les conditions du faciès schiste vert, ou le remplissage tardif de cavités.

Minéraux secondaires: hématite et chlorite.

Net litage marqué par l'alternance de niveaux riches en quartz et de niveaux riches en zoïsite. La biotite est tardive, non orientée dans le litage.

◇ GAL86-08-04 14H17 3836m

Echantillon non orienté de 23 x 22 x 15 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique < 0,1 cm d'épaisseur.

Granite à texture magmatique légèrement déformée.
Porphyroblastes (30%) de grande taille, de quartz à extinction onduleuse, partiellement recristallisés en sous-grains.

Matrice à - quartz (5%)

- feldspaths microcline (30%) et plagioclase (30%)
- muscovite tardi-tectonique non guidée par la foliation (5%)
- biotite verte (1%)
- sphène et zoïsite en amas de petits cristaux, zircon, zoïsite.

Minéraux secondaires: hématite associée à des minéraux opaques en altération des micas, saussurite dans le plagioclase.

◇ GAL86-08-06 16H20 3545m

Echantillon non orienté de 24 x 18 x 8 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,2 cm d'épaisseur.

Gneiss à texture porphyroclastique très recristallisée.
Porphyroclastes (10%) de quartz ± allongés, à extinction onduleuse et sous-grains recristallisés.

Néoblastes: - quartz (40%)
- feldspath plagioclase (40%)
- biotite (7%)

Muscovite post-tectonique non guidée par la foliation

Minéraux opaques

Minéraux accessoires: zircon

Minéraux secondaires: chlorite et hématite en altération de la biotite, saussurite dans le feldspath plagioclase.

Nette foliation marquée par l'allongement des porphyroclastes et des cristaux de biotite, localement déviée par des bandes de cisaillement.

Granite soumis à une déformation ductile cisailante de haute température; légère fracturation tardive.

◇ GAL86-08-07 16H24 3541m

Echantillon orienté de 40 x 25 x 10 cm (?).

Gneiss à texture porphyroclastique à grain fin très recristallisée.
Porphyroclastes (7%) de quartz à extinction onduleuse et recristallisés en sous-grains.

Matrice: - quartz (5%)
- feldspaths microcline (30%) et plagioclase (20%)
- biotite (7%)
- muscovite post-tectonique, souvent associée aux porphyroclastes de quartz
- sphène associé à de l'ilménite
- minéraux opaques
- zircon

Minéraux secondaires: chlorite en altération de la biotite, saussurite dans le feldspath.

Nette foliation marquée par l'allongement des porphyroclastes et des cristaux de biotite, déviée par des bandes de cisaillement.

Granite soumis à une intense déformation ductile cisailante.

◇ GAL86-08-08 16H34 3511m

Echantillon non orienté de 13 x 12 x 11 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,1 à 0,8 cm d'épaisseur.

Gneiss à texture porphyroclastique à grain fin, légèrement altéré, très recristallisée.

Porphyroclastes à extinction onduleuse et recristallisés en sous-grains, de quartz (20%) et feldspath microcline (1%).

Matrice: - quartz (20%)
- feldspaths plagioclase (40%) et microcline (1%)
- biotite (7%)
- muscovite post-tectonique (3%)
- minéraux opaques
- minéraux accessoires: zircon

Minéraux secondaires: saussurite dans le feldspath plagioclase.

Nette foliation marquée par l'allongement des porphyroclastes et des petits cristaux de biotite.

Granite ayant subi une intense déformation ductile cisailante à haute température, semblable à l'échantillon GAL86-08-07, et affecté par une fracturation tardive.

◇ GAL86-08-11 17H48 3422m

Galet d'une formation conglomératique, de 9 x 8 x 6 cm, recouvert d'un encroûtement polymétallique d'épaisseur < 0,1 cm.

Granite - à texture grenue équilibrée isotrope
 - présentant quelques reliques de porphyroblastes de grande taille d'orthose mâclée mécaniquement, recristallisés en sous-grains.
 - à quartz localement kinké (15%)
 - à feldspath microcline et orthose (30%)
 - à feldspath plagioclase zoné, saussuritisé au coeur, présentant des myrmékites (30%)
 - à biotite localement altérée en chlorite (15%)
 - à muscovite primaire (2%)
 - à minéraux opaques et minéraux accessoires: zircon et apatite.

Granite très légèrement déformé puis fracturé.

