

Publications du
CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCÉANS
(CNEXO)

Rapports Scientifiques et Techniques n° 54

CINÉMATIQUE
DE
L'ATLANTIQUE NORD
ET CENTRAL

J.-L. OLIVET¹, J. BONNIN², P. BEUZART¹, J.-M. AUZENDE¹

- 1 Département de Géologie, Géophysique et Géochimie Marine
CENTRE OCÉANOLOGIQUE DE BRETAGNE - B.P. 337 - 29273 BREST CEDEX
- 2 INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE
5, rue René Descartes - 67084 STRASBOURG CEDEX

1984

Le rapport

«CINÉMATIQUE DE L'ATLANTIQUE NORD ET CENTRAL»

comporte deux tomes :

- un volume de texte : synthèse et notice explicative
- un volume de cartes

Le CNEXO a édité, en 1980, une série de cartes en couleur -regroupées en quatre planches- qui retracent l'évolution de l'Atlantique Nord et Central. Le présent ouvrage est une notice explicative de ces cartes. L'établissement des paramètres cinématiques à partir desquels celles-ci ont été réalisées avait fait, en 1978, l'objet des thèses d'état de J.L. Olivet et J. Bonnin, qui complétait la thèse de J.M. Auzende sur la Méditerranée occidentale. Par rapport au modèle réalisé à cette époque, seuls des paramètres concernant la cinématique du Groënland ont été rajoutés. Dans l'ensemble, à des détails près, ce modèle et les idées de fond qui ont présidé à son élaboration nous paraissent toujours valides et aucune autre solution d'ensemble n'a depuis été proposée. C'est ce que nous essayons de montrer en le confrontant aux travaux les plus récents dont nous avons eu connaissance sur l'Atlantique.

Cet ouvrage est étayé et prolongé par un ensemble de travaux de thèse de 3ème Cycle qui ont été conduits parallèlement à partir de 1979. Cet ensemble comprend: une contribution à l'étude des anomalies M dans l'Atlantique Central, un modèle cinématique détaillé de la mer de Norvège et du Groënland, une nouvelle analyse de la cinématique d'ouverture initiale de l'Atlantique Sud et une reconstitution de l'évolution post-éocène de l'Atlantique Nord et Central. Ce dernier travail (Archambault, 1984) modifie légèrement notre reconstitution du stade de l'anomalie 13 (ch. IV.2) et propose des reconstitutions pour l'époque des anomalies 6 (env. 20 Ma), 5 (env. 10 Ma) et 2' (env. 3 Ma). Il fait faire de notable progrès à notre interprétation de la frontière Açores-Gibraltar (ch. IV.1.2) et à celle de l'anomalie morphologique du Cap-Vert (ch. II.1.2).

D'autres résultats, trop récents pour être intégrés, sont venus conforter sur des points cruciaux le modèle que nous présentons. La campagne Noreatlante du N.O. "Jean Charcot" a permis de cartographier deux segments fossiles de failles transformantes, dans les zones non explorées jusqu'ici. Le premier confirme l'orientation proposée (cf. chap. IV.9 et 10) pour le mouvement initial de l'ouverture océanique au Nord du golfe de Gascogne (Sibuet et al., sous presse). Le second confirme l'orientation proposée pour le mouvement relatif de la plaque Ibérie à partir du Crétacé moyen (Olivet et al., en préparation). D'autre part, des échantillons du banc de Goringe ont été datés de la limite Trias-Lias (Carpena, 1984; Feraud et al., en prép.). Cet âge, le plus ancien obtenu sur une structure océanique, va dans le sens de l'hypothèse que nous présentons quant à l'origine des "bassins profonds" les plus anciens de l'Atlantique (cf. ch. II.1, III.4 et IV.14).

R E S U M E :

Les trois chapitres centraux de cet ouvrage constituent un commentaire explicatif des cartes de reconstitution de l'Atlantique Nord et Central qui y sont jointes. Le premier chapitre situe le modèle ainsi illustré par rapport aux autres travaux réalisés sur l'évolution de l'Atlantique et décrit la démarche, la méthode et les données utilisées. Le cinquième chapitre discute quelques unes des implications du modèle. Quant à la manière dont celui-ci a été conçu, sa principale particularité réside dans le point suivant: on a visé, dès le départ, à englober l'évolution de l'ensemble du système constitué par les plaques majeures que sont l'Amérique du Nord, l'Eurasie et l'Afrique; l'étude particulière de chaque domaine, à chaque époque, a systématiquement été rapportée à cette ensemble et évaluée par rapport à lui. Le résultat obtenu se présente donc comme la première approche d'un modèle général dont la cohérence dans le temps et dans l'espace se veut le trait essentiel.

Par rapport aux travaux contemporains, les principaux résultats originaux concernent:

- a) - la cinématique de la plaque Ibérique;
- b) - la précision apportée à la définition de la réorganisation cinématique majeure du Crétacé supérieur;
- c) - l'évolution de la frontière Pico-Açores-Gibraltar;
- d) - le concept de "frontière de plaques de second ordre", la mise en évidence du rôle des déformations intra-plaques et la remise en cause de la notion de "hot spot";
- e) - les contraintes apportées à l'origine d'un certain nombre de bassins profonds para-océaniques, dont le bassin de Rockall.

A B S T R A C T :

The three central chapters of this work constitute an explanatory comment of the jointed Central North Atlantic reconstruction maps. In the first chapter, the model is situated relatively to other works devoted to the evolution of the Atlantic ocean, the data used and the methods followed are exposed. In the fifth chapter, we discuss some of the several implications of the model. The main characteristic of this approach is that it aims to integrate from the beginning the major plate system constituted by: the North American, Eurasian and African plates. For each geological period, results of the detailed regional studies are referred to the evolution of the whole system and evaluated according to it.

The result must be considered as a first approach which internal coherence is the main characteristic. Comparatively to other present works, main original results are related to:

- a) - the cinematic of the Iberian plate;
- b) - the precise reconstruction for the major upper Cretaceous reorganization;
- c) - the evolution of the Pico-Açores-Gibraltar boundary;
- d) - the definition of "secondary plates boundaries", the evidence of intra-plates deformations and questions about the "hot-spot" concept;
- e) - constraints about the origin of a number of deep para-oceanic basins such as the Rockall basin.

SOMMAIRE

CHAPITRE I	page
DONNÉES GÉNÉRALES	9
1. Point de vue sur la cinématique	9
2. Revue des travaux antérieurs	10
A.- Travaux synthétiques	11
B.- Reconstitutions partielles	18
1- L'Atlantique nord	18
2- L'Atlantique central	18
3- Les mouvements instantanés actuels	19
C.- Schémas de reconstruction	20
3. Démarche, méthode et données utilisées	23
A.- Démarche suivie	23
1- Les problèmes de cadre et d'échelle	23
2- L'intégration des données géologiques	24
3- La recherche de la cohérence	24
4- La notion de frontière de second ordre	25
B.- La méthode utilisée	27
C.- Les données utilisées	30
 CHAPITRE II	
SYNTHÈSE CINÉMATIQUE DE L'ATLANTIQUE	33
Commentaire de la Planche I	
1. Les anomalies de profondeur du socle océanique	33
A.- Les anomalies à l'axe	33
B.- Structures symétriques fossiles	34
C.- Les rides de Davis et Islande-Feroë	34
D.- Les zones de fractures marginales	34
E.- Les grandes failles transformantes	38
F.- Structures d'origines diverses	38

2. Les zones déformées	40
A.- Déformations intra-plaques	40
B.- Déformations liées à des frontières de plaques	41
3. Les anomalies magnétiques	42
A.- Les anomalies magnétiques isochrones	42
B.- Autres anomalies magnétiques	43
4. Les fossés liés aux failles transformantes	45
5. Les trajectoires calculées	45

CHAPITRE III

SITUATION A LA FIN DU LIAS	47
Commentaire de la Planche II	
1. Présentation	47
2. Les anomalies magnétiques	48
3. Limites des bassins	48
4. Hiatus de la reconstruction et bassins profonds	49
5. Les principales failles	50
6. La question du «Blake Plateau»	53

CHAPITRE IV

PRINCIPAUX STADES D'ÉVOLUTION	55
Commentaire des Planches III et IV	
1. Présentation	55
A.- «L'espace pyrénéen»	55
B.- La zone de fracture Charlie-Gibbs	58
C.- Les failles Pico et Gloria et les mouvements relatifs entre Afrique et Ibérie	58
2. La reconstitution de l'anomalie 13	59
A.- Entre Europe et Amérique du Nord	60
B.- Entre Amérique du Nord et Afrique	61
C.- La frontière Açores-Gibraltar	62
3. La reconstitution de l'anomalie 24	62
4. La reconstitution de l'anomalie 33	64
5. L'évolution de la frontière des plaques ibériques et européennes depuis le crétacé supérieur	66

6. La reconstitution de l'anomalie 34	67
7. La révolution du crétacé moyen	69
8. La reconstitution à 100 Millions d'années	71
9. La reconstitution de l'anomalie J	71
10. L'origine du bassin de Rockall et la «fermeture» de l'Atlantique nord	72
A. Implication de notre modèle sur l'origine du bassin de Rockall	73
B. Implication de notre modèle sur l'ensemble de l'Atlantique nord	73
C. Les modèles de Kristoffersen et Srivastava	74
D. Discussion	74
11. La phase cimérienne tardive	74
A. Manifestations de la phase cimérienne tardive	75
B. Les bassins profonds péri-ibériques, la phase cimérienne tardive et les modèles d'étirement de la croûte continentale	76
12. La reconstitution de l'anomalie M 22	77
13. La reconstitution pré-crétacé de l'ibérie et ses conséquences	78
A. Données paléomagnétiques	79
B. Discussion	79
14. La reconstitution initiale de l'Atlantique : discussion	79
A. Le mouvement initial d'ouverture entre Afrique et Amérique du Nord	79
B. Reconstitution avant le Jurassique moyen	80
C. L'état initial de l'Atlantique nord	81

CHAPITRE V

DISCUSSION DE QUELQUES IMPLICATIONS DU MODÈLE

1. Phases d'évolution de l'Atlantique nord et central	83
2. Bassins intra-cratoniques et ouverture océanique	86
3. Déformation du continent européen après le Lias (après 178)	86
4. Phases cinématiques Atlantique et tectonique intra-européenne	87
5. Cinématique des plaques intermédiaires entre Afrique et Eurasie	89

BIBLIOGRAPHIE

93

CHAPITRE I

D O N N E E S G E N E R A L E S

1 - P O I N T D E V U E S U R L A C I N E M A T I Q U E

Lorsque Taylor, Wegener et, après eux, les géologues tenant des hypothèses mobilistes, cherchaient à reconstituer l'histoire des mouvements relatifs des continents, ils ne disposaient que de données tectoniques, stratigraphiques et paléontologiques récoltées sur les continents eux-mêmes. Celles-ci les confortaient dans l'idée qu'un super continent, le Gondwana, s'était disloqué et que les mouvements horizontaux des différents blocs avaient joué, et jouaient encore, un rôle prépondérant dans l'édification des orogènes. Mais ce qui se laisse ainsi difficilement déchiffrer sur les continents est à la fois trop général et trop fragmentaire et, par là même, trop sujet à discussions, pour qu'un consensus quelconque en soit jamais sorti quant à l'amplitude, au rythme et au rôle de ces mouvements. Et s'il n'était pas possible de s'accorder sur ceux-ci, comment réfuter de façon convaincante les arguments des adversaires du mobilisme ? La démonstration demande la prise en compte de tant de données et l'appréciation d'un domaine si large qu'un petit nombre seulement pouvait songer à l'entreprendre. Aussi les opinions les plus opposées ont-elles coexisté dans le monde des géologues jusqu'à une époque récente.

Succédant aux découvertes des paléomagnéticiens, la reconnaissance des fonds océaniques est venue renverser cette situation. La théorie de la tectonique des plaques qui en est directement issue à, depuis une quinzaine d'années, porté un éclairage nouveau et extrêmement puissant sur les sciences de la terre: en fixant les relations auxquelles devaient répondre les mouvements des différentes plaques sur la sphère terrestre, cette théorie a fourni un cadre général à la tectonique. Même si ses limites demeurent floues, lorsqu'il s'agit de l'appliquer à la partie continentale des plaques en particulier, son intérêt est encore bien loin d'être épuisé. De sa jonction avec la théorie du renouvellement des fonds océaniques est née une nouvelle discipline, la cinématique des plaques, dont l'objet est précisément de décrire et de mesurer les déplacements des plaques les unes par rapport aux autres. Elle s'applique non seulement aux plaques majeures, dont la position relative à différentes époques est définie par les anomalies magnétiques océaniques reconnues et clairement identifiées, mais également, lorsque d'autres contraintes sont prises en compte, à des plaques secondaires comme le "bloc" corso-sarde, le "banc" de Rockall ou le "micro-continent" de Jan Mayen.

Cette discipline semble appelée à occuper, d'ici quelques années, une place fondamentale dans les sciences de la terre. Pourtant, pour diverses raisons qui tiennent à sa jeunesse même et font que ses résultats sont encore peu utilisables, cette évidence ne franchit guère le petit cercle de ceux qui y travaillent; et encore, parmi ceux-ci, les appréciations portées sur les méthodes et les limites de la cinématique varient-elles largement.

C'est le travail de Bullard et al. (1965) qui est à l'origine de son développement moderne. Leur reconstitution, sur une base mathématique rigoureuse, de l'assemblage des continents avant l'ouverture de l'Atlantique a mis l'accent sur un fait évident mais fondamental: la reproduction en plan des mouvements sur la sphère exige le passage par le calcul, sous peine de voir les erreurs géométriques fausser l'analyse géodynamique. Partant, on obtient pour cette analyse des contraintes nouvelles: on peut confronter des modèles différents entre eux, les comparer avec les résultats paléomagnétiques et, depuis la découverte des linéations magnétiques dans les océans, décrire de plus en plus précisément les trajectoires relatives des plaques. Mais tout ce travail, qui nécessite des moyens de calcul et dépend étroitement d'observations et de mesures physiques, a été accompli jusqu'ici presque exclusivement par des géophysiciens marins. Quant au géologue naturaliste, sceptique sur les critères choisis par Bullard et peu convaincu du bien-fondé de calculs précis en regard de la complexité de la tectonique, il est resté jusqu'ici le plus souvent en dehors de l'évolution de cette discipline.

Depuis une douzaine d'années, c'est la géophysique marine qui a fourni des modèles d'évolution des océans que la géologie a tenté d'utiliser. Bon nombre de ces modèles concernent l'Atlantique Nord qui, du fait de la richesse des données disponibles, constitue un terrain de choix pour la cinématique. De plus, cerné de marges passives, il garde la trace de toute son histoire et celle-ci intéresse, pour des raisons évidentes, les géologues qui travaillent sur les continents adjacents autant que les géologues marins. Mais si le principe de l'application aux problèmes géologiques des modèles d'évolution a été peu à peu admis, sa pratique est restée très limitée. Au scepticisme auquel nous faisons allusion s'est ajouté le fait que, pour des raisons de précision, l'échelle des reconstructions proposées correspondait mal à celle des travaux géologiques menés sur le continent; c'est aussi que peu de données géologiques (marines ou continentales) avaient été utilisées pour contraindre des modèles qui répondaient surtout à des critères géophysiques.

Face à une reconstitution cinématique, tout un travail d'évaluation, d'extrapolation et de traduction reste donc en général à faire. Mais celui-ci demande un rapport nouveau avec les échelles de temps et d'espace; il procède d'une logique particulière, difficile à saisir d'emblée. Pour ces diverses raisons, les géologues qui ont repris les modèles proposés n'en ont pas soupçonné toutes les implications et les ont, le plus souvent, confondus avec de simples schémas.

Les rapports avec la géologie ne sont d'ailleurs pas seuls en cause. C'est sans doute faute de s'être imposés à un niveau de précision suffisant que les rapports avec la géochimie et avec les différentes disciplines géophysiques ont encore peu progressé. On s'en rendra compte par exemple en comparant la notion classiquement utilisée de "point chaud" (Morgan, 1971, 1983; Schilling, 1973; Schilling et al., 1980; Anderson, 1975; Vogt et Tucholke, 1979; Le Douaran et Francheteau, 1981; etc.) à celle de discontinuité structurale telle qu'on l'appréhende tout au long de ce travail.

La reconstitution cinématique est, dans notre esprit, beaucoup plus qu'un cadre, fut-il précis. C'est le lieu par excellence de la synthèse tectonique globale, c'est là que peuvent s'évaluer les résultats de disciplines qui tendent trop à se refermer sur elle-mêmes, c'est là que doivent s'articuler tous les modèles géodynamiques.

Au regard de ce but, il est clair que les données sur lesquelles fonder les modèles sont actuellement encore insuffisantes. En entreprenant ce travail, notre ambition était de réduire le hiatus entre la géologie classique, marine ou continentale, et les reconstitutions de l'évolution des aires océaniques. Nous avons considéré qu'une première étape avait été franchie lorsque, d'un modèle d'ouverture des différentes parties de l'Atlantique Nord et Central, est sorti un modèle des mouvements relatifs entre Eurasie, Ibérie et Afrique, récemment étendu à l'Inde (Patriat et al., 1982), simple et cohérent (fig. 1 et 2 et tableau I).

2 - REVUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

On peut distinguer trois types de travaux:

- les essais de synthèse, qui traitent comme un ensemble l'évolution de l'Atlantique ou même du globe;
- les reconstitutions partielles, qui décrivent l'évolution relative de deux ou trois plaques dans une zone limitée, ou les relations entre un plus grand nombre de plaques mais à un âge donné seulement;

- les schémas de reconstitution qui attirent l'attention sur un certain nombre de relations, indiquent les principes d'un modèle d'évolution, mais sans le réaliser avec précision.

A - TRAVAUX DE SYNTHÈSE

Le travail de Bullard et al. (1965) a servi de base à une série de tentatives préliminaires de synthèse qui souvent débordent même le cadre de l'Atlantique. Parmi elles, celle de Funnell et Smith (1968) qui, estimant que le pôle de rotation de Bullard décrivait grossièrement la trajectoire relative des plaques dans l'Atlantique, procédèrent par simple interpolation linéaire entre la reconstitution "initiale" de Bullard et l'actuel. Phillips et Forsyth (1972) firent de même mais en affinant les interpolations à l'aide des taux d'ouverture fournis par les anomalies magnétiques et en confrontant les résultats aux données du paléomagnétisme. Cette intégration des données paléomagnétiques constituait également le but du travail de Francheteau (1970), mais les stades de reconstitution de celui-ci tenaient compte, en plus, des reconstitutions proposées par Le Pichon (1968), sur la base des anomalies magnétiques, des mécanismes au foyer des séismes et des zones de fracture (Morgan, 1968).

Déjà à cette époque, les nombreux travaux publiés sur des zones de fracture montraient à l'évidence que les plaques avaient suivi les unes par rapport aux autres des trajectoires relativement complexes qui ne pouvaient être décrites par un ou deux pôles de rotation seulement.

La première tentative de reconstruction détaillée de l'évolution de l'Atlantique Nord et Central (c'est-à-dire du domaine océanique compris en regard de la plaque Amérique du Nord) fut celle de Pitman et Talwani (1972), prolongée aussitôt par le travail de Dewey et al. (1973) qui en appliquèrent les paramètres à la reconstitution du domaine alpin. Le travail, fondamental, de Pitman et Talwani s'appuyait essentiellement sur une analyse des anomalies magnétiques dans tout le domaine considéré; il bénéficia, de ce point de vue, de nombreuses études régionales, telles celles de Vogt et al. (1969, 1970 a, 1970 b, 1971 a, 1971 b) et de Williams et Mc Kenzie (1971). Il bénéficia également de reconstitutions cinématiques partielles, comme celle de Le Pichon et al. (1971) pour l'Ibérie.

Les seules synthèses détaillées publiées depuis (Biju-Duval et al., 1977; Sclater et al., 1977) sont, en cinématique, des compilations d'études partielles publiées par ailleurs, sans que la cohérence de l'ensemble n'ait été discutée. Nous allons donc tout de suite passer en revue les principales contributions de ce second type.

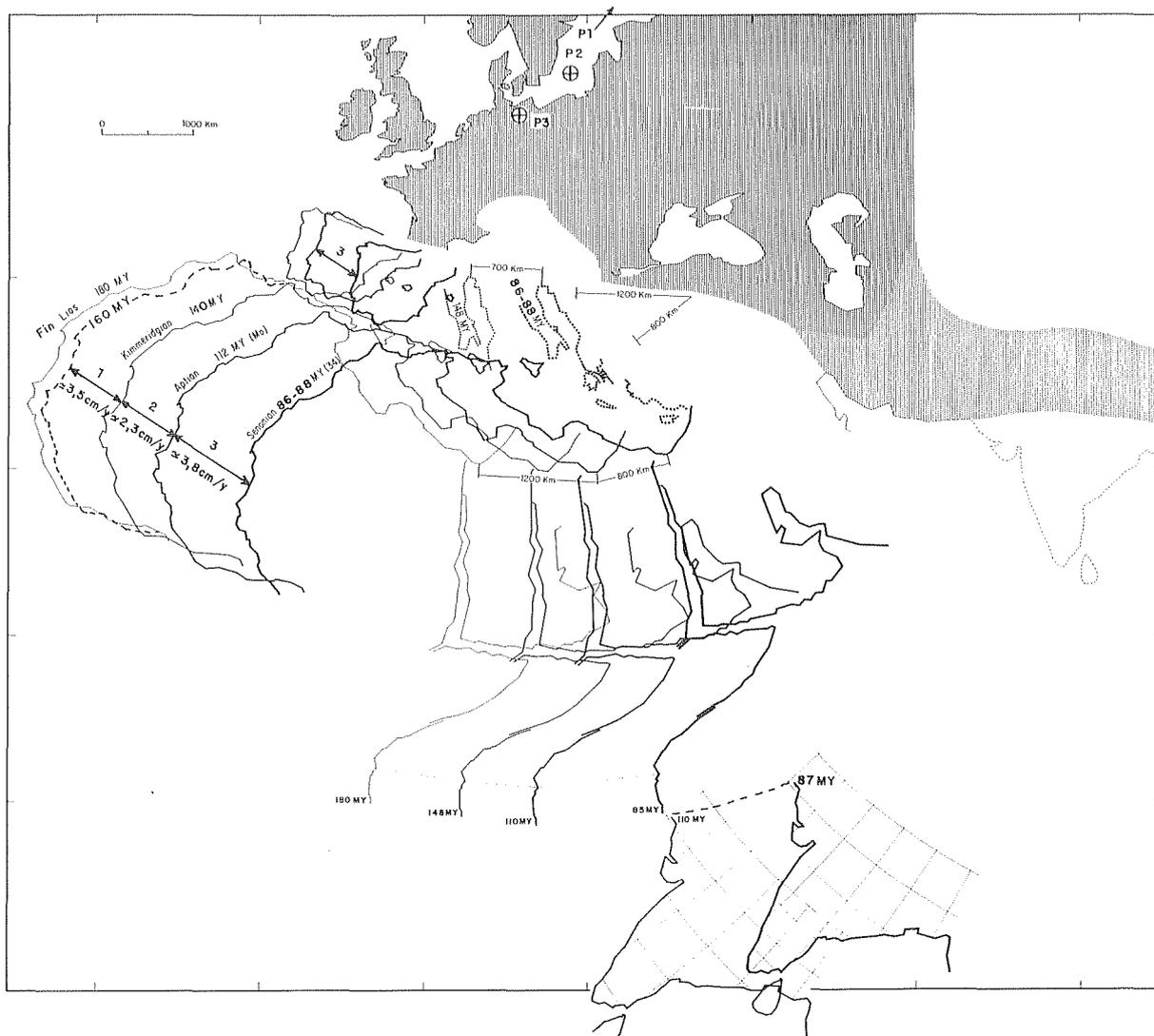


Figure 1

Première phase de mouvement relatif de l'Afrique, de l'Ibérie et de l'Inde par rapport à l'Eurasie. Les paramètres utilisés figurent dans le tableau I. La position de l'Afrique vers 160 Ma (sommet du Bathonien), juste avant l'anomalie Blake-Spur, est donnée approximativement. Les taux d'ouverture moyens pendant les trois premières étapes sont indiqués: on en notera les très importantes variations. Les positions des pôles de rotation finies correspondant à ces trois étapes sont également indiquées. La position du pôle P3, qui décrit le mouvement relatif de l'Afrique entre 112 et 86-88 Ma est telle que la composante compressive sur la frontière "alpine" devient importante vers l'est à partir de la longitude de la Mer Noire.

La trajectoire de l'Inde est également donnée par rapport à l'Eurasie (d'après Patriat et al., 1982): elle correspond à un écartement, à la fois de l'Afrique et de l'Eurasie, jusqu'au Crétacé moyen (vers 112 Ma). Sa trajectoire se confond ensuite, jusqu'au Sénonien (vers 86-88 Ma), avec celle de l'Afrique (pôle P3).

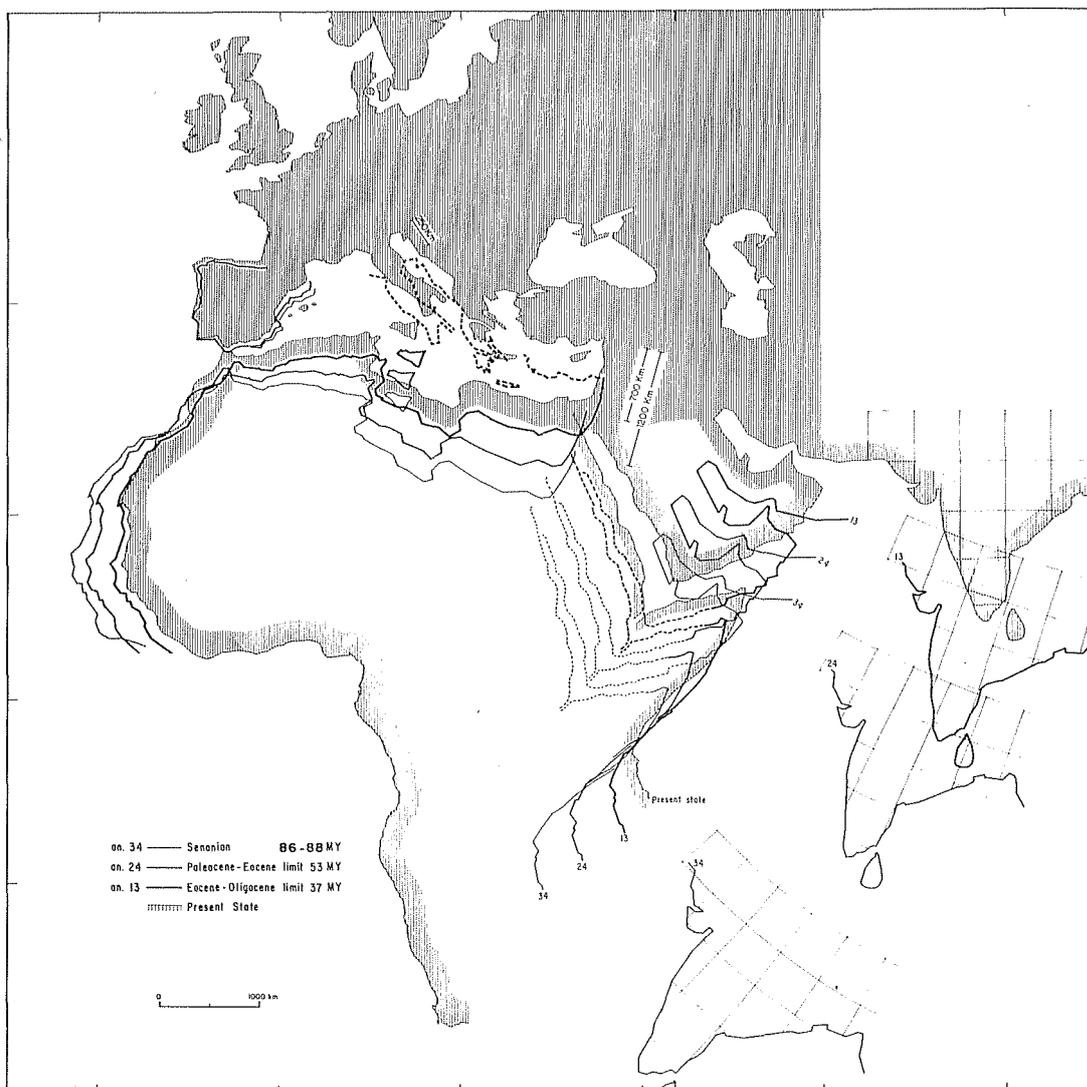


Figure 2

Seconde phase de mouvement relatif de l'Afrique, de l'Ibérie, de l'Arabie et de l'Inde par rapport à l'Eurasie. Les paramètres utilisés figurent dans le tableau I. Le détail du mouvement de l'Ibérie est donné dans la figure 23.

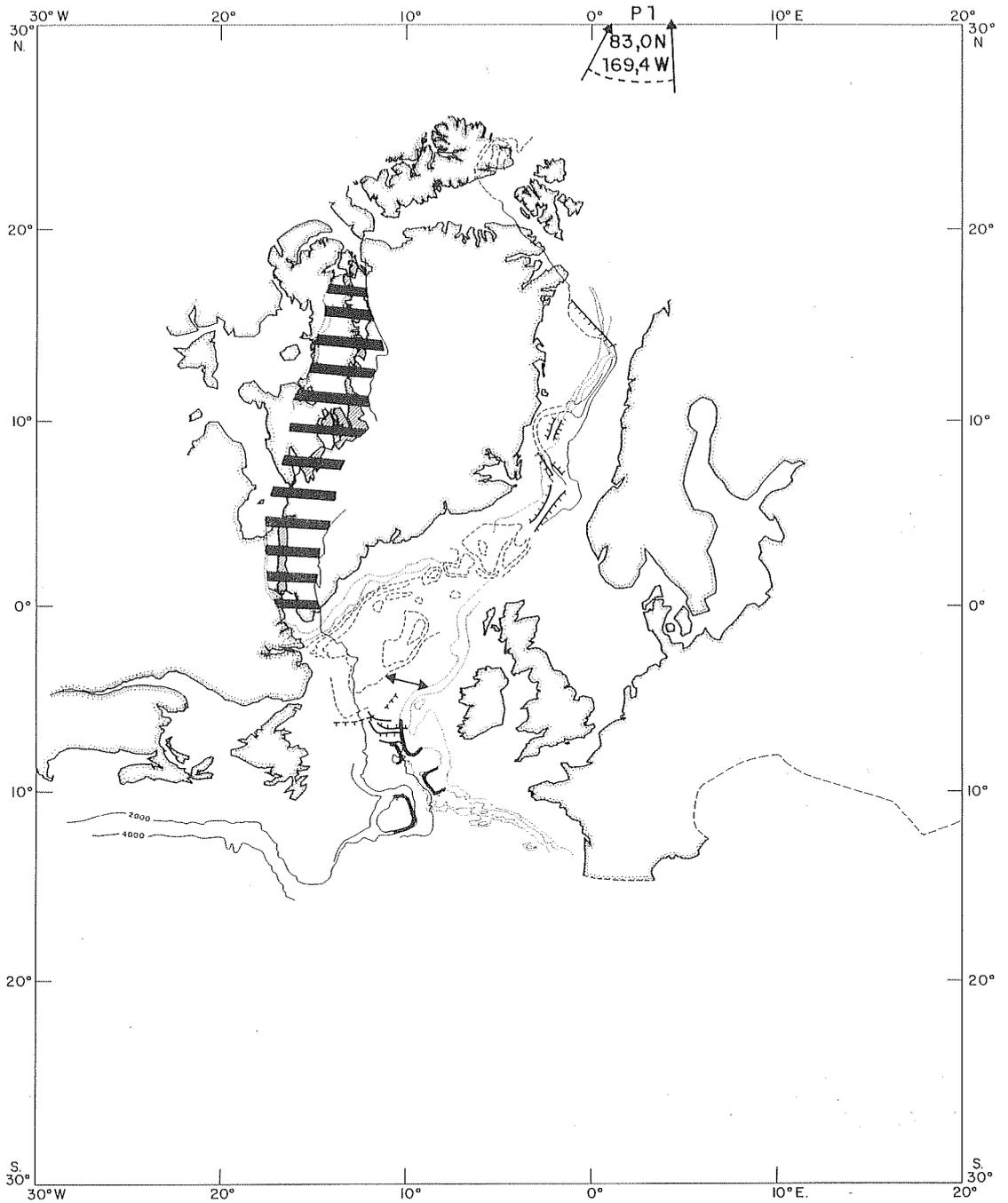


Figure 3

Reconstitution initiale d'après les paramètres de Talwani et Eldholm (1977) pour l'assemblage Europe-Groenland et de Kristoffersen (1977) pour l'assemblage Europe-Amérique du Nord. Les hachures mettent en évidence l'importance de la superposition du Groenland et de l'Amérique du Nord qui en découle. Dans la figure présentée par Kristoffersen (cf. ci-après la figure 26) Rockall et le sud du Groenland sont déplacés vers l'est par rapport à l'Europe (et implicitement par rapport au nord du Groenland !), le fossé de Rockall étant ainsi "refermé". La position du pôle (P1) qui décrit l'ouverture initiale implique une ouverture est-ouest importante, loin au nord du fossé de Rockall (discussion dans le ch.IV.10.). Projection: Mercator oblique.

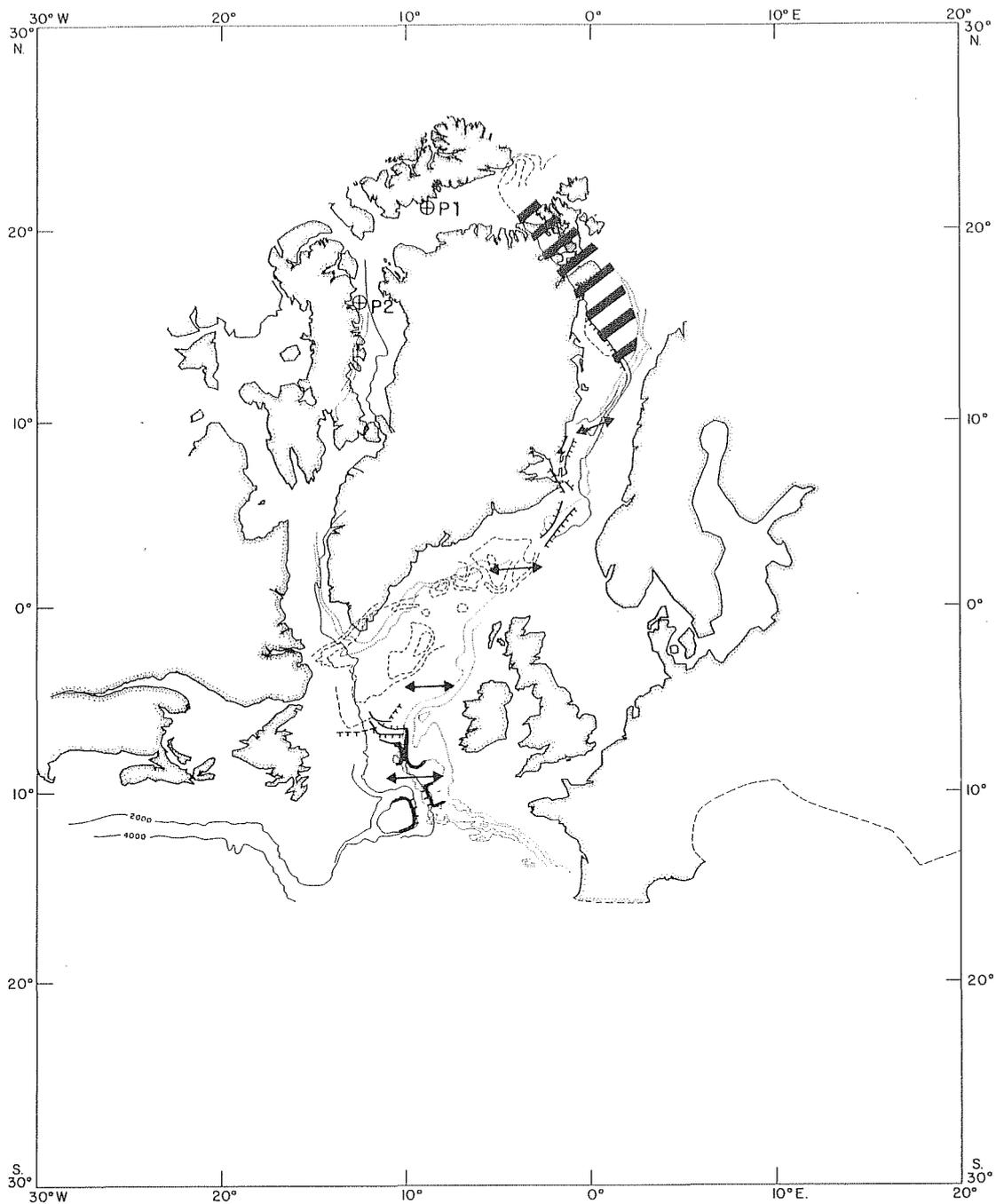


Figure 4

Reconstitution initiale d'après les paramètres de Srivastava (1978). Cette disposition relative des plaques principales permet de "refermer" le fossé de Rockall mais au prix d'une superposition importante des parties continentales du Spitzberg et du Groenland. Le pôle (P1) du mouvement initial de l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord, à Rockall et au Groenland est indiqué. Il implique un mouvement d'ouverture notable non seulement dans le fossé de Rockall mais largement au nord de celui-ci, entre Scandinavie et Groenland (ch.IV.10.). Projection: Mercator oblique.

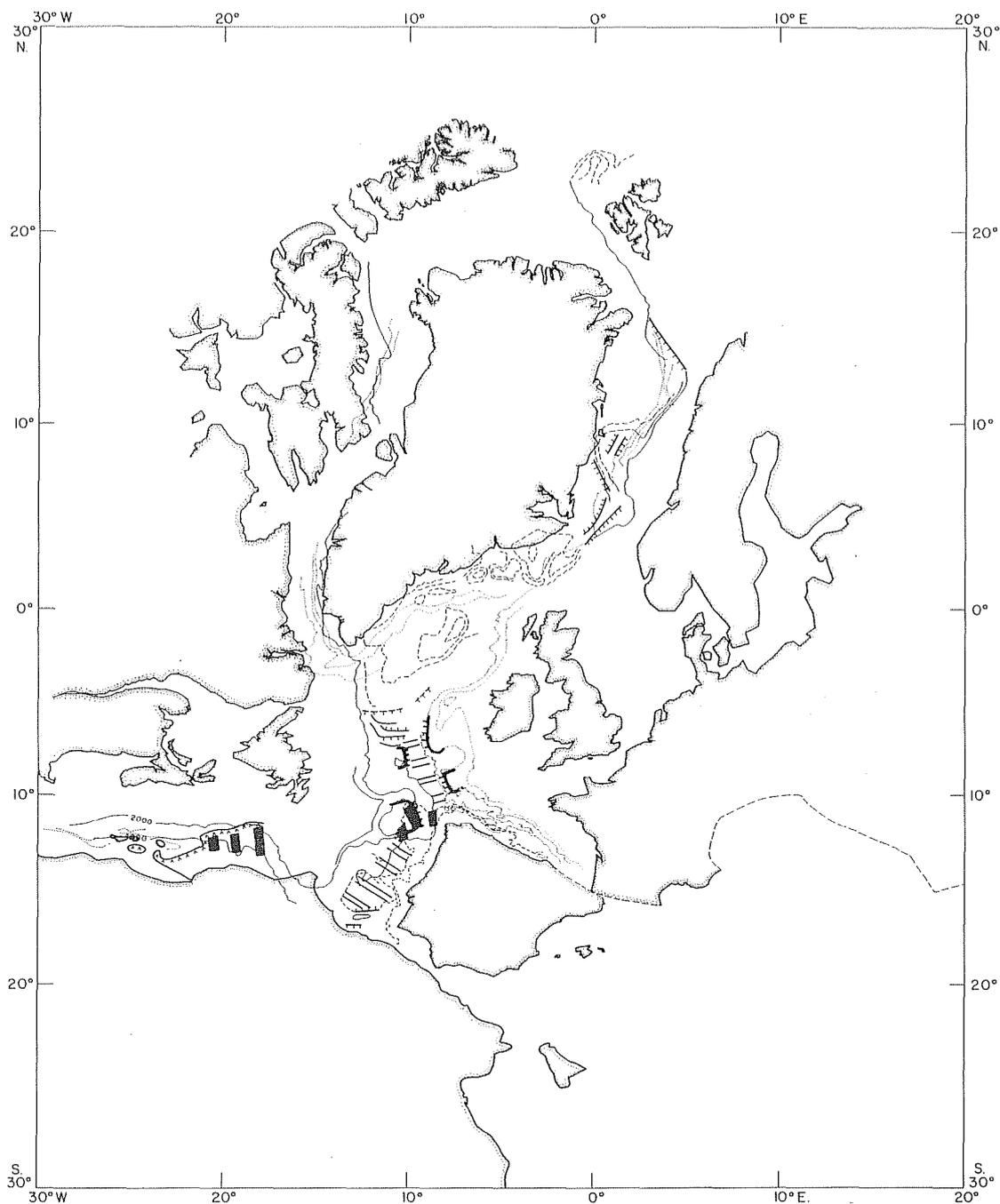


Figure 5

Reconstitution initiale d'après les paramètres de Biju-Duval et al. (1977). Le Groenland trouve sa place sans superposition entre l'Europe et l'Amérique du Nord. Rockall, laissé ici dans sa position relative actuelle par rapport à l'Europe, peut être déplacé vers le sud-est, refermant ainsi le fossé de Rockall. Mais cette réalisation est obtenue au prix d'un hiatus entre les marges de Terre-Neuve et de l'Irlande. L'espace compris entre la marge portugaise et la ride Tore-Joséphine reste également vacant tandis que le banc de Galice se superpose au Bonnet Flamand (cf. aussi fig. 18). Au niveau du Maroc, les hachures signalent la superposition des bassins salifères liasiques de la marge canadienne et de la plaine de Seine (cf. fig. 13 et 14). Projection: Mercator oblique.