◇ GAL86-08-12

18H05

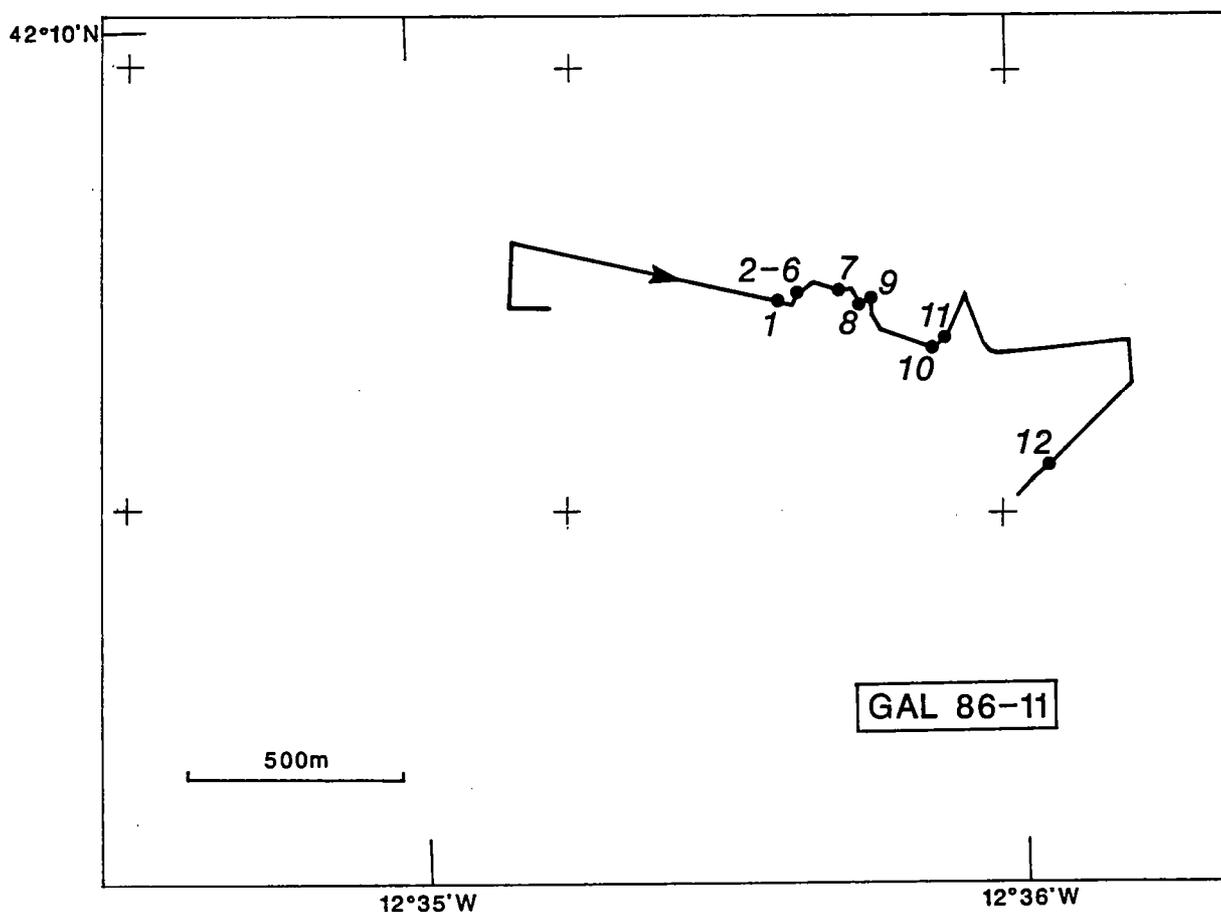
3348m

Galet d'une formation conglomératique, de 5e3e3cm, recouvert d'un encroûtement polymétallique < 0,1cm d'épaisseur.

Gabbro - à orthopyroxène (granulite de basse pression) à texture d'adcumulat.
 - à clinopyroxène (15%) et orthopyroxène (20%), plagioclase (50%), amphibole verte (15%) et minéraux opaques.

Les cristaux ont une extinction légèrement onduleuse; la roche présente macroscopiquement un litage magmatique fruste.

PLONGEE 11



◇ GAL86-11-01 12H55 5228m

Echantillon non orienté de 11 x 7 x 6 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique < 0,1 cm d'épaisseur.

Granite - à texture magmatique non déformée
- à - quartz (35%) à extinction onduluse, partiellement recristallisé en sous-grains
- feldspaths microcline (20%) et plagioclase (35%) zoné; présence de myrmékites, et de mâcles mécaniques
- chlorite et minéraux opaques (5%)
- muscovite en altération des feldspaths.