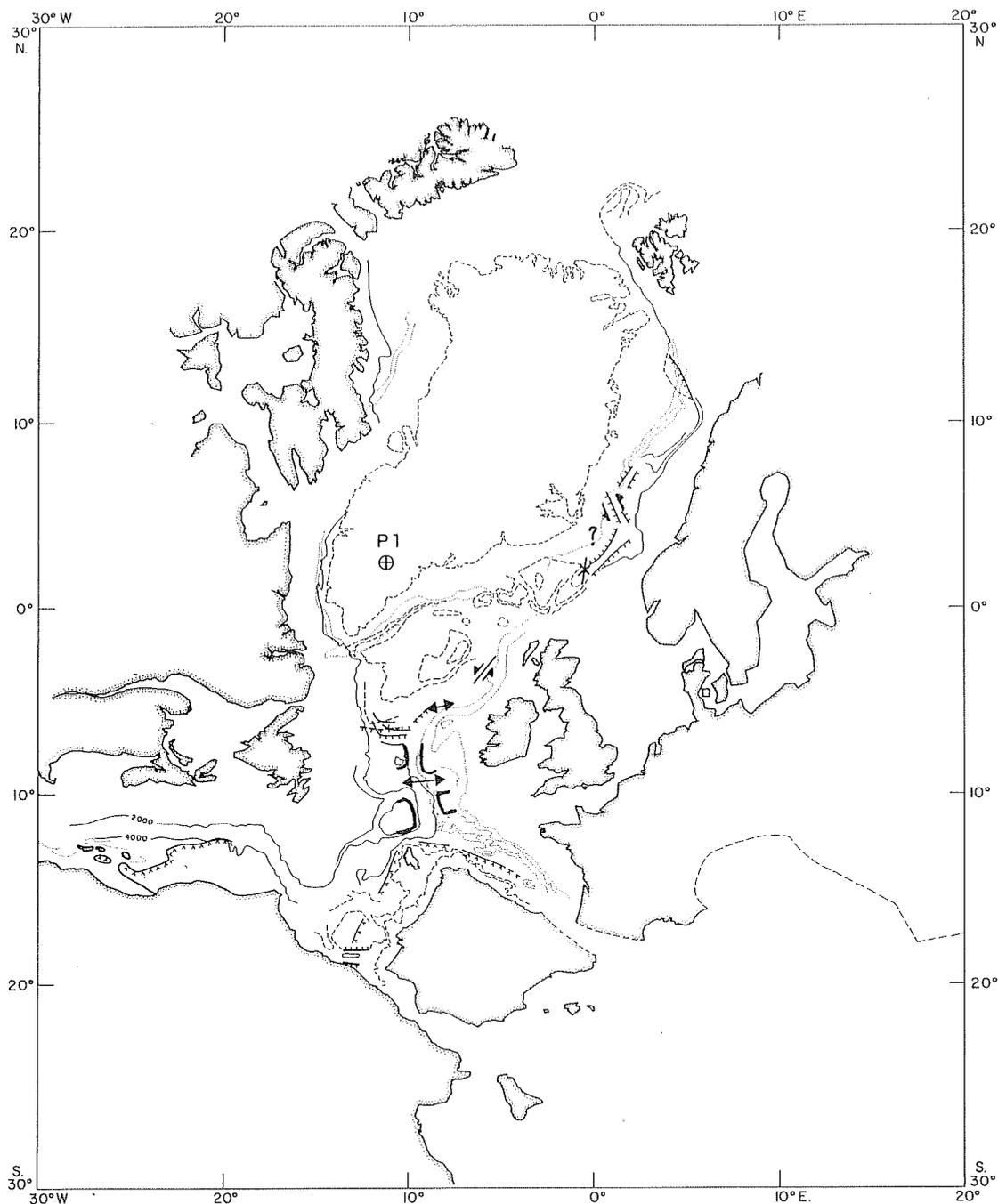


Figure 6

Reconstitution initiale de l'assemblage de l'Amérique du Nord, de l'Ibérie et de l'Europe d'après ce travail. Le Groenland n'a été situé qu'approximativement en raison des problèmes qui se posent quant à sa cohérence (cf. explication dans le texte). Le pôle décrivant l'ouverture initiale indique que l'ouverture du fossé de Rockall devrait passer vers le nord à des décrochements et des compressions selon les frontières envisagées. Les limites de bassins à évaporites (ou présumés tels) au large du Maroc et sur le pourtour de l'Ibérie et du golfe de Gascogne sont indiqués. Comme dans le modèle précédent, un hiatus subsiste à l'ouest du Portugal. Voir le texte pour une discussion détaillée. Projection: Mercator oblique.

B - RECONSTITUTIONS PARTIELLES

1 - L'ATLANTIQUE NORD: Le Pichon et ses collaborateurs ont, davantage que Pitman et Talwani (1972), insisté sur le rôle de guide que l'on devait attribuer aux failles transformantes dans les reconstructions. Cette idée directrice est à l'origine d'une série de travaux importants sur les différentes parties de l'Atlantique. Dans l'Atlantique Nord, elle a conduit d'abord à un modèle d'évolution du golfe de Gascogne (Le Pichon et al., 1970) dans lequel c'est la faille nord-pyrénéenne, interprétée comme une faille transformante, qui servait à calculer le pôle de rotation de l'Ibérie. Pour la mer du Labrador, Le Pichon et al. (1971) ont proposé un modèle d'ouverture en deux phases qui s'appuyait sur l'interprétation des segments de failles transformantes reconnues par la sismique réflexion. Le même article proposait d'utiliser le tracé de la fracture Charlie-Gibbs pour reconstituer le mouvement relatif de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Un travail (non publié) comparable au précédent fut effectué par Le Pichon et Francheteau pour la mer de Norvège.

Une série d'articles sont venus, en 1977 et 1978, poursuivre et améliorer ces résultats préliminaires et ceux de Pitman et Talwani (1972). Talwani et Eldholm (1977) ont publié un modèle d'évolution de la mer de Norvège qui s'appuyait sur une reconnaissance très poussée à la fois des anomalies magnétiques et des zones de fracture. Kristoffersen (1978) a publié un modèle, comparable en précision, pour l'Atlantique entre Islande et Açores, modèle dans lequel la cinématique de l'Ibérie est ébauchée. Kristoffersen et Talwani (1977) ont proposé un modèle d'évolution du point triple du sud du Groenland pour la période comprise entre les anomalies 23 et 13, c'est-à-dire l'Eocène. Indépendamment de ces auteurs, Srivastava (1978) a présenté le résultat d'une étude géophysique et cinématique approfondie de la mer du Labrador et en a discuté les implications sur le reste de l'Atlantique Nord. Les résultats des uns et des autres convergent sur certains points mais divergent assez largement sur d'autres. Les figs. 3 à 6 en donnent une idée: elles permettent de comparer différentes reconstitutions initiales et mettent en évidence plusieurs problèmes fondamentaux sur lesquels nous serons amenés à revenir.

Un résultat majeur obtenu par Srivastava (1978) et par Kristoffersen et Talwani (1977), résultat également mis en évidence par Phillips et Tapscott (1980), est qu'il est impossible d'accorder à mieux que 100 km près environ l'évolution de la mer de Norvège et celle de la mer du Labrador et de l'Atlantique au sud de l'Islande. Plus récemment, Voppel et Rudloff (1980) et Nunns (1980) ont obtenu des résultats de détail intéressant respectivement la dorsale de Reykjanes et le bassin norvégien. Le travail d'Unternehr (1982) est d'une portée beaucoup plus large: partant de l'hypothèse que la zone Islande-Feroë était une frontière de plaque de second ordre (cf. ch.I.3.B), cet auteur construit un modèle d'évolution de la mer de Norvège et du Groenland plus précis que les précédents. Il y démontre clairement que la cinématique du fragment de continent que constitue la ride de Jan Mayen (Johnson, 1975) peut être reconstituée et intégrée de façon cohérente à l'évolution d'ensemble.

2 - L'ATLANTIQUE CENTRAL: Le Pichon et Fox (1971) et Le Pichon et Hayes (1971) ont interprété un certain nombre de structures de l'Atlantique Central et de l'Atlantique Sud comme des "marginal fractures zones" dont ils se sont servis pour modifier la reconstruction initiale de Bullard et al. (1965) et pour calculer l'orientation de la première phase d'ouverture océanique. Reprenant ces idées, Francheteau (1973) a réalisé un modèle d'évolution de l'Atlantique, au sud des Açores, qui cherchait à concilier le "fit" des anomalies magnétiques reconnues par Pitman et Talwani (1972) avec les contraintes fournies par les zones de fractures. Ce modèle en quatre phases a largement servi de base au travail de Biju-Duval et al. (1977) sur les mouvements relatifs de l'Afrique et de l'Eurasie.

Une place à part doit être réservée à Schouten et al. (travail en préparation, Klitgord, comm. pers.) qui, s'appuyant sur une interprétation très poussée des anomalies magnétiques et des zones de fracture (Schouten et Klitgord, 1977; Klitgord et Behrendt, 1979; Schouten et White, 1980; Tucholke et al., 1982), cherchent à reconstituer avec un très grand détail l'évolution de l'Atlantique Central. Nous nous référerons en cours de discussion (ch. IV) aux résultats encore partiels dont nous avons connaissance. Mais ce travail, comme les précédents, ne se préoccupe pas des contraintes fournies par la frontière commune à l'Afrique et à l'Ibérie et par la cinématique de l'Atlantique Nord.

En dehors de ces travaux, les études ont en général porté soit sur la question des mouvements récents à actuels, soit sur celle de la reconstitution initiale.

Reconstitutions initiales de l'Atlantique Central: nous avons déjà cité le travail de Le Pichon et Fox (1971) que Le Pichon et al. (1977) ont repris dans un essai de reconstitution générale de l'Atlantique (cf. fig. 5). Comme Bullard et al.

(1965) et Klitgord et Schouten (1977) (in Klitgord et Behrendt, 1979), ces auteurs ont cherché à refermer aussi parfaitement que possible l'espace présumé océanique compris entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. Ces travaux se heurtent à un certain nombre de difficultés au niveau du Maroc et de l'Ibérie: nous y reviendrons dans le commentaire de la planche II.

En contraste avec ces travaux, Luyendyk et Bunce (1972), Pitman et Talwani (1972) et Rabinowitz (1974) ont proposé, sur différents critères, des reconstructions qui laissent subsister un large hiatus au niveau du Maroc. C'est la voie que nous avons nous-mêmes suivie (Groupe Galice, 1979, fig. 18; Sichler et al., 1980) et que nous discuterons dans ce travail.

Mouvements relatifs récents dans l'Atlantique Central: après Morgan (1968) et Le Pichon (1968) qui proposèrent les premiers pôles de rotation "instantanée" de l'Afrique par rapport à l'Amérique (Nord et Sud confondus) à partir des failles transformantes de l'Atlantique Equatorial, Fox et al. (1969) calculèrent deux pôles de rotation (avant et après l'anomalie 5, (9,5 Ma)) fondés sur l'étude du tracé de la fracture Kane vers 24° N. Phillips et Luyendyk (1970) trouvèrent au contraire, à partir de l'étude de la fracture Atlantis (vers 39° N) qu'une rotation unique pouvait convenir pour les quarante derniers millions d'années. A la suite des observations de Pitman et Talwani (1971), ils reconnurent qu'un pôle commun ne pouvait s'appliquer aux principales fractures de l'Atlantique Central et attribuèrent ce fait à une certaine non rigidité des plaques.

Plus récemment, Phillips et al. (1975) ont utilisé les données fournies par un levé aéromagnétique de quelques degrés carrés, entre la fracture Oceanographer et les Açores, pour réaliser plusieurs reconstructions à l'intérieur des vingt derniers millions d'années. Comme ces résultats confirment en partie celui tiré de l'étude de l'Atlantis, mais sans résoudre le problème posé par Pitman et Talwani (1971), les auteurs favorisent cette fois l'idée qu'il existerait plusieurs plaques au sud des Açores. Nous reviendrons sur ce problème dans le commentaire de la reconstruction que nous proposons pour l'anomalie 13 (ch.IV.2.).

3 - LES MOUVEMENTS INSTANTANES ACTUELS. Après Le Pichon (1968), Chase (1978), Minster et al. (1974) et Minster et Jordan (1978) ont traité à l'échelle du globe le problème des mouvements instantanés actuels. Les résultats de ces auteurs ont été obtenus par l'inversion d'un certain nombre de taux d'expansion (pour les trois derniers millions d'années environ), d'azimuts de failles transformantes et de vecteurs glissements de mécanismes au foyer de séismes. Le principe même de ce modèle fait qu'il est davantage contraint par les zones du globe où les données sont nombreuses et de bonne qualité, c'est-à-dire là où les vitesses relatives sont importantes (Pacifique surtout), que par celles, comme l'Atlantique, où elles sont rares et de qualité médiocre.

Paradoxalement, les résultats obtenus sont plutôt plus convaincants que beaucoup de ceux fondés sur des interprétations plus détaillées mais régionales, (Fox et al., 1978; Atwater et Mac Donald, 1977, par exemple) ainsi que cela ressort de la discussion de Searle (1980) à propos des fractures Gloria et Charlie-Gibbs.

Ce fait illustre la puissance du facteur cohérence en cinématique et montre que sa recherche doit rester au fondement même de la méthode.

C - SCHEMAS DE RECONSTRUCTION

A côté de tous ces travaux de cinématique, il faut relever l'apport important fourni par un certain nombre de schémas de reconstitution dont les paramètres ne sont pas calculés. Tout comme certaines reconstitutions précises, mais trop partielles, nombre de ces schémas posent, à l'insu même de leurs auteurs, des problèmes plus importants que ceux qu'ils cherchent à résoudre. Quelques-uns pourtant ont servi à poser des principes fondamentaux sur lesquels les travaux ultérieurs, plus précis, ont pu se fonder.

Vogt et ses collaborateurs en ont fourni la part la plus importante: interprétant une masse considérable de données magnétiques et structurales, ces auteurs ont décrit les étapes de l'ouverture de l'Atlantique Nord et de la mer du Labrador (Vogt et al., 1969; Vogt et Avery, 1974). Dès 1969, ils ont reconnu et commencé à décrire des discontinuités de vitesse et d'orientation dans l'expansion des fonds océaniques: la discontinuité de l'anomalie 24 (53 Ma) dans l'Atlantique Nord, celles des "Bermudes" et des "Antilles" dans l'Atlantique Central. Ces deux dernières correspondent respectivement aux stades de l'anomalie J et de l'anomalie 34 qui, nous le verrons, jouent effectivement un rôle clé dans l'histoire de l'Atlantique. D'autres travaux, également significatifs, ont concerné la mer de Norvège et l'Arctique (Vogt et al., 1970; Ostenso, 1972; Vogt et Avery, 1974; Vogt et al., 1981).

Laughton (1975) a encore perfectionné les schémas de reconstitution de l'Atlantique Nord et proposé des solutions originales aux problèmes de Rockall et de l'ouverture initiale. Laughton et Whitmarsh (1974) ont décrit les anomalies magnétiques de part et d'autre de la frontière Açores-Gibraltar et indiqué une corrélation correcte de l'anomalie 31, différente de celle adoptée par Pitman et Talwani (1972). Williams (1973, 1975) a proposé un modèle schématique de l'évolution de la plaque Ibérique qui fait intervenir la notion de point triple. Plus récemment, Searle et Whitmarsh (1978), Searle (1980) et Kidd et al. (1982) ont proposé pour les Açores, la faille Gloria et "King's trough", des schémas d'interprétation qui vont dans le sens de nos résultats.

D'autres travaux, qui concernent le problème des reconstitutions initiales (Wissman et Roeser, 1982; Roussel et Liger, 1983; Lefort, 1980; Lefort et Haworth, 1981), seront évoqués au cours de la discussion.

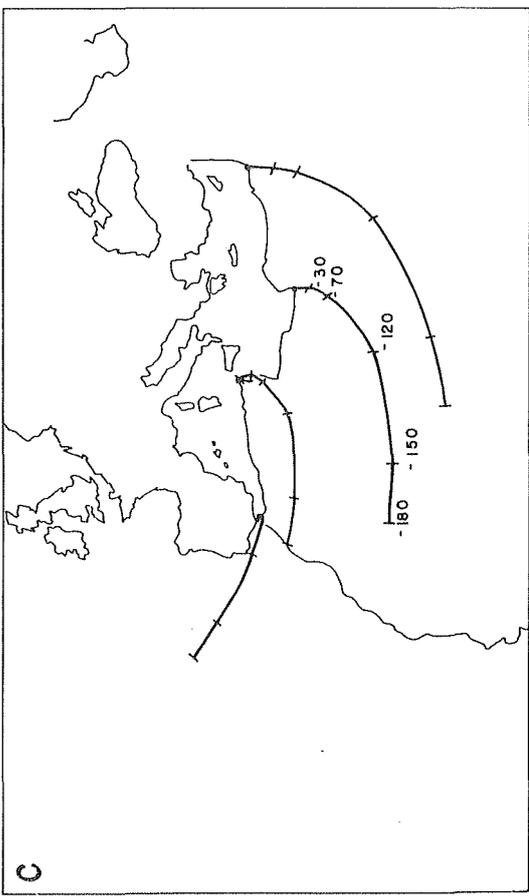
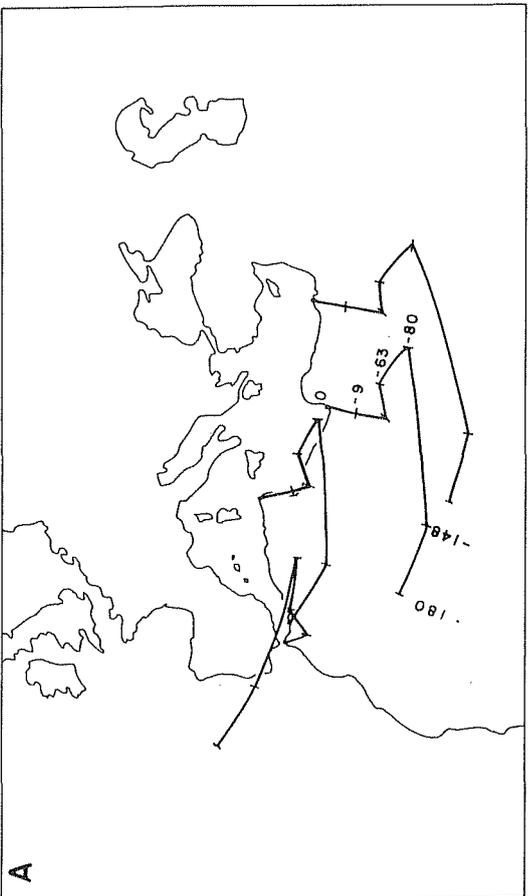
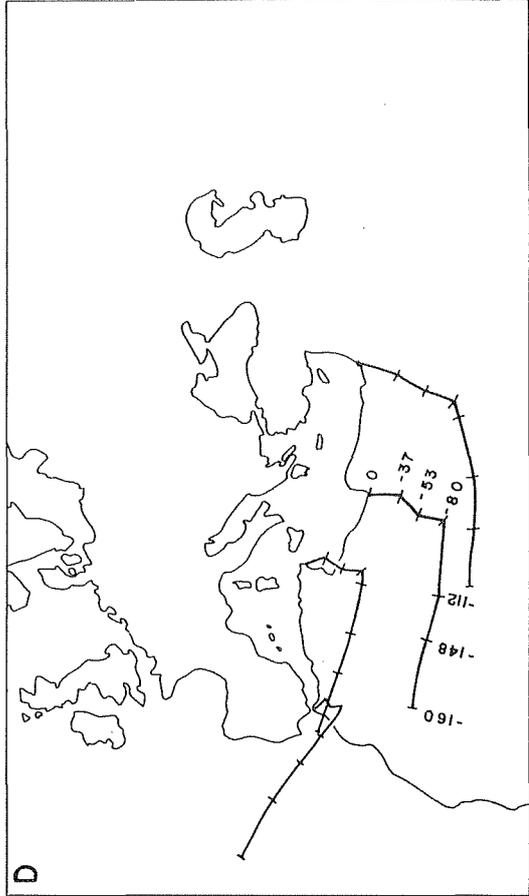
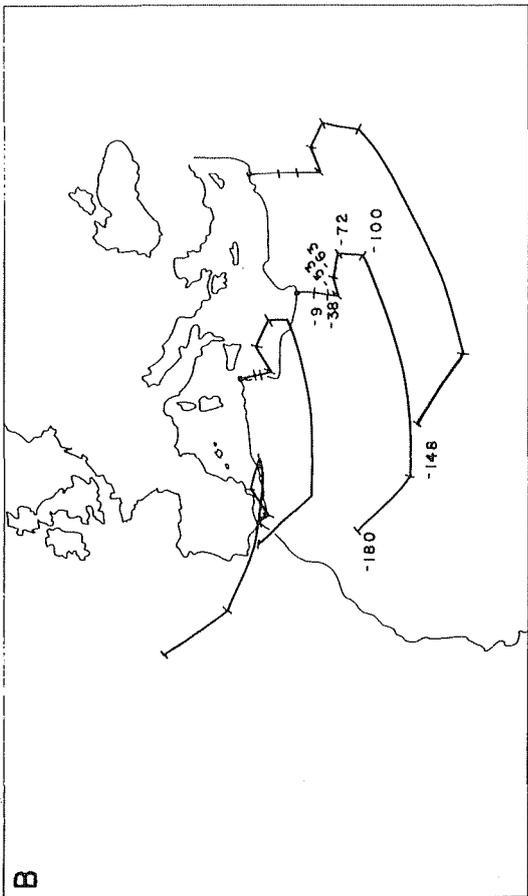
Nous citerons pour terminer le travail de Tapponnier (1977) (fig.7) qui intéresse l'histoire de l'Atlantique d'un point de vue tout à fait différent: à partir d'une analyse de la collision alpine, cet auteur a proposé un schéma des mouvements relatifs de l'Afrique et de l'Eurasie qui modifiait sur un point capital les modèles antérieurs de Dewey et al. (1973) et Biju-Duval et al. (1977), fondés eux sur l'évolution de l'Atlantique. Il est d'ailleurs l'auteur d'une démarche semblable à propos de l'Inde et de l'Eurasie (Molnar et Tapponnier, 1975). Pour lui, compte tenu de l'échelle à laquelle elle se produisait, il était peu probable que cette collision ait suivi un processus irrégulier, les épisodes de compression alternant avec des épisodes de décrochement ou même de distension. Il a ainsi mis l'accent, une nouvelle fois, sur l'intérêt d'une appréhension globale de la tectonique, autrement dit d'une approche géodynamique, par opposition à une approche qu'on pourrait qualifier de fractionnée: les résultats obtenus par des disciplines isolées ou intéressantes des zones restreintes étant mis bout-à-bout pour une tentative de synthèse. C'est, au départ, un point de vue analogue, soutenu par des tectoniciciens comme Mattauer (communication personnelle), qui nous a amenés, sur des critères empruntés cette fois à l'océan, à corriger dans le même sens que Tapponnier la cinématique des mouvements Afrique-Eurasie (fig. 1 et 2).

Figure 7

Quatre modèles de la trajectoire de l'Afrique par rapport à l'Europe.

- A - d'après Pitman et Talwani (1972) et Dewey et al. (1973);
- B - d'après Biju-Duval et al. (1977);
- C - d'après Tapponnier (1977);
- D - d'après Olivet (1978) et ce travail.

Les chiffres expriment des millions d'années.



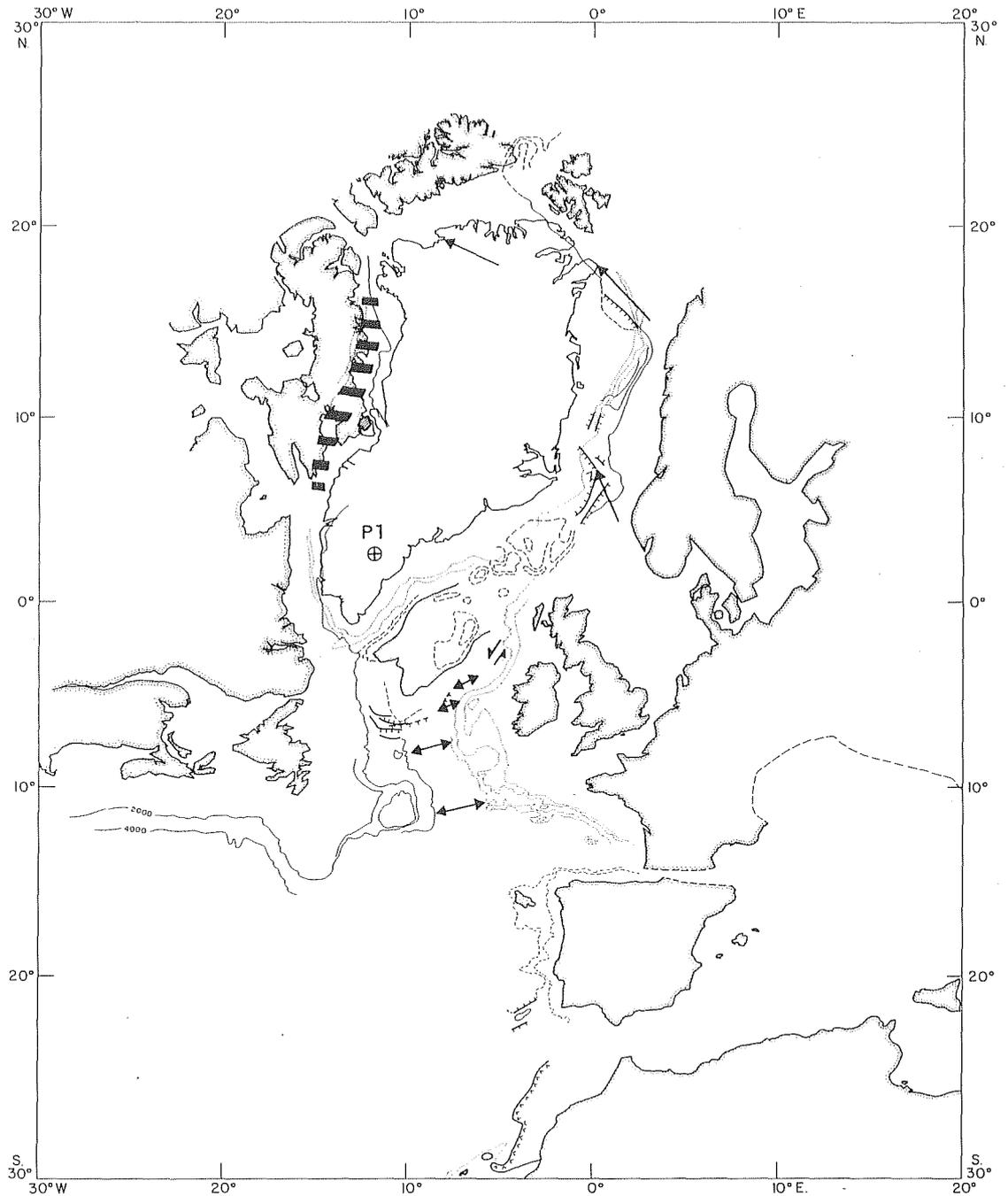


Figure 8

Reconstitution au temps de l'anomalie 33 (76 Ma, Campanien). L'Amérique du Nord, Rockall, l'Europe et l'Ibérie sont assemblées suivant les paramètres fournis dans ce travail. Le Groenland est assemblé avec l'Europe selon Talwani et Eldholm (1977); la position de sa partie méridionale selon nos paramètres (tableau II) serait légèrement différente. La superposition partielle du Groenland et de l'Amérique du Nord implique des changements postérieurs dans la configuration des plaques au nord de la zone Davis-Islande-Feroë-mer du Nord. Le point P1 situe le pôle de l'ouverture initiale au nord du golfe de Gascogne et dans le sud du bassin de Rockall. Les flèches indiquent l'amplitude et l'orientation des mouvements relatifs de l'Europe (et du Groenland septentrional?) par rapport à l'Amérique du Nord.

3 - DEMARCHE, METHODE ET DONNEES UTILISEES

A - LA DEMARCHE SUIVIE

C'est le désir de donner un cadre cinématique à des bassins tels que le golfe de Gascogne ou la Méditerranée Occidentale, puis d'y intégrer des structures telles que celles de la faille Charlie-Gibbs ou de la zone "Terre-Neuve-Açores-Gibraltar" qui est à l'origine de ce travail (cf. Le Pichon et al., 1971; Auzende et al., 1973; Olivet et al., 1974). Le cadre, c'est celui des mouvements relatifs de l'Amérique du Nord, de l'Eurasie, de l'Afrique et d'une plaque de second ordre, la plaque Ibérique. A partir de là, notre démarche s'est articulée sur trois points:

- choisir l'échelle de travail et le cadre géographique adapté;
- intégrer au mieux les données géologiques utiles, c'est-à-dire les traduire dans les termes du projet;
- s'assurer à tout moment de la cohérence du modèle: cohérence cinématique, cohérence dans l'interprétation des structures et dans celle des données géologiques.

1 - LES PROBLEMES DE CADRE ET D'ECHELLE. Dans un premier temps, c'est l'ensemble de l'Atlantique Central et de l'Atlantique Nord, des Caraïbes au bassin Arctique que nous avons considéré. L'incompatibilité de l'évolution de la mer de Norvège avec celle de l'Atlantique Nord au sud de l'Islande -plus précisément l'incompatibilité d'orientation des fractures Charlie-Gibbs et Jan Mayen- nous a convaincus de l'existence d'une frontière de second ordre (Islande-Feroë) entre ces deux domaines. Les observations de Kristoffersen et Talwani (1977) et de Srivastava (1978) sont venues conforter ce point de vue et le travail d'Unternehr (1982) a été conduit dans cette optique. Nous avons donc limité vers le nord nos reconstitutions à cette frontière mais sans en perdre de vue les conséquences sur les régions plus septentrionales (fig. 6 et 8). Au sud, nous avons estimé que la reconstitution initiale de l'Afrique et de l'Amérique du Sud généralement admise (Bullard et al., 1965) était trop discutable (cf. Burke et Dewey, 1974; Curie et al., 1983), et l'interprétation du domaine Caraïbe trop controversée pour offrir des contraintes à la reconstitution de l'Atlantique Central. Nous avons pensé en revanche que les différentes frontières de la plaque Ibérique étaient, elles, suffisamment reconnues pour faire de l'évolution de cette plaque secondaire une clé de l'évolution générale de l'Atlantique. C'est donc en priorité sur elle, et plus précisément sur la "zone Açores-Gibraltar" et sur le "domaine pyrénéen", qu'est centré le modèle. De nombreuses autres questions seront nécessairement abordées, telle celle du bassin de Rockall ou celle des phases cimériennes, mais incomplètement, évidemment, puisqu'elles réclament pour être résolues une extension du domaine d'étude.

L'échelle à laquelle nous avons travaillé permettait d'observer commodément et de numériser des structures de l'ordre de la dizaine de kilomètres, et d'apprécier par rapport à elles les mouvements relatifs. Il est difficile de parler de la précision sans se référer aux situations particulières car elle relève toujours de l'appréciation de plusieurs paramètres et hypothèses: navigation, report, interprétation des anomalies, interprétation des écarts observés; les données sont hétérogènes, de qualité et de densité extrêmement variables. Le problème sera donc en général discuté au fur et à mesure du commentaire des reconstitutions. On peut dire pour fixer néanmoins les idées qu'un certain nombre de déformations intraplaques, d'ordre décakilométrique, ont pu être envisagées mais en aucun cas mesurées. Le mouvement relatif post-Eocène de la plaque ibérique en est un exemple. Inversement, on croit pouvoir affirmer, au vu de la reconstitution de l'anomalie M 22 (Kimmeridgien, 140 Ma), que le mouvement postérieur de la meseta marocaine par rapport à l'Afrique est négligeable, du moins au niveau de la dorsale (Sichler et al., 1980). Pour dépasser ce niveau de précision, deux conditions sont nécessaires. La première est évidemment d'augmenter la densité et la qualité des données et de vérifier les points clé du modèle actuel. La seconde est d'arriver à une vision plus générale de l'ensemble de l'Atlantique, seule possibilité de départager des hypothèses antagonistes et de s'assurer de la cohérence des choix.

L'appréciation des phénomènes dans leur durée, la signification cinématique précise de chaque stade, posent un problème un peu analogue. Là aussi, nous pensons qu'il est préférable d'assurer une cohérence générale à l'échelle de la dizaine de millions d'années avant de descendre localement à l'échelle de l'étage géologique, ce que permet théoriquement la définition des anomalies magnétiques. Les huit stades choisis pour décrire l'histoire de l'Atlantique représentent des intervalles de temps compris entre 10 et 40 millions d'années. Nous pensons qu'ils sont, à peu

de chose près, représentatifs des grandes phases de l'évolution c'est-à-dire, du point de vue cinématique, qu'ils correspondent bien aux principaux changements d'orientation et de vitesse des mouvements relatifs. La discussion en sera faite cas par cas.

2 - L'INTEGRATION DES DONNEES GEOLOGIQUES. Il s'agit de données concernant soit l'océan soit le continent. S'agissant de l'océan, ce sont des résultats de forages, de dragages, des datations, des interprétations de sismique réflexion et de morphologie. Avec la sismique réflexion et la morphologie se pose un problème de cohérence dans l'interprétation, problème sur lequel nous reviendrons dans le paragraphe suivant. L'utilisation des données géologiques concernant les orogènes ou les bassins pose un autre problème: il s'agit là de ramener les données, en les synthétisant, à des échelles de temps et d'espace directement en rapport avec le projet cinématique et non d'inventorier des faits qui seraient de détail au regard de ce projet. Le but est une évaluation des résultats à l'échelle des plaques et à l'échelle de la dizaine de millions d'années. La majeure partie du travail a en général été accomplie par des spécialistes (Ziegler, 1975; 1982b; Pegrum et Mounteney, 1978, par exemple pour les bassins du nord-ouest de l'Europe, ou Mattauer et Séguet, 1971, pour la chaîne pyrénéenne) mais dans des termes qui ne sont pas toujours directement adaptables. D'autre part, des divergences marquées subsistent fréquemment même (ou surtout) à ce niveau de synthèse (voir par exemple Souquet et al., 1977, pour les Pyrénées). Le choix est alors fait en fonction des contraintes qu'apportent les reconstitutions cinématiques elles-mêmes. Dans tous les cas, la démarche est dialectique.

Il arrive aussi fréquemment que des synthèses géologiques restent en deçà du degré de précision requis ou, plus souvent, ne soient centrées ni géographiquement ni thématiquement sur les points utiles au projet.

On verra, au fur et à mesure du travail, se dégager des points de vue qui souvent, pris isolément, feront l'effet d'interprétations discutables. Il est clair que, dans l'état actuel des connaissances, la porte reste ouverte à des visions assez divergentes dans la mesure où, dès le départ du projet, beaucoup d'hypothèses sont faites qui demanderaient à être vérifiées. Des pans entiers de la construction restent ainsi à contrôler; c'est le cas de la trajectoire de l'Ibérie, par exemple, pour laquelle les données sont presque toutes indirectes: les directions transformantes qui sont en principe inscrites dans le socle de la partie océanique de la plaque n'ont pratiquement pas été reconnues. Un petit domaine fait exception au nord-est des Açores (Searle, 1977), mais on verra (ch.IV.5) que l'auteur de l'étude attribue aux linéaments qu'il a mis en évidence une autre cause. C'est alors le critère de cohérence, ou celui de coïncidence qui entrent en jeu.

3 - LA RECHERCHE DE LA COHERENCE. La recherche d'une cohérence générale est, dans son principe, évidente. Elle l'est moins dans la pratique où elle requiert une longue approche par approximations successives. Cette démarche par tâtonnements englobe une quantité d'éléments de nature et de poids différents: anomalies magnétiques identifiées avec plus ou moins de certitude, directions transformantes plus ou moins claires, structures plus ou moins complexes à l'intérieur ou à la frontière des plaques... Elle devient encore plus complexe lorsque, dans une progression à rebours du temps, les marges opposées se rejoignent et que demeurent un certain nombre de "hiatus" ou de "bassins initiaux" et des informations assez indirectes sur la nature des mouvements relatifs.

La recherche de la cohérence consiste d'abord à interpréter de la même manière, tout au long du projet, les structures morphologiquement ou géophysiquement comparables. S'il est clair, par exemple, que la faille Gloria est une faille transformante, elle doit être interprétée a priori comme les autres failles transformantes. Si la zone Tore-Madère résulte, dans sa morphologie actuelle, d'une phase de compression, "King's Trough", dont la morphologie est radicalement différente, a peu de chance de résulter aussi d'une phase de compression: sa morphologie, à mi-chemin entre celle des Açores et celle d'une grande faille transformante, évoque a priori un décrochement accompagné d'extension (Olivet et al., 1976). Ces a priori doivent être vérifiés, c'est-à-dire que les reconstructions réalisées en utilisant d'autres critères doivent être compatibles avec eux: la reconstruction du mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe entre l'anomalie 24 et l'actuel vérifie effectivement que "King's Trough" et "Palmer Ridge" ont été au centre d'une importante distension.

Le modèle cinématique se présente en définitive comme un ensemble complexe dont tous les éléments sont imbriqués selon une logique. On ne peut en principe en modifier un élément sans s'attaquer à tout un pan de l'ensemble. Ce qui vaut pour des structures bien caractérisées vaut d'ailleurs sur d'autres plans ou à d'autres échelles. L'assemblage initial de deux continents, par exemple, peut donner lieu à deux visions différentes: on peut tendre à mettre en correspondance les bassins de

l'une des deux marges avec les bassins de l'autre et les zones hautes de l'une avec les zones hautes de l'autre. On peut au contraire penser que l'assemblage idéal figure systématiquement un emboîtement, le bassin d'une marge correspondant à la zone haute de l'autre marge: c'est le point de vue exprimé par Klitgord et Schouten (1977) à propos de l'assemblage Afrique-Amérique du Nord (fig. 29). Il y a là deux logiques différentes. Le principe de cohérence veut que l'une ou l'autre soit appliquée à l'ensemble des reconstructions et non à une partie seulement. De même la logique du "point chaud" (cf. Morgan, 1983), si elle est abandonnée, doit l'être pour une autre logique dont le degré de cohérence avec l'ensemble paraîtra meilleure. Mais cette logique ne doit pas être abandonnée en route: on le verra à propos de l'interprétation des phases cimériennes.

Un autre principe que nous avons appliqué concerne les coïncidences: il consiste à rechercher une signification à une coïncidence observée et à refuser à priori de la tenir pour fortuite. La ride Tore-Madère par exemple appartient pour partie à la plaque ibérique, pour partie à la plaque africaine. Elle a pour origine probable un fonctionnement anormal de la dorsale au Barrémien (comme c'est actuellement le cas pour la dorsale de Reykjanes, au sud de l'Islande) et a été reprise par une phase tectonique au Miocène. L'alignement actuel de part et d'autre de la frontière signifie, s'il n'est pas fortuit, que depuis le Crétacé moyen, les plaques ibérique et africaine se trouvent approximativement dans la même position relative. L'interprétation de Pitman et Talwani (1972) ou de Biju-Duval et al. (1977) revenait à la tenir pour fortuite puisque les deux parties étaient disjointes dans leurs reconstitutions à l'anomalie 31 et à 80 Ma (fig. 9).

Nous sommes conscients du fait que l'application étroite de tels principes pourrait rapidement conduire à des aberrations, tant reste grande la part de spéculation. Aussi ne jugeons-nous probable une interprétation telle que celle dont nous venons de donner l'exemple, que lorsqu'elle s'inscrit à son tour harmonieusement en regard d'autres interprétations. L'interprétation de la ride Tore-Madère s'inscrit dans un ensemble qui comprend: l'appréciation générale des mouvements relatifs entre Afrique et Eurasie telle que l'a faite Tapponnier (1977) par exemple, la révision des anomalies magnétiques, la démonstration par forage de l'existence d'une dorsale anormalement haute au Crétacé moyen, etc.

4 - LA NOTION DE FRONTIÈRE DE SECOND ORDRE. Cette notion demande à être définie car nous y avons fait et y ferons fréquemment référence. Nous appelons frontière de second ordre les zones linéaires qui sont le siège d'un mouvement horizontal de petite amplitude, irrégulier et/ou lent comparé au mouvement relatif des plaques entre elles. Cette notion se distingue de celle de déformation intraplaque dans la mesure où la déformation n'est pas diffuse mais est bien localisée. La zone Islande-Feroë, dans le prolongement de cette discontinuité majeure de la plaque européenne qu'est la mer du Nord, en est un exemple: elle constitue une frontière de part et d'autre de laquelle le nord et le sud de la plaque européenne et/ou le nord et le sud du Groënland ont été animés, à un certain moment de l'histoire de l'Atlantique, de mouvements légèrement différents. On peut imaginer que les très grandes failles transformantes, comme la Romanche par exemple, où des déformations compressives ont été reconnues (Beck et al., 1975), jouent facilement un tel rôle. On remarquera que cette définition peut s'appliquer à des segments de frontière de plaques majeures là où les mouvements relatifs deviennent restreints: les Açores par exemple, à l'extrémité orientale de la frontière Europe-Afrique. On remarquera aussi que dans la plupart des cas, la topographie anormale associée à ce type de frontières souvent qualifiées de "rides aiséismiques", les a fait assimiler, à tort à notre avis, à des traces de points chauds.

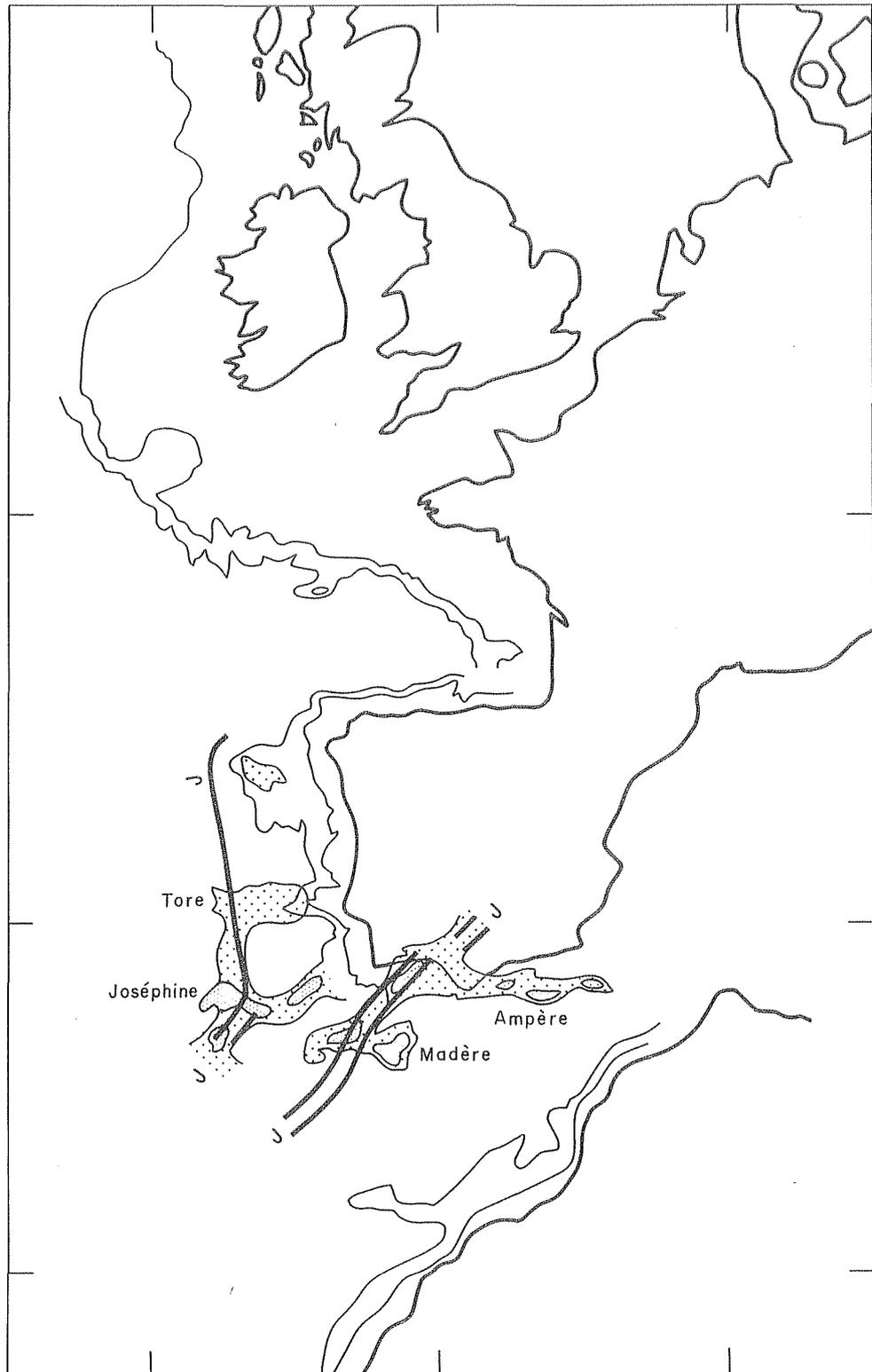


Figure 9

Reconstitution des positions relatives de l'Europe et de l'Afrique vers 80 Ma (d'après Pitman et Talwani 1972). Les deux parties de la ride Tore-Madère, rattachées respectivement à l'Ibérie et à l'Afrique, ont été rajoutées pour mettre en évidence l'improbabilité de cette solution.