Granite ayant subi une très légère fracturation tardive.

◇ GAL86-11-02 13H04 5223m

Echantillon non orienté de 8 x 7 x 7 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique < 0,1 cm d'épaisseur.

Syénite quartzifère à texture magmatique légèrement déformée, parcourue par un filon diffus composé de plages de couleur verte ± orientées dans la foliation, imprégnant la roche encaissante à partir des joints de grain.

Syénite à - feldspath microcline (70%) à extinction onduluse, localement pethitique

- feldspath plagioclase (25%) partiellement recristallisé en sous-grains
- quartz en très petits cristaux granulés
- minéraux opaques
- chlorite définissant une foliation

Filon à épontes floues, de chlorite, épidote, sphène et zoïsite.

◇ GAL86-11-05 13H56 5187m

Echantillon non orienté de 10 x 6 x 6 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,1 à 0,2 mm d'épaisseur.

Granodiorite - à texture magmatique non déformée
- à - quartz (40%) à extinction onduluse, ou kinké
- feldspath microcline (20%)
- feldspath plagioclase (25%) zoné, altéré en saussurite
- amphibole verte (5%) développée secondairement à partir d'amphibole brune primaire
- biotite (7%)
- sphène associé à de l'ilménite (2%)
- minéraux opaques
- zircon

Granodiorite non déformée.

◇ GAL86-11-07 14H22 5147m

Echantillon non orienté de 17 x 11 x 6 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,3 cm d'épaisseur.

Granite - à texture magmatique non déformée
- à - quartz (30%) à extinction onduleuse, ou kinké, recristallisé partiellement en sous-grains
- feldspath microcline (30%)
- feldspath plagioclase (30%) zoné, saussuritisé, présentant des myrmékites
- biotite (7%) secondairement transformée en chlorite associée à des minéraux opaques
- sphène associé à de l'ilménite.

Granite semblable aux échantillons GAL86-11-01 & -11-05, ayant subi une légère fracturation remplie de minéraux opaques.

◇ GAL86-11-08 14H44 5122m

Echantillon non orienté de 10 x 8 x 8 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,2 à 1 cm d'épaisseur.

Granite - à texture magmatique non déformée
- à - quartz (30%) à extinction onduleuse, ou kinké, recristallisé partiellement en sous-grains
- feldspaths microcline et plagioclase (60%) zonés, saussuritisés, présentant des myrmékites
- biotite (5%) secondairement transformée en chlorite associée à des minéraux opaques
- muscovite
- sphène associé à de l'ilménite.

Granite semblable à celui de l'échantillon GAL86-11-07 mais ayant subi une fracturation nettement plus intense; les fractures sont localement remplies de chlorite.

◇ GAL86-11-09 15H07 5086m

Echantillon non orienté de 12 x 12 x 11 cm recouvert d'un encroûtement polymétallique de 0,2 cm d'épaisseur.

Granite - à texture magmatique, intensément cataclasé
- à - quartz (30%) présentant des extinctions onduleuses, partiellement recristallisé en sous-grains
- feldspaths microcline et plagioclase (60%) zonés, saussuritisés, présentant des myrmékites, et des mâcles mécaniques
- chlorite associée à de petits minéraux opaques, développés secondairement à partir de biotite.