B - LA METHODE UTILISEE

En matière de cinématique, les résultats se présentent sous la forme de cartes montrant, pour chaque période choisie de l'évolution du système, les positions relatives des plaques les unes par rapport aux autres. Après avoir choisi arbitrairement une plaque "fixe", on fait subir à chacune des autres plaques la rotation qui l'amène de sa position naturelle à la position qu'elle occupait à l'époque considérée par rapport à la plaque "fixe". Dans la projection cartographique utilisée, la plaque "fixe" sera représentée dans sa position naturelle, les plaques mobiles avec leurs coordonnées modifiées par les rotations correspondantes. Il est à noter que, sur les cartes, une "plaque" est figurée par des contours; ces contours sont le plus souvent les lignes de côte du continent porté par la plaque; mais ceci n'est que pour la commodité de lecture.

Une rotation à faire subir à une plaque est déterminée par la latitude et la longitude du point d'intersection de l'axe de la rotation avec la surface terrestre (ou pôle de rotation, ou pôle eulérien), et par l'amplitude angulaire de la rotation. Pour déterminer ces éléments, il faut disposer, sur une plaque, d'un contour qui, à l'époque concernée, coïncidait avec un autre contour sur l'autre plaque du couple considéré; il s'agit alors de déterminer la rotation qui fait coïncider les deux contours isochrones. Classiquement, on se donne un pôle d'essai jugé raisonnable, puis on évalue l'angle de rotation qui, pour ce pôle, fait coïncider "au mieux" les deux contours. Bullard et al. (1965) prennent comme critère la minimisation du carré de l'angle dièdre résiduel formé après la rotation par les plans passant par le centre de la terre, le pôle d'essai et chacun des points de la paire homologue prise sur les contours. Mc Kenzie et Sclater (1971) et Westphal et al. (1973) minimisent la surface résiduelle entre les deux contours après rotation autour du pôle d'essai. Pilger (1978) rend minimum la distance de chaque point d'un contour à l'autre contour après rotation. Puis ces auteurs déplacent le pôle d'essai pour rechercher le pôle de rotation qui minimise les minima déterminés pour chaque pôle d'essai.

Toutes ces méthodes supposent bien connus les contours isochrones sur chaque plaque, et évidemment que ces isochrones n'ont pas été déformés après leur création. Ces conditions sont rarement remplies sur de longues distances, pourtant nécessaires pour bien contraindre le pôle. Par ailleurs, les approches essentiellement géométriques ne peuvent prendre en compte certaines contraintes imposées par les données géologiques: par exemple, les intersections entre les isochrones et les linéaments géologiques qui étaient continus au moment de la création de l'isochrone. Enfin, les approches mentionnées plus haut ne donnent pas forcément à certains caractères géométriques l'importance qu'ils devraient avoir: par exemple, les intersections entre les isochrones et les failles transformantes.

Or une analyse des données géométriques et géologiques peut amener à conclure qu'une paire de points n'a constitué qu'un seul et même point à une époque donnée. La rotation cherchée doit alors impérativement superposer les deux points. Après avoir fait coïncider les deux points par une rotation appropriée (par exemple celle qui décrit le grand cercle passant par les deux points), il suffit alors de faire pivoter le contour "mobile" autour du point commun reconstitué pris comme pôle, pour amener les deux contours, "mobile" et "fixe", à la meilleure coïncidence possible. La rotation cherchée est le produit des deux rotations successives.

Pour illustrer cette méthode nous présentons (fig. 10 et 11) une reconstruction à l'époque de l'anomalie 33, base du Campanien (76 Ma). Le couple de points homologues A et B est situé à l'intersection de l'anomalie 33 et de la zone de fractures Pico-Gloria. Une première rotation met en superposition les points A et B par une rotation le long d'un grand cercle, une deuxième rotation ayant pour pôle le point B permet de faire se recouvrir les traces de l'anomalie 33 liées à la plaque Amérique du Nord et à la plaque Ibérie. Nous obtenons alors par un simple produit de rotation les paramètres du pôle de rotation finie de l'Ibérie par rapport à l'Amérique du Nord pour l'époque de l'anomalie 33 à partir de sa position actuelle. De la même manière nous calculons le pôle de l'Eurasie par rapport à l'Amérique du Nord pour la même période (Tableau II).

La connaissance des rotations qui amènent chaque plaque "mobile" considérée à la position qu'elle occupait, par rapport à la plaque "fixe", à un certain nombre d'époques données, permet de restituer les positions de n'importe quelle plaque par rapport à l'une quelconque d'entre elles supposée "fixe" dans sa position actuelle. On peut aussi déterminer la rotation qui amène, par rapport à une plaque "fixe", une plaque "mobile" de sa position à une époque donnée à sa position à l'époque suivante; si l'échantillon des époques choisies est habilement fait, cette rotation décrira des petits cercles dont certaines portions représenteront les trajectoires suivies par les points de la plaque "mobile" pendant l'intervalle de temps considéré.

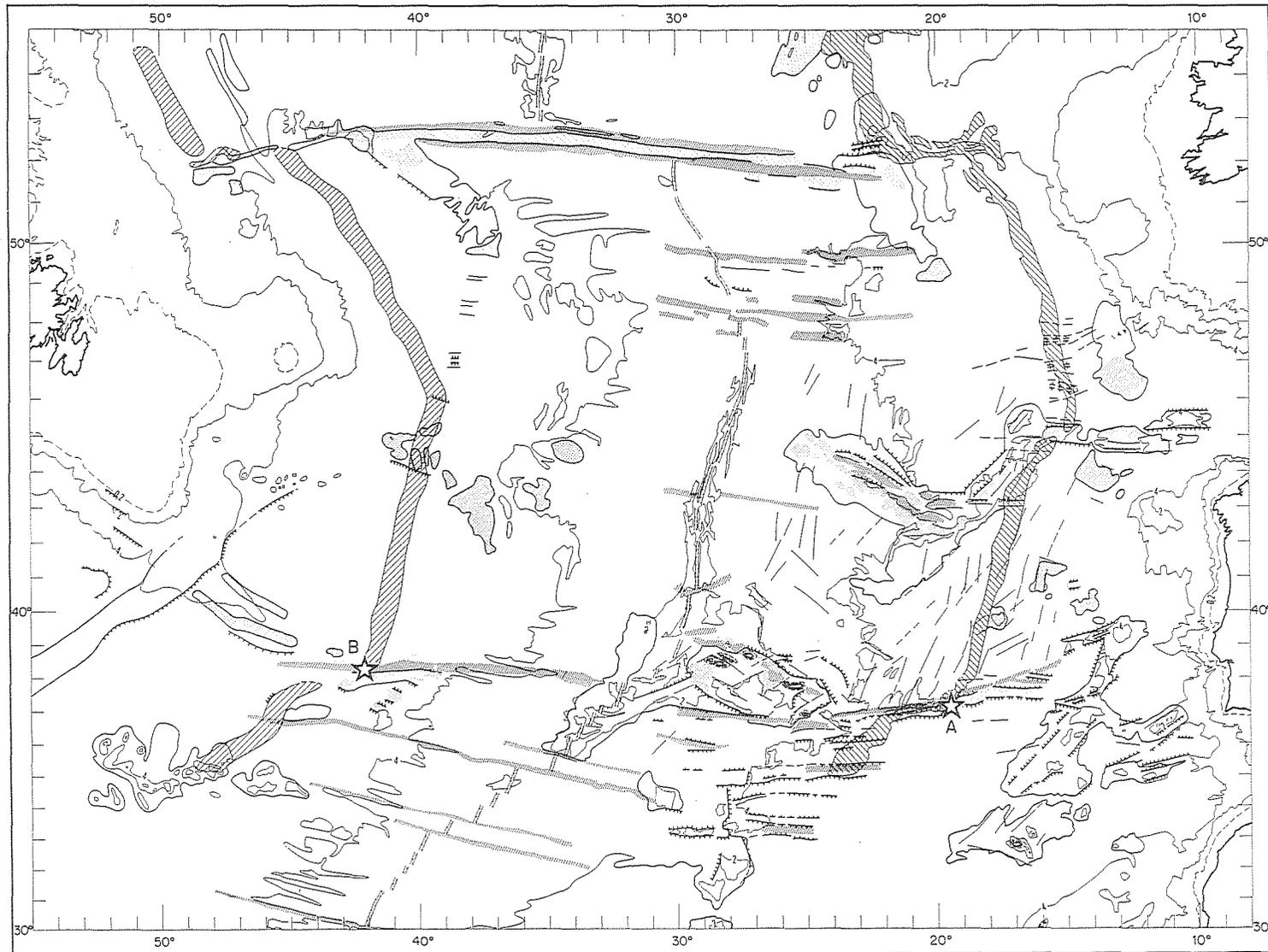


Figure 10

Position de l'anomalie 33 (environ 76 Ma, Campanien) en hachures obliques, dans l'Atlantique Nord, d'après une compilation des données disponibles. Le rift et les principaux accidents topographiques sont indiqués et en particulier les zones de fracture Pico, Gloria et Charlie-Gibbs. La dorsale est cernée par l'isobathe des 4000 m.

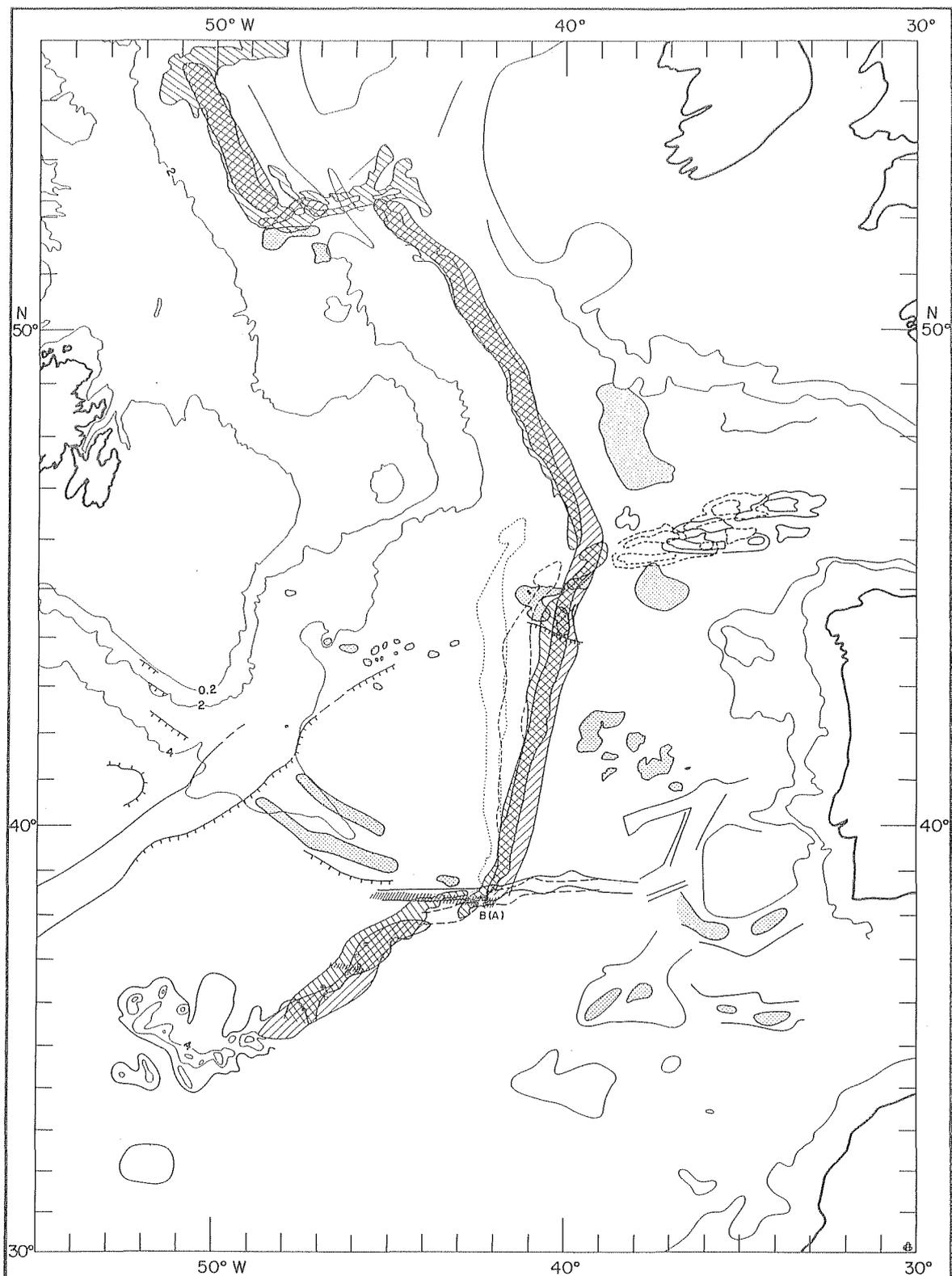


Figure 11

Reconstitution à l'anomalie 33. Trois plaques ont été situées par rapport à l'Amérique, fixe dans cette représentation: l'Europe (avec Rockall), l'Ibérie et l'Afrique. Les monts Charcot ont été représentés en tireté rattachés à l'Europe et en traits pleins rattaché à l'Ibérie. La structure en relief qui jalonne la fracture Gloria a été représentée en tireté rattachée à l'Ibérie et en traits pleins rattaché à l'Afrique. Noter que le contrôle pour le système Afrique-Amérique s'étend largement au sud de ce qui apparaît ici. La représentation en tireté de l'anomalie 33 ibérique donne sa position lorsqu'on laisse l'Ibérie dans sa position relative actuelle par rapport à l'Europe. La représentation en pointillés est une étape de la reconstruction. Les segments fossiles homologues de Charlie-Gibbs d'une part, Pico et Gloria d'autre part, ont servi à "caler" l'Europe, l'Ibérie et l'Afrique en "latitude". D'après Bonnin et al. (1978), manuscrit inédit.

C - LES DONNEES UTILISEES

Les sources des données magnétométriques, bathymétriques et structurales utilisées dans ce travail sont, pour l'essentiel, indiquées sur les planches A et B. Les cartes d'Uchupi (1971) puis d'Uchupi et Hays (1980) ont servi de fond à la compilation de ces diverses données. Du point de vue bathymétrique, elles ont été complétées d'abord par Laughton et al. (1975) pour le nord-est de l'Atlantique puis, au fur et à mesure de leur parution, par de nombreuses données plus détaillées.

Pour les données magnétométriques, deux notions distinctes sont à considérer: celle de détermination de l'âge relatif (identification) d'une anomalie et celle de son positionnement géographique. La question de l'âge absolu sera discutée dans le ch.II.3.

L'identification des anomalies 1 à 33 a été empruntée essentiellement à Pitman et Talwani (1972), revus et complétés par Cande et Kristoffersen (1977) et Kristoffersen et Talwani (1977) (cf. ch. IV, 4.). Les déterminations des autres auteurs dont les données ont été utilisées (Vogt et Avery, 1974; Williams, 1972; Laughton et Whitmarsh, 1974 etc...) s'accordent en général avec celles-ci. Certains auteurs, comme Srivastava (1978), ont gardé pour les anomalies 31 à 34 les interprétations initiales de Pitman et Talwani mais la rectification des âges ne pose pas de problème. Dans le détail, certaines corrélations ont pu être modifiées par rapport aux propositions des auteurs lorsque la reconstitution d'ensemble en indiquait l'évidence. L'identification des anomalies M a été empruntée à Larson et Hilde (1975) et Sichler et al. (1980) pour l'ouest et à Jonquet (1979) pour l'est.

La précision du positionnement géographique des données magnétométriques à l'origine de notre travail est très inégale. Tandis que certaines données ont pu être tracées le long des routes directement à l'échelle de travail choisie, d'autres ont été obtenues par l'agrandissement de documents publiés (par exemple, Vogt et al., 1971, pour la séquence des anomalies M au sud des Bermudes). La publication postérieure de cartes plus détaillées (telle celle de Schouten et Klitgord, 1977) est en général venue confirmer dans les grandes lignes les isochrones reconstituées. La figure 12, tirée de Olivet (1978), suggère que l'imprécision dans la localisation des anomalies aboutit simplement à une grande dispersion autour des isochrones reconstituées. Celles-ci sont lissées et l'amélioration de la précision ne peut guère modifier leur position moyenne. La comparaison de certains de nos résultats (la reconstitution de l'anomalie J par exemple) avec des résultats obtenus parallèlement sur la base de données à la fois plus précises et plus nombreuses (Schouten, in: Rabinowitz et al., 1979, par exemple) confirment cette appréciation. Par contre ce défaut de précision interdit l'approche détaillée de la question des déformations intraplaques.

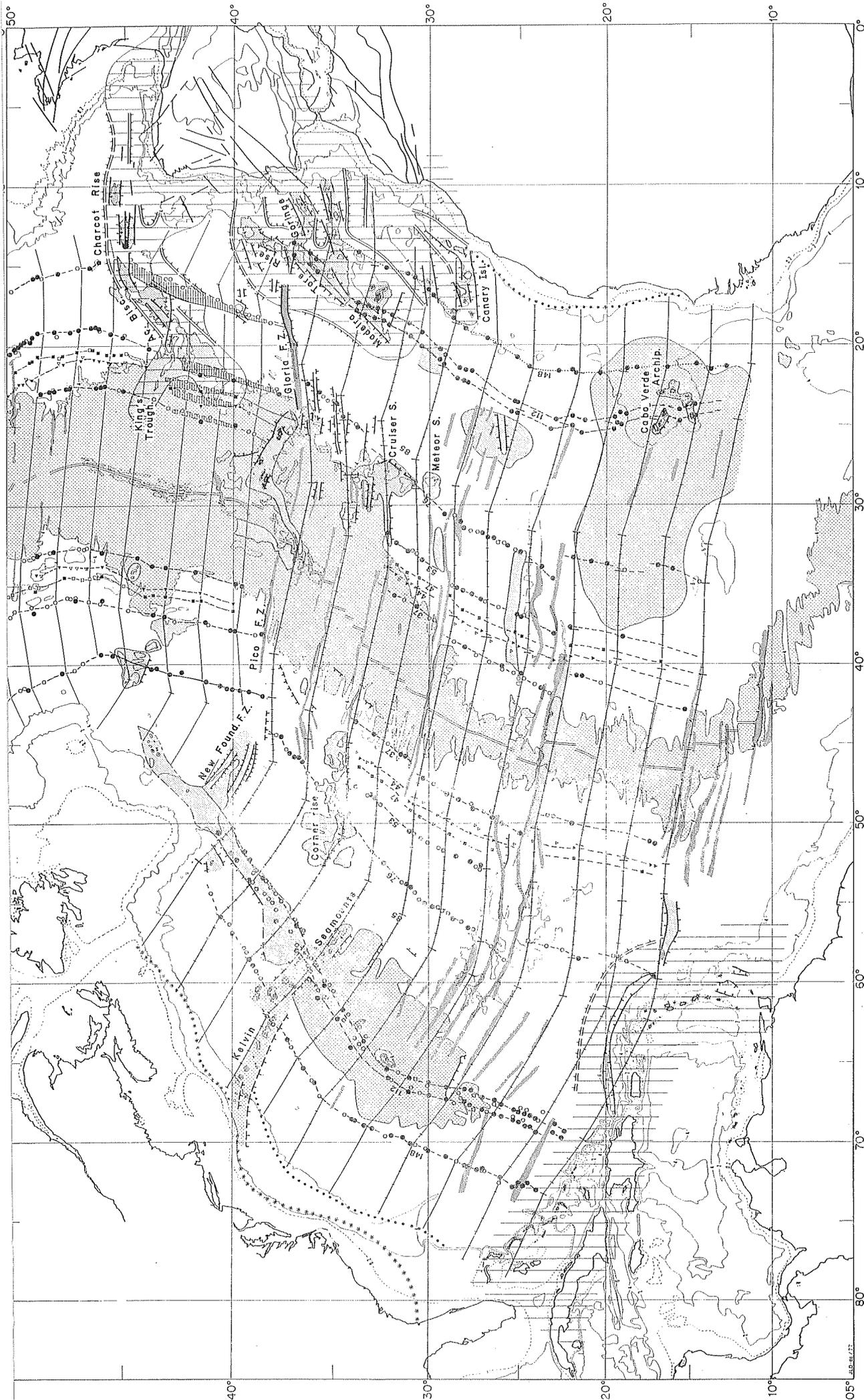


Figure 12

Synthèse des trajectoires calculées, des anomalies identifiées (ronds noirs) et des superpositions après rotation (ronds blancs) d'Olivet (1978). Les âges sont exprimés en millions d'années (voir le texte, ch. II, 3, pour une discussion). En regard de l'Ibérie, les hachures indiquent les hiatus qui demeurent après rotation lorsque l'Ibérie est laissée dans sa position actuelle par rapport à l'Europe. Les paramètres des rotations sont donnés dans le tableau II.

CHAPITRE II

SYNTHESE CINEMATIQUE DE L'ATLANTIQUE

Commentaire de la planche J

1 - LES ANOMALIES DE PROFONDEUR DU SOCLE OCEANIQUE.

Langseth et al. (1966) et Mc Kenzie et Sclater (1969) ont montré que la profondeur du fond des océans devait être gouvernée par le refroidissement des plaques, au fur et à mesure qu'elles s'éloignent de la zone d'accrétion des dorsales océaniques. Selon la loi empirique établie par Parsons et Sclater (1977), la croûte formée à une profondeur moyenne de 2500m se situe à 4000m après 20 Ma, 5000m après 50 Ma, etc, et cette loi rend bien compte en moyenne de la forme du fond des océans.

Par rapport aux valeurs ainsi estimées, on observe dans tous les océans un grand nombre d'anomalies: certaines correspondent simplement à une mise en place du fond océanique à une profondeur anormalement faible, suivie d'une évolution verticale normale, mais beaucoup d'autres témoignent d'une histoire bien plus complexe. La théorie des "points chauds" (Wilson, 1963; Morgan, 1971) est considérée par beaucoup d'auteurs jusqu'à présent comme propre à rendre compte de la majorité de ces anomalies actives ou fossiles, l'hypothèse des "thermal and membrane stresses" de Turcotte et Oxburgh (1973) constituant la seule alternative de valeur générale proposée jusqu'ici. D'autres auteurs ont proposé des explications pour certaines catégories de structures seulement: ainsi les "marginal fractures zones" de Le Pichon et Hayes (1971), les "non spreading crustal blocks" de Bonatti et Honnorez, 1971).

La simple revue des principales anomalies, brièvement situées dans leur contexte cinématique, contribue à éclairer la situation. Sur les planches, elles sont soulignées, de façon très qualitative, par un figuré qui épouse des courbes de niveau choisies de manière à en faire ressortir la forme.

A - ANOMALIES A L'AXE.

Dans la partie de l'Atlantique considérée ici il existe, à l'axe même des dorsales, deux zones anormales majeures centrées respectivement sur l'Islande et les Açores. Vogt (1974) a mis en évidence, sur la dorsale de Reykjanes, l'existence de structures diachrones, en V, surimposées aux structures normales qui, elles, sont parallèles à l'axe d'accrétion. Le même phénomène semble se produire aux Açores d'après la carte de Laughton et Whitmarsh (1974). Les reconstitutions (planche IV) montrent que les rides de Thulé et d'Açores-Biscaye ont constitué à

l'Eocène des systèmes analogues. Le système formé par "King's Trough-Palmer Ridge" et les rides associées évoquent d'ailleurs de très près l'actuelle triple jonction des Açores et nous verrons que les reconstitutions cinématiques confirment cette analogie. On peut noter que la propagation, le long de l'axe d'accrétion, de l'anomalie thermique qui doit correspondre à la genèse de ces structures en V, semble interrompue par les accidents transverses majeurs que sont les fractures Charlie-Gibbs (pour les rides de Thulé) et Kurchatov (pour les Açores).

B - STRUCTURES SYMETRIQUES FOSSILES.

D'autres structures doubles présentent un degré de symétrie moindre par rapport à la dorsale. C'est le cas du système que forme "Corner Rise" avec les gros massifs Irving-Cruiser-Hyères et Meteor (planche IV) mais nous verrons dans le (ch. II. 2.) que cette dernière zone a dû être tectoniquement rajeunie au Néogène, une partie de la symétrie ayant ainsi pu être détruite. La symétrie reste par contre évidente, malgré une tectonique postérieure très importante, entre la ride Joséphine-Madère et la ride Sud-Terre-Neuve, tandis que l'équivalent de la ride Tore-Joséphine se trouverait en principe accolé à la marge ouest du Grand-Banc de Terre-Neuve. Les forages DSDP 383 et 384, effectués sur la ride Sud-Terre-Neuve (Tucholke, Vogt et al., 1979), ont montré qu'au Crétacé moyen, dans cette partie de l'Atlantique, la dorsale avait fonctionné à une très faible profondeur. Mais ces paléo-reliefs, enfouis sous les sédiments de la plaine de Sohm à l'ouest, soulevés et déformés à l'est, sont à l'heure actuelle trop mal reconnus pour que l'on puisse se prononcer sur l'existence d'une structure en V.

Les Bermudes et l'archipel du Cap Vert se trouvent, au sud, dans le prolongement de cette dorsale anormale: comme ils doivent leur forme actuelle à des mouvements tectoniques et à un volcanisme beaucoup plus récent (cf. ch. II. 2.), il est difficile de dire si celle-ci se prolongeait jusque là. Pour les Bermudes, Aumento et Sullivan (1974) ont montré que le volcan avait déjà dû fonctionner et même émerger au voisinage de l'axe de la dorsale et il existe effectivement, à l'est, dans une position approximativement symétrique, sur une croûte datant d'environ 100 Ma, une zone anormale (forage DSDP 137 et 138, Hayes, Pimm et al., 1972). Il ne semble pas en revanche y avoir de structure fossile correspondant à l'ouest aux volcans du Cap Vert. Pourtant les observations de De Paeppe et al. (1974) et de Stillman et al. (1982) sur le volcanisme alcalin de l'île de Maio suggèrent, là aussi, l'existence de Monts sous-marins dès le Crétacé moyen.

C - LES RIDES DE DAVIS ET ISLANDE-FEROE.

Ces deux reliefs transverses sont souvent rattachés à ce que l'on nomme "rides asismiques" et que la majorité des auteurs rapporte à une trace de "point chaud" (Keen et Clark, 1974; Vogt, 1974; Molnar et Francheteau, 1975, etc). Dans la mesure où cette hypothèse implique une position indépendante des structures préexistantes de la lithosphère, elle est infirmée par le fait que la discontinuité des Féroë ne fait que reprendre la discontinuité ancienne de la mer du Nord, entre le bouclier scandinave et le sud de l'Europe. En effet, il est possible, comme nous le verrons, de reconstituer de façon précise et cohérente l'évolution des bassins océaniques au sud de ces discontinuités, entre l'Europe, l'Amérique du Nord et le Groenland, et il est possible d'en faire de même au nord (Talwani et Eldholm, 1977; Unternehr, 1982), mais non simultanément. Cela signifie que l'on est en présence d'une frontière de plaque de second ordre entre le nord et le sud de l'Europe, à moins que celle-ci ne soit à placer sur le Groenland, découplant temporairement le nord du sud de ce petit continent. Il faut alors voir dans ces rides les témoins de ces discontinuités plus ou moins durables. Quant à l'Islande elle-même, Unternehr (1982) a montré que sa naissance correspondait au fonctionnement du point triple lié à la rotation du micro-continent de Jan Mayen, entre 38 et 10 Ma.

D - LES ZONES DE FRACTURES MARGINALES.

On observe un autre type de rides, de moindres dimensions, et toujours accolées à une marge continentale. Le Pichon et Hayes (1971) et Le Pichon et Fox (1971), qui les ont nommées "marginal fractures zones", en voient l'origine dans de grands décrochements de la dorsale, impliquant la croûte continentale pendant le

stade initial de l'ouverture du bassin. En fait, ces zones transformantes correspondent toujours à des discontinuités intraplaques sinon à de véritables frontières de plaque.

Un premier exemple est donné par le système que constituent les rides Eirik, de Cartwright et de Rockall: ces rides se sont formées à la frontière du Groënland et de Rockall pendant une période où ces deux plaques n'en formaient encore qu'une, mais probablement déjà disjointe (planche IV). La ride Eirik a été reconnue par sismique réflexion (Le Pichon et al., 1971); la ride du Labrador est déduite d'une structure gravimétrique (in Srivastava, 1978, fig. 13) et la ride de Rockall de la topographie et du magnétisme (Vogt et Avery, 1974, fig. 2 B).

La ride de Terre-Neuve. Elle se situe au niveau de la frontière entre les plaques ibérique et africaine (pl. III). Elle s'apparente beaucoup à la ride Eirik et sert comme elle de support à une ride sédimentaire. La structure telle qu'elle est figurée provient de Auzende et al., (1970) et d'une étude non publiée. L'homologue de cette zone de fracture doit se trouver à l'ouest de la ride Tore-Madère, à l'extrémité orientale de la fracture Gloria, c'est-à-dire qu'il ne s'agit pas à proprement parler d'une fracture marginale.

Gorringe et Ampère. Ce sont de bons exemples de la notion de fracture marginale: la ride d'Ampère, dont l'existence dès le Jurassique est prouvée (fig. 13 et 14 et ch. III.4), devait se trouver au sud du Grand-Banc de Terre-Neuve, à la frontière entre Afrique et Amérique. Le Banc de Gorringe et le Banc de l'Hirondelle, qui lui fait suite à l'ouest, ferment au sud la plaine du Tage. Celle-ci est un bassin anté-Crétacé moyen, sans doute né d'un mouvement précoce de l'Ibérie par rapport à l'Amérique. Mais ces structures, qui se trouvent actuellement encore à la frontière entre Afrique et Europe, n'ont cessé d'enregistrer des phases tectoniques depuis leur formation (Feraud et al., 1977; 1980) et leur structure originale est complètement oblitérée.

Canaries et Monts Kelvin. Il en va de même pour les Canaries dont la disposition, dans le prolongement d'une frontière de plaques mineure (entre méséta marocaine et Afrique), suggère une histoire ancienne masquée par la tectonique et le volcanisme tertiaire. L'alignement des Monts Kelvin, qui leur fait face, confirme cette probable origine ancienne. En effet, la reconstitution au temps de l'anomalie M 22, à 140 Ma (cf. ch. IV.12), met en correspondance et dans le prolongement l'un de l'autre les Canaries et le segment occidental des Monts Kelvin. Cette coïncidence indique, à notre avis, une histoire initiale commune. Ceci étant, les volcans qui marquent cet alignement du côté américain résultent, comme les Canaries, d'un épisode de réactivation postérieur. Celui-ci est survenu entre 100 et 120 Ma (Houghton, in Vogt et Tucholke, 1979), en même temps que dans les "White Mountains", sur le continent adjacent. Le segment oriental des Monts Kelvin correspond également, à l'évidence, à la réactivation d'une ancienne faille transformante: son orientation parallèle à celle d'autres failles transformantes bien reconnues l'atteste. Les datations des échantillons volcaniques prélevés (in Vogt et Tucholke, 1979) indiquent là des âges compris entre 80 et 95 Ma mais un épisode mineur d'âge Miocène (21 Ma) a aussi été mis en évidence.

La fracture de Guinée et la plate-forme des Bahamas. Il s'agit là des fractures marginales qui marquent la frontière méridionale du système Afrique-Amérique du Nord. La fracture de Guinée a été interprétée uniquement à partir des données topographiques (Uchupi, 1971) qui suggèrent l'alignement de volcans que nous avons indiqué. Quant à la ride des Bahamas, son substratum présumé volcanique est complètement masqué par les constructions récifales ou les bancs de calcaires du Jurassique et du Crétacé (Meyerhoff et Hatten, 1974; Sheridan et al., 1981). La nature océanique de la partie sud-orientale, à partir de 74° ouest environ, paraît très probable: elle se trouve dans une situation symétrique à celle des reliefs de la fracture de Guinée; son escarpement nord-est, assez rectiligne, est souligné par une puissante anomalie magnétique négative (l'anomalie "Bahamas" de Emery et Uchupi, 1972); son orientation correspond parfaitement à celle des autres zones de fractures reconnues au nord. Le domaine nord-occidental, c'est-à-dire le Grand Banc des Bahamas, compris entre Cuba, le sud de la Floride et le "Blake Plateau", est de nature probablement plus complexe et d'ailleurs plus controversée (cf. par exemple Mullins et Lynts, 1977). Nous l'interprétons, en première approximation, comme fondé sur une large zone de fracture marginale issue au Jurassique de mouvements différentiels de second ordre, entre le bloc Afrique-Amérique du Sud, l'Amérique du Nord et des éléments du domaine Caraïbe. Cette interprétation, qui peut englober même le sud de la Floride, n'exclut pas la présence locale d'éléments continentaux entraînés dans les mouvements généraux. Dietz et Holden (1973) se faisaient déjà la même idée de cette ride mais en attribuaient l'origine à un point chaud.

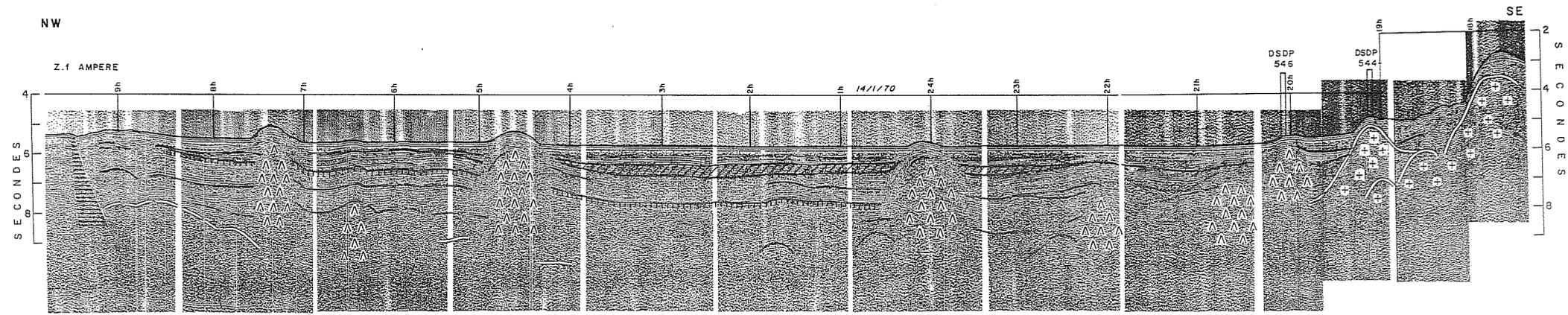


Figure 13

Profil de sismique réflexion à travers la plaine abyssale de Seine; sa position est indiquée sur la figure 14. Le socle de la marge marocaine, au sud-est, est indiqué par des croix. Au nord-ouest, le trait double correspond au socle océanique de l'extrémité orientale de la ride d'Ampère. Le sigle ^ indique les domes de sel liasique. Le trait cranté souligne une discordance d'âge Crétacé supérieur (?). Les hachures indiquent la position de la nappe sédimentaire au-dessus d'une seconde discordance d'âge Miocène (cf. Bonnin et al., 1975).

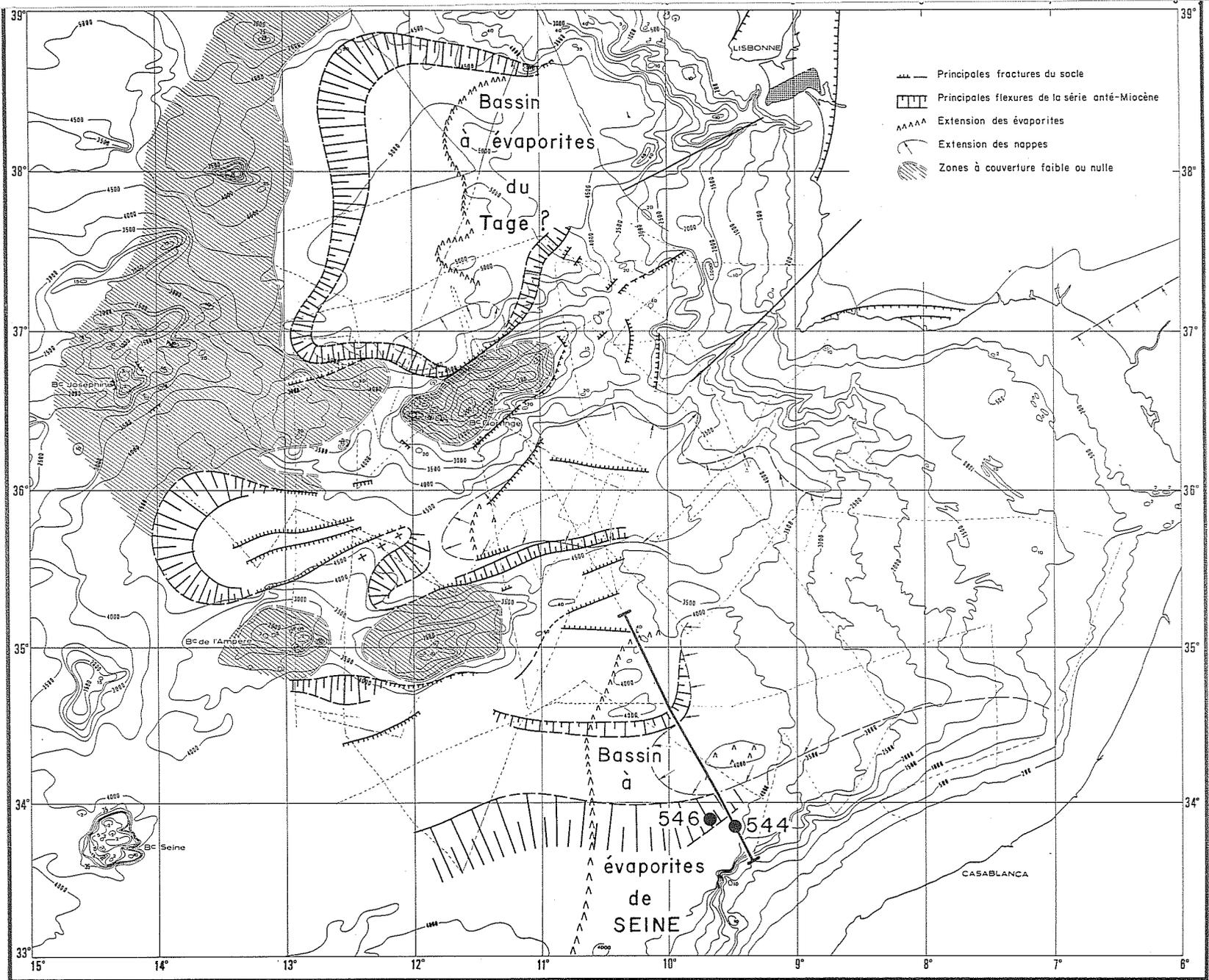


Figure 14

Schéma structural de la région située à l'ouest de Gibraltar (d'après Bonnin et al. (1975), Bonnin (1978), Le Lann (1979) et des travaux non publiés. La situation du profil de la figure 13 est indiquée. La limite du bassin à évaporites dans le sud de la plaine de Seine est donnée d'après Hinz et al. (1982). Elle est modifiée vers le nord d'après nos données.

E - LES GRANDES FAILLES TRANSFORMANTES.

Une autre catégorie de reliefs anormaux est associée aux grandes failles transformantes intra-océaniques: il s'agit des rides transverses surtout décrites à propos des zones de fracture équatoriales et de la fracture Vema (Van Andel et al., 1969; Bonatti et Honnorez, 1971; Bonatti et al., 1983). Nous en décrivons deux qui jouent un rôle particulièrement important dans l'histoire de l'Atlantique.

La zone de fracture Charlie-Gibbs. Nous avons interprété comme une ride transverse le relief qui sépare les deux fossés de cette zone de fracture (Olivet et al., 1974). Plusieurs auteurs l'interprètent pourtant comme un segment de dorsale normale séparant deux failles transformantes distinctes (Fleming et al., 1970; Vogt et Avery, 1974), et Searle (1981) a montré l'existence probable d'un centre d'accrétion vers 31°45' W. Ce fonctionnement, s'il est prouvé et représenté bien un mécanisme continu dans l'histoire de la ride, ne s'en surimpose pas moins à une structure dont la morphologie est indiscutablement anormale.

La fracture Gloria. Elle s'apparente également étroitement aux grandes zones de fracture transformantes par l'existence d'un fossé étroit bordé d'une ride (Laughton et al., 1972). Celle-ci a été tracée à partir de la carte de Laughton et al. (1975). Laughton et Whitmarsh (1974) ont d'autre part montré que cette fracture décalait de façon très abrupte les structures et les anomalies magnétiques: elle contraint donc de façon précise les mouvements relatifs entre Ibérie et Afrique. La fracture Pico en est la nécessaire contrepartie à l'ouest. Elle est malheureusement nettement moins bien reconnue. Nous l'avons tracée à partir des données de la campagne Noratlante (Anonyme, 1970) et de Watson et Johnson (1970). Dans la partie méridionale de l'Atlantique Central, les rides Barracuda (Birch, 1970) et Researcher (Colette et al., 1974) correspondent vraisemblablement à la réactivation de reliefs de failles transformantes lors de phases de mouvements relatifs entre les plaques Amérique du Nord, Amérique du Sud et / ou Caraïbes. Elles évoquent de ce point de vue le banc de Gorringer (Auzende et al., 1978).

F - STRUCTURES D'ORIGINES DIVERSES.

Une autre catégorie de structures anormales est fournie par les axes d'accrétion abandonnés. Un exemple remarquable, encore que sa structure n'ait pas fait l'objet d'une étude détaillée, est donné par le segment de dorsale centré sur l'anomalie 25, au nord de la fracture Charlie-Gibbs, sur la plaque américaine (Laughton, 1971). Un certain nombre de structures, d'une manière ou d'une autre, peuvent se rapporter aux catégories déjà mentionnées.