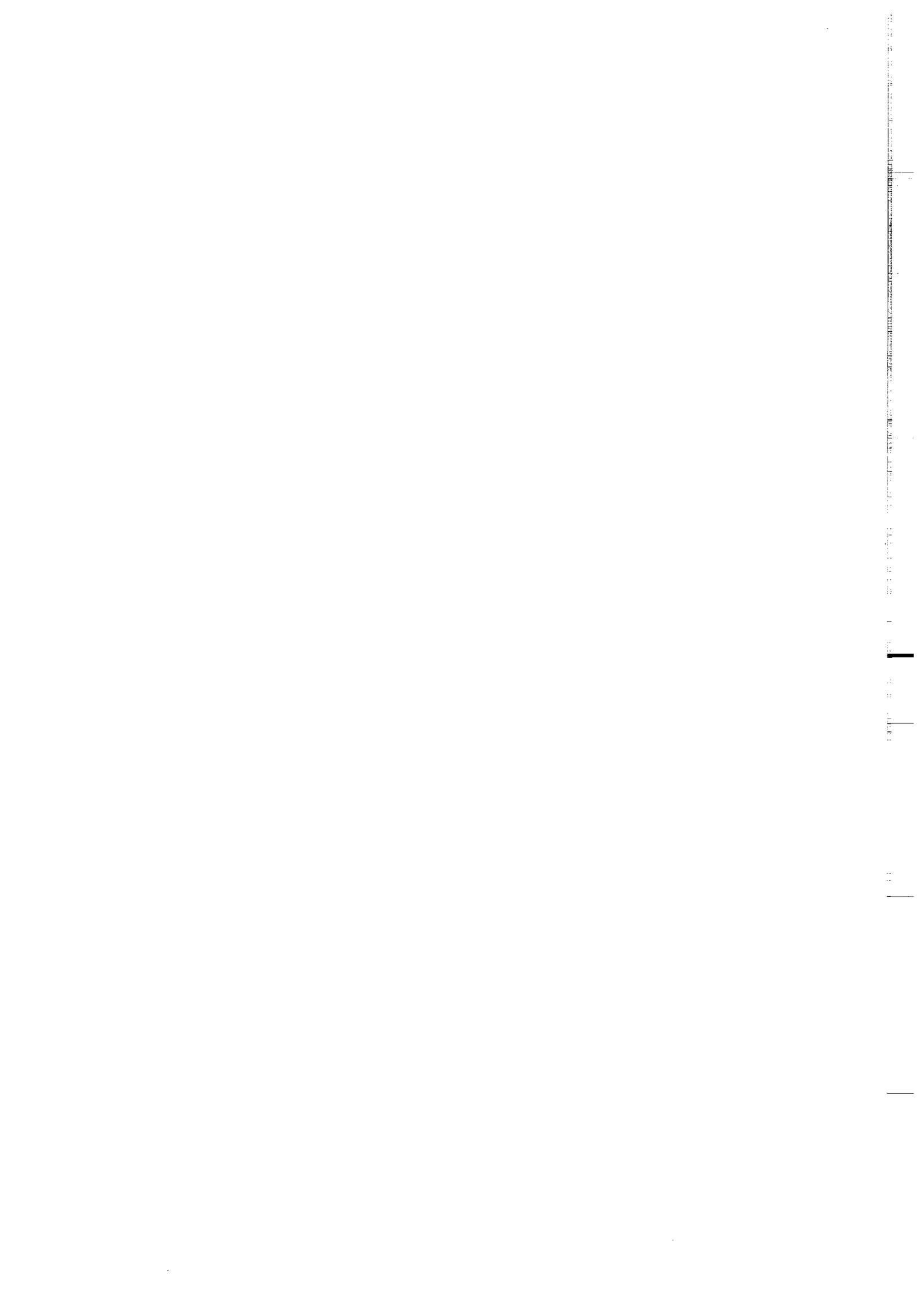
Granite comparable à ceux des échantillons GAL86-11-07 et -11-08, mais qui a subi une intense cataclase; les fractures sont remplies de biotite et de minéraux opaques, en continuité avec l'encroûtement polymétallique de surface; les cristaux sont intensément granulés à leur périphérie.

Dans la même collection :