Les structures liées au mouvement de l'Ibérie. Il s'agit tout d'abord des Monts Charcot et Biscaye, reliefs étroits, allongés, séparés par une vallée et qui évoquent quelque peu "King's Trough-Palmer Ridge", à l'extrémité occidentale de la frontière nord-ibérique. Il s'agit probablement d'une structure composite, ancien axe d'accrétion repris dans une tectonique ultérieure en décrochement, à composante tantôt compressive, tantôt distensive. De part et d'autre existent deux massifs, les monts Armorique et de la Corogne, rattachés comme des fractures marginales aux marges continentales, mais qui ne se correspondent pas et dont la signification n'est pas claire.

Du côté américain, on trouve les monts de Terre-Neuve, alignement peu net de volcans qui semblent contemporains du socle océanique adjacent (Keen et al., 1977; Sullivan, 1983) et évoquent les monts Kelvin. Peut-être témoignent-ils d'une légère cassure de la plaque américaine, contemporaine de l'ouverture du golfe de Gascogne. On peut les rapprocher de l'alignement volcanique de Sao-Taomé, dans le golfe de Guinée (Cornen et Maury, 1980).

Une structure échappe à la classification faite jusqu'ici, c'est celle qui a été reportée au large de l'archipel du Cap-Vert (à partir d'une étude non publiée). Dans cette région, sur une largeur d'environ 500 km, le substratum océanique présente une surface anormalement peu accidentée, surélevée de 500 m environ par rapport au substratum voisin et qui contraste avec le socle océanique ordinaire. Cette surface est parfaitement visible sur les nombreux profils sismiques qui la traversent. Elle est limitée au nord-est par la zone de fracture Kane. La limite occidentale est assez indistincte tandis qu'à l'est elle se raccorde à la zone du Cap-Vert proprement dite (fig. 15). Dans un premier temps, nous avons imaginé que l'ensemble de la zone pouvait être le résultat de la production d'une croûte océanique anormale et c'est à ce titre que nous l'avons représentée. Nous pensions alors qu'un rapprochement pouvait peut être être fait avec le phénomène observé dans une partie du domaine caraïbe (Burke et al., 1978) où des sills et épanchements basaltiques du Crétacé supérieur ont créé un pseudo-socle océanique. Un examen plus

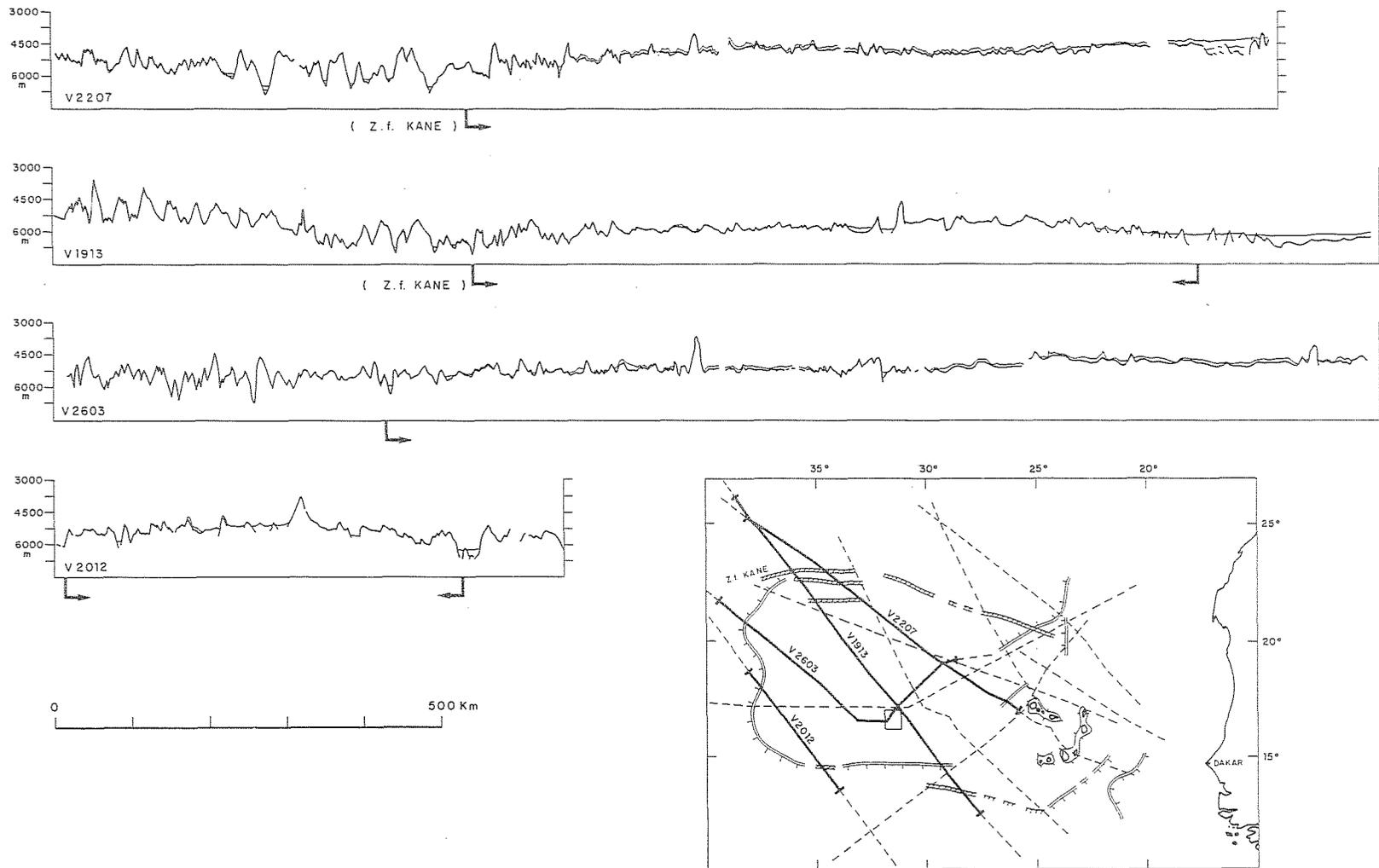


Figure 15

La zone anormale du Cap-Vert: les profils sont interprétés à partir des données publiées par Ewing et al. (1974). Les flèches et, sur le plan, le trait double, délimitent approximativement la zone surrélevée à relief atténué.

attentif montre que le rapprochement s'impose plutôt avec le bombement des Bermudes que nous décrivons dans le ch. II. 2. au titre de "zone déformée". Si l'ensemble du bombement du Cap Vert présente une topographie relativement peu accidentée, les zones vraiment susceptibles de correspondre à des épanchements sont discontinues et même alors, semble-t-il, le système de failles orthogonal caractéristique de la croûte océanique transparait (résultat d'une étude morphologique de détail non publiée, Le Suavé, communication personnelle). On peut donc penser que la morphologie de l'ensemble de cette zone résulte de l'épisode de déformation déjà mis en évidence dans l'archipel du Cap Vert (Lancelot et Seibold, 1977, et ci-dessous ch. II.2.).

Ainsi qu'on le voit, les reliefs "anormaux" du substratum océanique sont très nombreux et relativement diversifiés. Il est cependant difficile de procéder à une classification: toutes ces structures semblent pouvoir se rattacher de façon plus ou moins directe à une frontière structurale importante, point triple, frontière de plaque, faille transformante majeure, dont l'histoire est rarement monophasée. Tous les intermédiaires semblent exister, de la ride typique des grandes zones de fracture au bombement du type "Cap Vert" en passant par les alignements de volcans et les "rides asismiques" et la plupart des structures participent en général de plusieurs types.

2 - LES ZONES DEFORMEES.

Nous avons figuré de manière préliminaire et probablement encore incomplète, six grandes zones où il est manifeste que la croûte océanique a été déformée longtemps après sa création. Ces déformations consistent en bombements à grand rayon de courbure, toujours (?) accompagnés de volcanisme. Elles peuvent, ou non, se mouler sur des discontinuités préexistantes. Trois d'entre-elles sont associées à des frontières de plaques, les trois autres sont intra-plaques.

A - DEFORMATIONS INTRA-PLAQUES.

Le bombement des Bermudes. C'est un vaste bombement de près de mille kilomètres de largeur, approximativement centré sur le massif volcanique des Bermudes. L'étude récente de Tucholke et al. (1982) fait ressortir un axe d'allongement parallèle à l'anomalie J et passant un peu à l'est de celle-ci. L'amplitude du soulèvement peut être appréciée si l'on prend pour référence la croûte du même âge et non déformée située sur la plaque africaine entre 20° et 30° N: elle est de l'ordre du millier de mètres au maximum. Le changement de sédimentation intervenu lors du soulèvement permet de le dater de l'Eocène moyen à supérieur (Tucholke et Vogt, 1979) mais un forage du socle volcanique des Bermudes a montré que le volcan avait été réactivé à 33 Ma (Oligocène inférieur). Comme le volcan existait déjà au Crétacé moyen (Aumento et Sullivan, 1974), il est possible que la déformation ait repris, partiellement, une structure anormale du Crétacé moyen. D'autre part, des phases d'activité volcanique ont été mises en évidence à la frontière septentrionale du bombement, dans le segment oriental des Monts Kelvin, vers 80-90 Ma et vers 20 Ma (Vogt et Tucholke, 1979). Ces phases correspondent peut-être aussi à des épisodes d'activité secondaires dans le domaine des Bermudes.

La zone Cap Vert-Canaries. Le volcanisme tertiaire à actuel des Canaries et du Cap Vert est bien connu (voir par exemple Grunau et al., 1975; Dillon et Sougy, 1974). Lancelot et Seibold (1977) ont d'autre part montré, à partir des résultats du forage DSDP 368, qu'un changement dans le régime de sédimentation, intervenu au Miocène, démontrait que la région s'était soulevée à cette époque. Sur les profils de sismique réflexion, on décèle facilement une discordance qui ne peut avoir, à notre avis, qu'une origine tectonique. La zone soulevée a été cartographiée à partir de l'interprétation des profils publiés par Uchupi et Emery (1974) et de profils inédits (travail non publié). Elle est visible également sur différents profils publiés par Ewing et al. (1974). L'axe en est indiqué par des croix. On remarquera qu'il est jalonné par deux massifs volcaniques au moins (Tropical et Echo) et que, joignant les Canaries aux îles du Cap Vert, il est oblique par rapport aux isochrones. Il épouse cependant remarquablement la forme de la marge ouest-africaine, comme si la déformation s'était moulée sur elle. Il faut par ailleurs relever la mention, par Bellion et Guiraud (1980), d'une déformation mineure du bassin sénégalais dès la fin de l'Eocène moyen (vers 43 Ma).

La zone Meteor. La déformation indiquée autour des gros massifs Meteor, Hyères et Irving-Cruiser est plus hypothétique: elle correspond à une interprétation possible des profils de sismique réflexion (Uchupi et Emery, 1974) mais les forages qui permettraient de conclure font défaut. A l'appui de l'hypothèse d'un soulèvement, il y a toutefois le fait d'un volcanisme miocène (Wendt et al., 1976). Compte tenu de la position quasi-symétrique de "Corner Rise" à l'ouest, il est évident que la déformation a repris, ici aussi, une anomalie antérieure du socle océanique.

B - DEFORMATIONS LIÉES A DES FRONTIÈRES DE PLAQUES.

La zone Tore-Madère. La déformation de cette zone est évidemment liée au fonctionnement de la frontière entre Afrique et Europe. Elle correspond au domaine, à l'est de la faille transformante Gloria où, actuellement encore, la sismicité est diffuse. Hormis le domaine central (plaine du Fer à Cheval, rides de Gorringe et d'Ampère) où la déformation a pu être quasi-continue, le reste du domaine cartographié a été déformé pour l'essentiel en une seule phase brève, probablement au Miocène (Olivet et al., 1975, Bonnin et al., 1975). Au sud de la ride d'Ampère toutefois, une discordance tectonique antérieure (fin-Crétacé ?) est bien visible (fig.13). La mise en place d'une vaste nappe sédimentaire qui scelle la discordance majeure miocène sous les plaines abyssales de Seine et du Fer à Cheval témoigne de la déformation tectonique des marges continentales à l'ouest du domaine méditerranéen (Bonnin et al., 1975; Auzende et al., 1981; Malod, 1982). Une nappe plus petite au nord du Banc de Gorringe (Ryan, Hsü et al., 1973) provient d'un rejeu de celui-ci au même moment. Les profils de sismique réflexion montrent de façon très claire les limites et l'importance du soulèvement qu'a dû accompagner un volcanisme alcalin important (Cornen, 1982; CYAGOR 1983). La comparaison des profondeurs avec la ride Sud-Terre-Neuve, fossile, permet d'estimer l'amplitude de la surrection à l'axe à environ 3000 m.

La zone Biscaye-Açores correspond à la frontière fossile entre Ibérie et Europe. C'est le prolongement océanique du système pyrénéen qui comprend d'ouest en est: "King's Trough-Palmer Ridge", la dorsale Biscaye-Açores, le système Monts Charcots-Biscaye et le fossé nord-ibérique avec la ride associée. La zone déformée que nous avons indiquée est bien établie dans le golfe même: phase majeure Eocène, phase mineure Oligo-Miocène; elle s'y manifeste par un rejeu de tous les blocs du socle océanique, la surrection du banc de Trevelyan et surtout celle de la ride Sud-Gascogne, au nord du fossé marginal espagnol et en relation avec son fonctionnement (Sibuet et Le Pichon, 1971). Un épisode volcanique Eocène a été mis en évidence par les forages DSDP 118-119 (Laughon, et Berggren, 1972). Une phase tectonique dont l'amplitude est discutée a également été mise en évidence au voisinage du Banc de Galice (Groupe GALICE, 1979). L'extension que nous avons donnée à la zone soulevée à l'ouest du golfe et sur la ride Biscaye-Açores est encore hypothétique. Son interprétation repose sur le fait que la reconstitution du mouvement Ibérie-Europe (voir ci-dessous, fig.23, ch. IV.5) à l'Eocène doit entraîner une part de compression sur ces deux régions et nous imaginons que celle-ci a pu se manifester de la même manière que sur la ride Tore-Madère, en surrélevant des structures pré-existantes. Les modalités cinématiques de la phase Oligocène, dont témoigne en particulier l'extension de "King's Trough" jusque vers l'anomalie 6 (20 Ma, base du Miocène), ne sont pas encore établies mais il est probable qu'elles correspondent aussi à une compression dans la zone indiquée. Kidd et al., (1982) ont récemment apporté des précisions sur l'activité volcanique et tectonique de "King's Trough" à l'Oligo-Miocène (entre 35 Ma et 20-16 Ma). Addy et Kagami (1979) ont assigné une origine tectonique à des structures sédimentaires observées dans une fosse au nord-est de la ride et Whitmarsh et al. (1982) ont relevé l'existence de probables alignements volcaniques surimposés à la partie sud-ouest de la ride. Ces auteurs estiment toutefois, au terme de leur important travail de description morphologique et géophysique, que les marques d'activité tectonique postérieures à la création de la croûte sont ténues. Ils rejettent la possibilité que la ride ait été le siège d'un décrochement (Le Pichon et Sibuet, 1971) ou d'une compression (Grimaud et al., 1982) en relation avec la cinématique de la plaque Ibérique par rapport à la plaque européenne. Nous estimons quant à nous que les données sont insuffisantes pour rejeter l'idée du rejeu probablement complexe de cette structure en relation avec la compression très oblique qu'impose tout modèle cinématique (Grimaud et al., 1982; commentaire par Olivet et al., 1983 et réponse).

La zone Bahamas-Antilles. Au-delà du domaine antillais où elle est évidente, la déformation a été mentionnée, à titre hypothétique et sans limites définies, par simple analogie avec ce que nous avons décrit ailleurs. Plusieurs indices existent toutefois: Sheridan et al., (1981) ont observé sur un profil de sismique réflexion des rejeux de faille non seulement à l'intérieur du Grand Banc mais aussi

dans la plaine abyssale au nord, dans la zone de fracture du Grand Abaco. D'autre part, une sorte de nappe sédimentaire à été mise en évidence dans le bassin de Blake-Bahamas (forage DSDP 391). A la suite de Benson et al. (1978), on peut l'interpréter comme résultant de la dislocation de masses sédimentaires de la pente adjacente du "Blake Plateau" par une activité tectonique au Miocène.

Comme on a pu s'en rendre compte, les observations réalisés jusqu'ici sur les zones déformées de la croûte océanique sont encore très dispersées et incomplètes. C'est en procédant surtout par analogie, à partir du Golfe de Gascogne et de la région de Gorringe, que nous avons esquissé cette première revue d'ensemble. A notre avis, toutes les déformations intra-plaques survenues au Cénozoïque dans l'Atlantique ont pour origine des contraintes tectoniques. L'exemple de la zone Tore-Madère-Gorringe, ou celui du golfe de Gascogne, montrent que sur plusieurs centaines de kilomètres de part et d'autre d'une frontière de plaque, des phases brèves de déformation d'origine compressive peuvent se marquer. La relation avec le volcanisme alcalin observé aux mêmes époques pose d'ailleurs à ce sujet un problème majeur. De nombreux indices suggèrent la possibilité, dans la plupart des cas, d'un jeu épisodique, sans doute lié aux grandes phases de réorganisation cinématique (ainsi le volcanisme daté à 80-90 Ma sur le segment oriental des Monts Kelvin). La reprise fréquente par la tectonique de zones déjà anormales au moment de leur création (Cap-Vert, ride Tore-Madère ou Biscaye-Açores par exemple) rend difficile dans le détail le déchiffrement des différentes phases et la distinction entre zone amormale, passive depuis sa formation à l'axe de la dorsale, et zone déformée. Des questions importantes, comme celle de l'origine des socles à relief atténué, tel celui qu'on a observé au large du Cap-Vert ou sur la dorsale Biscaye-Açores (Whitmarsh et al., 1982), restent posées.

3 - LES ANOMALIES MAGNETIQUES

A - LES ANOMALIES MAGNETIQUES ISOCHROMES

Un certain nombre d'anomalies magnétiques ayant valeur d'isochrones de socle océanique ont été représentées schématiquement. Leur tracé a été reconstitué en ajoutant aux anomalies identifiées d'un côté les anomalies homologues identifiées de l'autre côté auxquelles on a fait subir une rotation suivant les paramètres du tableau I. Les contours ont été lissés à l'oeil et seuls les décrochements importants ont été conservés. A côté du numéro de l'anomalie figure entre parenthèses l'âge qui lui est attribué suivant Schlich et al. (1978). Certaines de ces attributions demandent un commentaire ou doivent être modifiées à la suite des travaux de Odin et Kennedy (1982) et de résultats de forages DSDP récents.

L'anomalie M 22 a été identifiée du côté africain par Hayes et Rabinowitz (1975) et du côté américain, au sud des Monts Kelvin, par Larson et Hilde (1975). Au nord des monts Kelvin, nous avons modifié (in Sichler et al., 1980) l'identification proposée initialement par Barrett et Ken (1976). Compte-tenu des résultats des forages DSDP 387 (Tuchoke, Vogt et al, 1979) et 105 (Hollister, Ewing et al., 1972), et en s'en rapportant à l'échelle de Odin et Kennedy (1982) l'âge de l'anomalie M 22 peut être estimé 140 Ma (Kimmeridgien).

L'anomalie J a été décrite par Pitman et Talwani (1972). C'est une anomalie magnétique de grande amplitude dont Larson et Hilde (1975) ont montré qu'elle correspondait à l'intervalle M0-M3 de la séquence de Keathley. Le forage DSDP 417 (Donnelly, Francheteau et al., 1979) a daté l'anomalie M0 de la limite barrémienne, soit 112 Ma. La reconstitution que nous avons faite superpose approximativement les anomalies J et représenterait donc un stade Barrémien (112-114 Ma). Au nord de la zone de fracture de Terre-Neuve et du Mont Joséphine, la séquence de Keathley n'est pas représentée. On appelle alors "anomalie J" une forte anomalie qui suit la ride Tore-Joséphine et devient, au nord de Tore, la simple limite d'une zone magnétique calme (Groupe Galice, 1979). Du côté de Terre-Neuve, cette zone magnétique calme n'existe pas et l'anomalie J, qui borde théoriquement la marge, peut être représentée par une des fortes anomalies visibles sur les profils (fig. 16).

L'isochrome indiquée (34) ne correspond pas exactement à l'anomalie 34 mais lui est légèrement antérieure. Le forage DSDP 355 (Supko et Perch-Nielsen, 1977) a daté l'intervalle 33-34 du Campanien inférieur (80-83 Ma environ); l'anomalie 34 daterait donc du Santonien (environ 85 Ma) et l'isochrome (34) du Coniacien, comme

nous l'avons indiqué, mais avec un âge un peu plus ancien (86-88 Ma).

L'anomalie 33: l'âge de 76 Ma que nous indiquons correspond approximativement au milieu du bloc dans l'échelle de Schlich et al. (1979). En accord avec le résultat du forage DSDP 355, il correspondrait au **Campanien supérieur**.

L'isochrome 43 Ma situe le dernier changement de direction majeur survenu dans l'Atlantique Central et correspond à l'âge intermédiaire entre les anomalies 19 et 20 suivant Schlich et al. (1979).