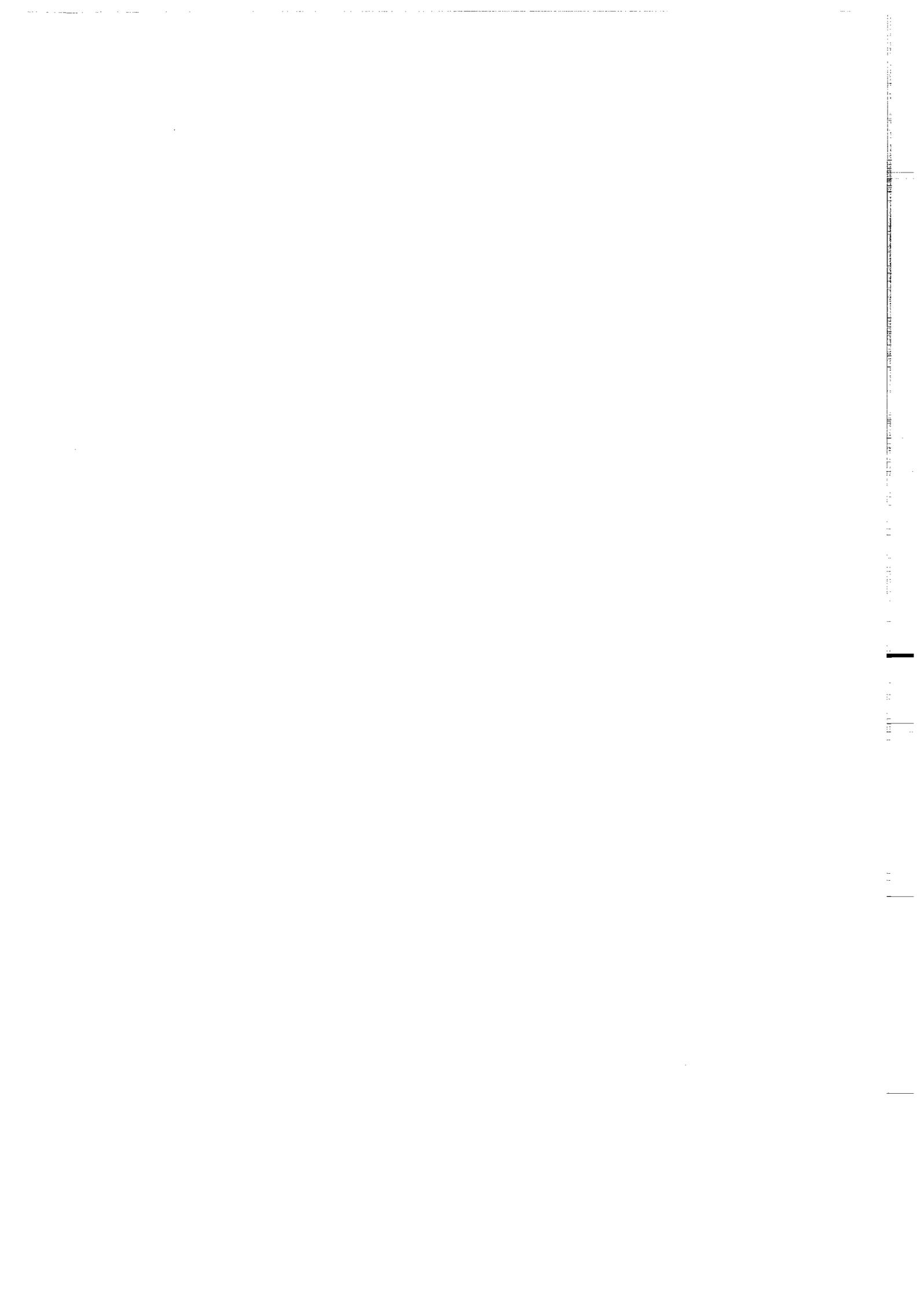
- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). EPUISE
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). EPUISE

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

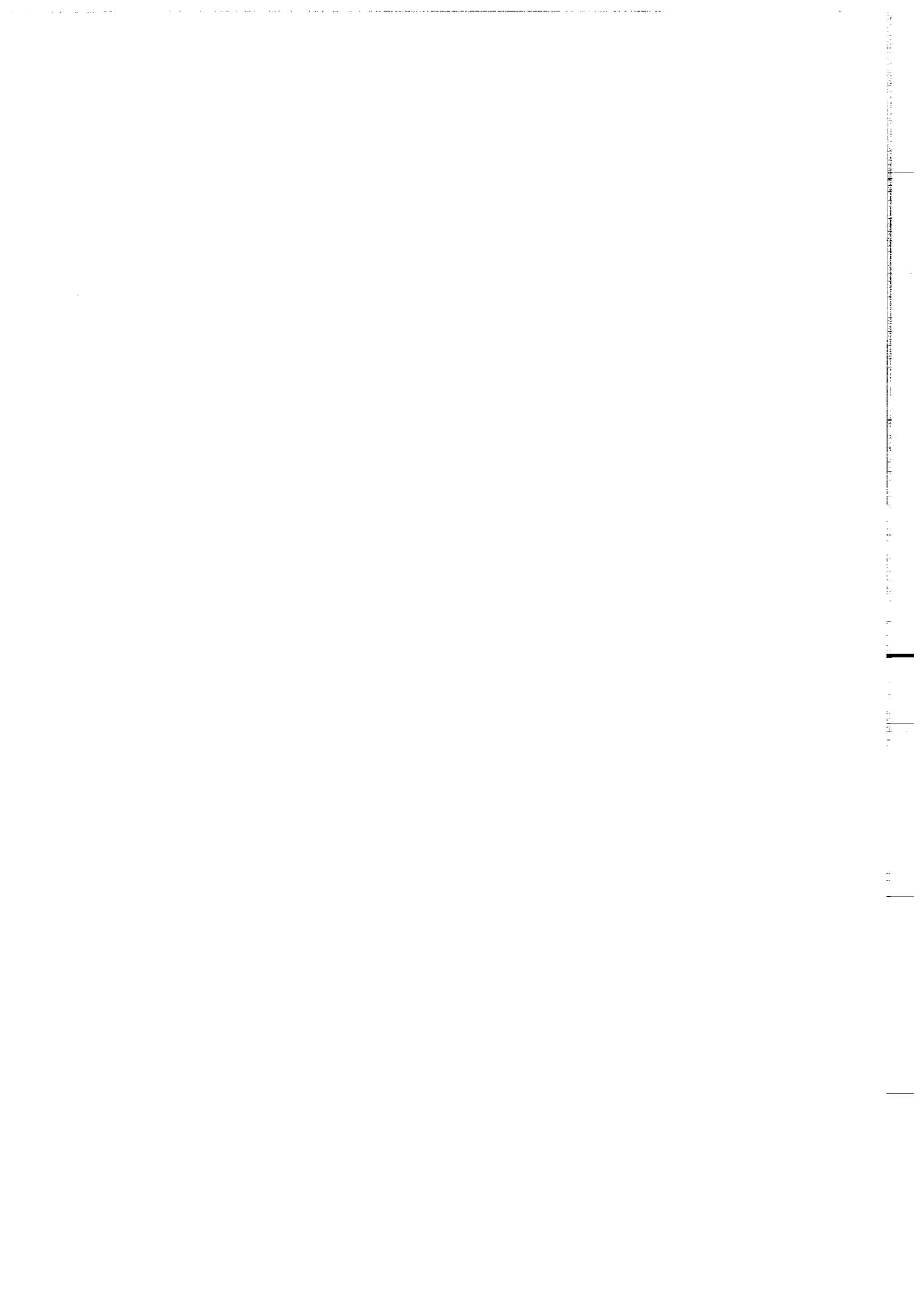
- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). EPUISE
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.



- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.



- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.



- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et Documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

Résumé

La découverte récente de roches mantelliques à l'affleurement en pied de marge continentale passive, à la limite entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique, a remis en question les modèles d'extension de la lithosphère continentale. Deux approches ont été choisies ici pour essayer de comprendre les mécanismes d'amincissement de la lithosphère continentale et de remontée du manteau sous une zone de rift: (1) une approche expérimentale sur modèles réduits analogiques dimensionnés, comparés à des modèles analytiques et (2) une étude pétro-structurale des péridotites et des roches du socle continental de la marge profonde de la Galice.

Les modèles montrent que la déformation de la lithosphère, assimilée à une multicouche fragile-ductile, est guidée par l'amplification d'instabilités dues à l'hétérogénéité verticale de la structure rhéologique; en extension, ces instabilités développent le boudinage des niveaux les plus résistants (croûte supérieure et manteau superficiel pour une lithosphère stable de 100 à 120 km d'épaisseur). Ce boudinage est accommodé dans les niveaux ductiles découplants (croûte inférieure et manteau lithosphérique) par la création de zones de cisaillement en faille normale. Le couplage des niveaux résistants contrôle la largeur et le degré de symétrie interne de la zone lithosphérique déformée. Ce modèle mécanique de formation des marges par boudinage montre en particulier que la remontée du manteau sous une zone de rift jusqu'à la surface peut être une conséquence directe de l'amincissement de la lithosphère; le dôme mantellique est symétrique, tandis que la structure interne de la lithosphère amincie peut être asymétrique.

L'étude pétro-structurale des péridotites serpentinisées de la marge de la Galice a montré qu'elles ont subi une fusion partielle limitée dans les conditions du faciès à plagioclase, compatible avec une décompression adiabatique pendant leur remontée. Elles ont été mylonitisées pendant leur mise en place dans la lithosphère dans une zone de cisaillement à rejet normal à faible pendage vers le continent, puis ont subi une déformation cassante et une serpentinitisation tardive en arrivant près de la surface. Cette évolution et la cinématique de la déformation sont compatibles avec la montée d'un dôme mantellique à l'aplomb de la zone lithosphérique amincie pendant la phase de rifting continental qui a précédé l'océanisation.

Le modèle de boudinage est appliqué à la formation de la marge de la Galice, en tenant compte des contraintes apportées par la structure et l'évolution de la marge et des péridotites.

Mots Clés:

Extension lithosphérique, modèle analogique, péridotite, marge de Galice, analyse pétro-structurale, boudinage, cinématique de déformation.