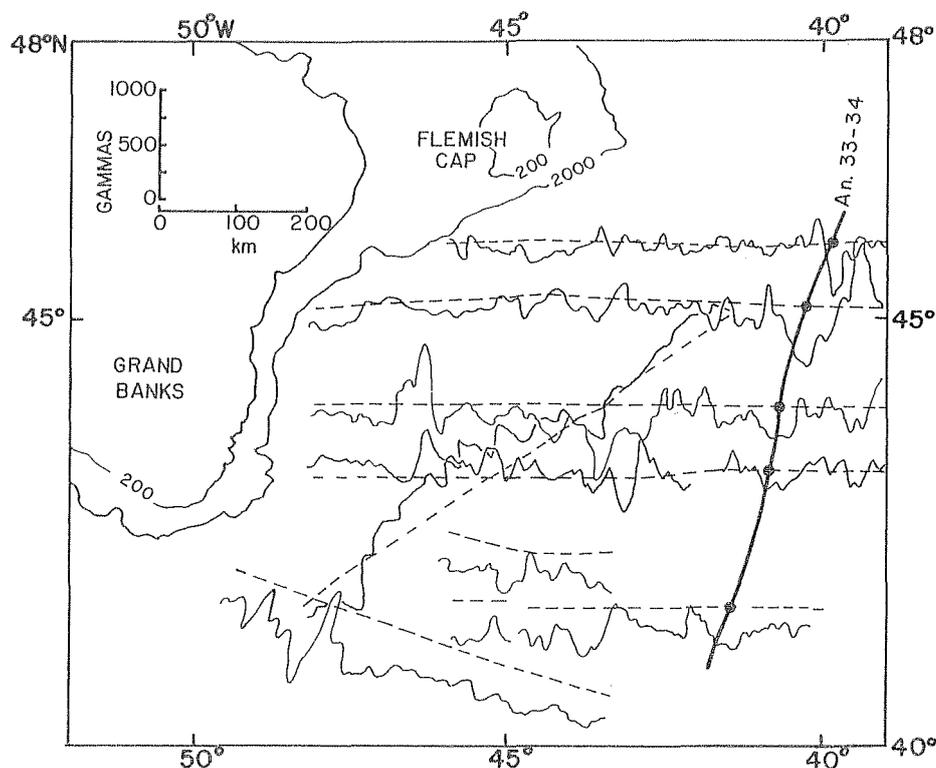


Figure 16

Anomalies magnétiques à l'est de Terre-Neuve, (d'après Keen et al. 1977) complété: il n'existe pas de zone magnétique calme entre l'anomalie 33-34 et la marge, contrairement à ce que l'on observe du côté ibérique, au sud du banc de Galice et dans la plaine du Tage. Aucune identification de l'anomalie J ne nous paraît pouvoir être proposée avec certitude.

B - AUTRES ANOMALIES MAGNETIQUES

L'anomalie "Blake-Spur". Reconnue au pied d'une partie de la marge américaine, elle a été datée par le forage DSDP 534 (Sheridan, Gradstein et al., 1982) de la base du Callovien, soit d'environ 155 Ma suivant Odin et Kennedy. Elle a été tracée d'après la carte détaillée de Schcuten et Tucholke (1977). Mark et Bryan (1983) indiquent qu'elle correspond généralement à un relief du socle océanique qui fait frontière entre une morphologie rugueuse à l'ouest et relativement lisse à l'est. Vogt (1973) et Sheridan (1978) en ont fait la trace laissée par un saut du rift qui aurait entraîné l'abandon à l'ouest, sous la marge américaine, d'une portion plus ancienne de l'océan Atlantique. La "East-Coast Anomaly" (voir ci-dessous) marquerait la limite vers le continent de cet océan initial. On peut aussi estimer que le changement de topographie du substratum, et l'anomalie associée, témoignent simplement d'une accélération du taux d'expansion, particulièrement rapide en moyenne entre cette date et le Kimmeridgien.

L'anomalie E. Identifiée par Rabinowitz (1974) comme séparant la véritable "zone magnétique calme", à l'ouest, d'une zone magnétique à anomalies de faible amplitude, à l'est, elle a été tracée d'après ce dernier et d'après la carte de Schouten et Klitgord (1977). Son âge précis est inconnu. Pour Rabinowitz (1974), elle correspond à la limite du domaine océanique et c'est l'interprétation que nous avons implicitement adoptée (cf. ch. III). S'il en était ainsi, l'âge du premier socle océanique serait de l'ordre de 160 Ma, soit de la fin du Bathonien.

La zone magnétique calme qui fait le tour de l'Ibérie et du Golfe de Gascogne (Pitman et al., 1971; Guennoc et al., 1979) est en général limitée du côté océanique par un fort gradient. Cette limite s'identifie approximativement avec celle de "bassin profonds" marginaux sur la signification desquels nous reviendrons dans le commentaire de la planche II. Il s'agit des bassins Nord et Sud-Gascogne et du bassin ibérique. La zone magnétique calme s'étend par ailleurs vers le sud dans les plaines abyssales du Tage et de Seine. La dissymétrie entre les deux bords de l'Atlantique est très marquée: à l'est du Grand-Banc de Terre-Neuve, les anomalies magnétiques de grande amplitude commencent dès le pied de la pente continentale (cf. Fig. 16). Il en va de même au nord du Golfe de Gascogne et jusqu'à l'Islande (Pitman et al., 1971; Vogt et Avery 1974). Dans la mer du Labrador, on observe une zone à anomalies atténuées à partir des anomalies 26-28 qui sont les plus anciennes identifiables (Srivastava, 1978). Dans l'Atlantique Central, nous avons vu qu'on pouvait distinguer une zone à anomalies atténuées de la vraie zone calme, confinée en fait à la marge continentale (Rabinowitz, 1974). Du côté africain, une telle distinction ne peut être faite; aucune anomalie notable n'apparaît entre la pente continentale et une limite qui mord progressivement et irrégulièrement sur les anomalies M25 (environ 147 Ma) à M22 (environ 140 Ma) (Hayes et Rabinowitz, 1975). Cette zone calme s'élargit cependant notablement au nord des Canaries et l'on retrouve là une relation avec le bassin profond qui caractérise cette partie de l'Atlantique en contraste avec sa marge occidentale.

Par ailleurs, aucune explication définitive n'a encore été apportée à ces zones calmes ou à anomalies atténuées.

La "East-Coast Anomaly". Elle borde de façon quasi continue la marge nord-américaine à l'extérieur (du côté océanique) de la "Hinge zone", c'est-à-dire de la zone d'approfondissement rapide du socle continental (Rabinowitz, 1974; Uchupi et Austin, 1979). Près de trente années après sa découverte (Keller et al., 1954, cité par Roeser, 1976) son origine et sa signification structurale restent sujets à spéculation. S'agit-il d'une intrusion (King et al., 1961; Grow et al., 1979, note ajoutée en cours d'épreuve) ou d'un bloc surélevé et basculé (ou d'un simple épaissement) de la première croûte océanique (Klitgord et Behrendt, 1979; Sheridan et al., 1979; Grow et al., 1979)? Est-elle intra-continentale ou océanique? C'est l'hypothèse d'une intrusion intra-continentale que nous avons adoptée et que nous discuterons dans le commentaire de la planche II (ch. III.2 et IV.14).

L'anomalie ouest africaine. Du côté africain, nous avons emprunté à Hayes et Rabinowitz (1975) et à Liger (1979) le tracé d'une anomalie très proche de la côte et qui semble se suivre depuis le bassin du Sénégal jusqu'au large de la côte marocaine. Un prolongement plus septentrional que celui que nous avons indiqué est figuré dans Roeser (1982). Nous voyons dans cette anomalie une réplique de la "East coast anomaly". Des équivalents à l'anomalie E et à l'anomalie "Blake-Spur" ne ressortent pas de l'étude détaillée de Hayes et Rabinowitz (1975). En tout état de cause, une dissymétrie marquée existe entre la marge africaine, très étroite, et la marge américaine, beaucoup plus large, caractère qui se retrouve jusqu'au temps de l'anomalie J: il rend plus aléatoire l'identification des anomalies du côté africain.

Notons que pour Klitgord et Schouten (1977) l'anomalie ouest africaine au nord de 22° N correspond à la poursuite septentrionale de l'anomalie "Blake-Spur". seule la partie sud (dans le bassin sénégalais) aurait la même signification que la "East-coast anomaly".

Marges continentales de Terre-Neuve et de l'Irlande. Nous avons indiqué pour tout ce domaine la répartition des anomalies magnétiques à l'ouest, d'après Haworth (1977) et Haworth et Lefort (1979); à l'est, d'après Vogt et Avery (1974) et Guennoc et al., (1979). Ces anomalies, on l'observe en particulier sur la reconstitution de la planche II, semblent refléter essentiellement les orientations structurales calédoniennes. Deux puissantes anomalies qui soulignent des discontinuités transverses de la marge de grande importance ont également été notées: l'anomalie de la Manche et la "Collector" ou "Orpheus anomaly".

Failles transformantes: un certain nombre de zones de fractures océaniques ont été indiquées ou suggérées à partir des données magnétiques. La plus importante est l'extrémité orientale de la fracture Charlie-Gibbs. Dans la mer du Labrador, quelques fractures ont été reprises de Srivastava (1978). Au nord l'escarpement des

Bahamas, les zones de fractures indiquées proviennent de la carte détaillée publiée par Bracey (1968). Au sud-est de l'archipel du Cap Vert enfin, une zone de fracture d'orientation est-ouest a été suggérée à partir de Liger (1979).

4 - LES FOSSES LIES AUX FAILLES TRANSFORMANTES

On sait que la croûte océanique est, de façon caractéristique, fracturée selon deux directions principales: l'une, en gros parallèle à la dorsale, résulte de la tectonique verticale liée au processus d'accrétion, l'autre, en général orthogonale, résulte de décrochements d'importance très variable de l'axe d'accrétion, les failles transformantes. Celles-ci sont exprimées dans la topographie sous forme de fossés plus ou moins larges et continus. Largeur et continuité semblent fonction de la longueur de la partie active de la faille. Les très grandes zones de fracture (Charlie-Gibbs, Jan Mayen, les fractures de l'Atlantique Equatorial) sont héritées de la forme de la cassure initiale du continent. Elles se présentent en général comme un système plus ou moins complexe de fossés et de rides, ou de volcans, l'ensemble pouvant occuper plus de 50 km de largeur. Les fractures de second ordre (Désirade, Kane, Atlantis, Hayes, Oceanographer) semblent héritées d'épisodes de réorganisation majeurs de l'accrétion océanique, vers 45 ou 85 Ma. Leur continuité, sans relais, dans la croûte océanique plus ancienne nous parait, ainsi qu'à Vogt et Einwich (1979), peu évidente, mais tel n'est pas l'avis de Klitgard et Schouten (comm. pers.) ou de Tucholke et al., (1982) par exemple. Les fractures de troisième ordre enfin peuvent n'avoir qu'une durée de vie très brève et se relayent ou disparaissent même totalement dans certains cas (dorsale de Reykjanes par exemple, Vogt et Avery, 1974). Les études détaillées conduites dans de nombreuses zones de l'Atlantique montrent qu'elles se succèdent à des intervalles de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres. Sur la planche I, on n'a porté qu'un très petit nombre de ces zones de fractures. Dans le domaine de la dorsale on a figuré les zones de fracture majeures en prenant comme base la carte d'Uchupi (1971) modifiée ou complétée par des études régionales: Collette et al., (1974); Rabinowitz et Purdy, (1976); Purdy et al., (1978); Phillips et Lunyendyk (1970); Feden et al., (1975); Fox et al., (1969; 1978); Johnson et Vogt (1973); Olivet et al., (1974). Au delà, on n'a indiqué des fractures que dans quelques zones qui avaient fait l'objet d'études spécifiques: Vogt et Avery, (1974); Johnson et al., (1972); Harbison et al., (1973); Laughon et al., (1975); Twigt et al. (1983).

5 - LES TRAJECTOIRES CALCULEES

Les trajectoires représentées entre chaque couple de plaques sont constituées de segments de petits cercles mis bout à bout. Chacun de ces segments est centré sur le pôle de la rotation finie qui décrit le passage d'un stade à un autre (tableau II). Les intervalles indiqués sur chaque famille de segments représentent un degré de longitude par rapport au pôle correspondant. Ces trajectoires constituent l'essence même du modèle cinématique. Elles devraient idéalement épouser parfaitement l'orientation de toutes les failles transformantes reconnues ou permettre de prédire leur orientation dans les zones non reconnues. La confrontation avec les documents bathymétriques les plus récents, partiels ou généraux (Uchupi et Hays, 1980; Navoceanio, 1977; Gebco, 1980; Laughon et al., 1975; Tucholke et al., 1982; etc...) offre un bon accord dans les grandes lignes comme le suggère d'ailleurs la planche I. Mais des contradictions subsistent: dans la mesure où elles paraissent irréductibles de façon simple sur le plan cinématique, plusieurs origines peuvent être envisagées. Il peut s'agir d'erreurs d'interprétation cartographique: les données sont, dans bien des zones, trop éparses pour ne pas donner lieu à des interprétations contradictoires. Il peut s'agir de divergences réelles qu'une analyse cinématique faisant intervenir des sous-plaques pourrait éventuellement rendre cohérente. C'est une possibilité que nous avons déjà évoquée à propos des déformations intra-plaques et que nous évoquerons encore à propos de la reconstitution de certains stades, dans le ch. IV.

- Il peut s'agir de divergences réelles dont l'origine, également liées à une déformation intra-plaque, serait plus complexe: Johnson et Vogt, (1977) et Rona et Gray (1980) ont montré, à partir d'études détaillées menées sur la dorsale, qu'hormis les directions transformantes qui décrivent le mouvement relatif des plaques, des structures obliques, pseudofailles transformantes, pouvaient prendre naissance dans un contexte tectonique qui n'est pas encore bien élucidé. Il s'agit là de zones de fracture mineures mais il n'est pas exclu que d'autres anomalies existent à une autre échelle dans la texture de la croûte océanique. Les données actuelles nous paraissent insuffisantes pour résoudre ces questions.

CHAPITRE III

SITUATION A LA FIN DU LIAS

Commentaire de la planche II

1 - PRESENTATION

La reconstitution que nous présentons ici sous le titre "situation à la fin du Lias". ne représente en fait que la base sur laquelle on peut fonder une discussion sur ce sujet.

En effet, les différentes parties de l'Atlantique se sont ouvertes de façon très échelonnée dans le temps: à partir du Jurassique moyen pour l'Atlantique Central, du Crétacé moyen au niveau de l'Ibérie, du Crétacé supérieur pour la mer du Labrador, de l'Eocène pour le bassin de Reykjanes et la mer de Norvège. De sorte que les "reconstitutions initiales" obtenues en joignant les marges continentales homologues se rapportent en fait à des âges très différents. Ces phases d'accrétion océanique ont évidemment été précédées de phases de distension qui ont affecté les futures marges concernées et les bassins intra-continentaux voisins. Mais les phases qui ont précédé l'ouverture de l'Atlantique Central, du Permien au Lias, ont affecté tout autant, sinon davantage, le futur Atlantique Nord (ainsi que le domaine thétysien). De plus, l'ouverture progressive de celui-ci a entraîné, obligatoirement, des déformations supplémentaires (fig. 6, 8). Par conséquent, les marges et les bassins qui entourent l'Atlantique Nord résultent de l'addition de plusieurs phases qui vont du Permien au Crétacé inférieur ou même au Tertiaire selon les zones. Le dilemme est alors le suivant: si ces phases ne correspondent pas à des mouvements horizontaux notables, alors l'approximation qui consiste à joindre les marges continentales (Bullard et al., 1965; Le Pichon et al., 1977) suffit à donner une idée de la situation à la fin du Paléozoïque. Mais si les phases qui précèdent immédiatement une ouverture océanique jouent un rôle notable - au Crétacé inférieur par exemple dans le Golfe de Gascogne (Le Pichon et Sibuet, 1981), ou au Jurassique inférieur dans l'Atlantique Central (Watts, 1981)- il faut bien sûr en tenir compte et déformer d'autant marges et bassins (et donc continents) pour restituer l'état à la fin du Lias. Mais il y a lieu alors d'interpréter de la même manière le rôle des phases antérieures qui, à l'évidence, a été considérable (Jansa et al., 1980, par exemple) : les bassins de Barents, de l'est du Groenland, de Voringe, de la mer du Nord, de la Manche, ainsi que les bassins Celtique, d'Aquitaine, du Portugal et du Grand Banc de Terre-Neuve sont, en tout ou partie, anté-Jurassique moyen. Quelle est la part de ces phases anciennes dans le façonnement des marges de Rockall, du Labrador, du Golfe de Gascogne ou du Portugal? La réponse ne doit pas être seulement régionale mais doit pouvoir s'intégrer à un modèle général de l'évolution de l'Atlantique.

Du point de vue cinématique, on ne peut remonter de façon à peu près rigoureuse qu'à l'époque de la dernière anomalie magnétique reconnue de part et d'autre d'un bassin: l'anomalie M 25 dans l'Atlantique Central, les anomalies J,

34, 33, 28 ou 24 dans les différentes parties de l'Atlantique Nord. Les failles transformantes et des critères géométriques permettent, avec davantage d'incertitude, de remonter à l'époque de la première accréation océanique. Ensuite s'ouvre une discussion où les critères géométriques gardent évidemment une place importante. La reconstitution de la planche II constitue donc une base à cette discussion, mais celle-ci ne pourra être abordée (ch.IV.14) qu'après que les différentes étapes qui y mènent auront été décrites, c'est-à-dire après le commentaire des planches III et IV (ch. IV.)

2 - LES ANOMALIES MAGNETIQUES

- Les anomalies magnétiques entre Terre-Neuve et l'Irlande. Les anomalies magnétiques portées sur ce très vaste domaine continental immergé reflètent semble-t-il essentiellement les directions structurales calédoniennes, surtout du côté occidental. Elles ne permettent pas, à priori, d'imaginer des mouvements horizontaux importants de blocs tels que le Bonnet Flamand, "Orphan Knoll" ou le banc de Porcupine. Toute l'organisation des deux marges est clairement moulée sur les linéaments est-ouest à nord-est-sud-ouest du socle paléozoïque recoupés perpendiculairement par les directions d'ouverture. Ainsi la fracture Charlie-Gibbs, qui marque la frontière méridionale du micro-continent de Rockall, reprend-elle à l'évidence une discontinuité paléozoïque, de même que le bord sud du bassin de Porcupine et son équivalent au nord du Bonnet Flamand. Lefort et Haworth (1979) et Lefort (1980) ont proposé des interprétations détaillées des données magnétométriques et gravimétriques qui les conduisent à des conclusions voisines quant à la disposition relative des marges américaine et européenne.

- Les anomalies magnétiques des marges d'Afrique et d'Amérique du Nord. L'anomalie E, qui borde la marge américaine, épouse assez étroitement, dans cette reconstruction, le segment de marge africaine qui lui correspond. L'arrangement qui en résulte fait que la "East Coast Anomaly" et "l'anomalie ouest-africaine" s'ordonnent en un système à peu près symétrique. La prolongation vers le nord de l'anomalie africaine selon Roeser (1982), non portée ici, accroît encore cette impression. Ces deux anomalies ne nous paraissent cependant pas superposables comme le seraient des anomalies océaniques, malgré les conclusions de Wissmann et Roeser (1982) que nous discuterons plus loin (cf.ch.IV.14.). Leur disparité ne nous paraît pas non plus pouvoir s'expliquer par la déformation qu'entraînerait théoriquement la propagation d'un rift. C'est pourquoi nous les considérons comme intra-contininentales.

3 - LIMITES DES BASSINS

Nous avons indiqué, de façon très simplifiée, sur les marges continentales et à l'intérieur des continents, les contours des principaux bassins dont l'histoire a un lien avec celle de l'Atlantique. L'histoire de la plupart d'entre-eux remonte, pour l'essentiel, au Trias et ils sont caractérisés par la présence d'évaporites (Amocco, 1973; Naylor et Mounteney, 1975; Van Houten, 1977; Jansa et al., 1980; Ziegler, 1982). Quelques-uns sont manifestement plus anciens et ont donc échappé aux phases de compression hercyniennes: les principaux sont les bassins de Suwanee, en Floride, Magdalena et Sydney, au Sud de Terre-Neuve et, en partie, la mer du Nord (Smith, 1982; Sherwin, 1973; Bradley, 1982; Ziegler, 1981). Pour d'autres, Rockall particulièrement, à cause de l'absence d'évidence d'évaporites, l'origine triasico-liasique est discutée (Roberts, 1974; Naylor et Mounteney, 1975; Whitbread, 1975; Ziegler, 1982). Quant au bassin d'Hatton-Rockall, il date clairement de l'Eocène (Laughon, Berggren et al., 1972). Sur les marges de l'Atlantique Central, faute de données précises, nous n'avons pas reporté les limites des bassins à évaporites du côté océanique, sauf au sud de Terre-Neuve et au large du Maroc (voir ci-dessous, ch.III.5.). Wissman et Roeser (1982) ont fait par ailleurs une revue approfondie de la question mais un point important demande à être souligné: après Meyerhoff et al. (1969) et Sheridan (1978), Sheridan et al. (1981) insistent sur la probabilité de la présence de diapirs salifères sur le Grand-Banc des Bahamas et le sud du "Blake Plateau". Si tel est le cas, ce domaine triasico-liasique se superposerait au bassin salifère du même âge mis en évidence sur le plateau continental au sud de Dakar (tracé d'après Grunau et al., 1975).

4 - HIATUS DE LA RECONSTRUCTION ET BASSINS PROFONDS

Les zones hachurées, au nord et à l'ouest de l'Ibérie, ainsi qu'à l'ouest du Maroc, correspondent aux portions de plaines abyssales qui ne sont pas "refermées" lorsque partout ailleurs les pentes continentales sont exactement juxtaposées. On observera que ces hiatus correspondent en bonne partie aux zones magnétiques calmes abyssales que nous avons mentionnées dans le commentaire de la planche I. Ces zones, nous l'avons dit, s'identifient dans le golfe de Gascogne et la plaine abyssale ibérique à des bassins à série sédimentaire présumée ancienne, c'est-à-dire anté-Jurassique moyen, dont les limites sont indiquées sur les planches I et II.

Le bassin marocain: au large du Maroc, la limite du bassin marginal profond a été tracée d'après Grunau et al. (1975) pour la partie méridionale, et Bonnin (1978) pour la partie septentrionale. Des structures diapiriques caractérisent tout ce domaine. La continuité jusqu'au bassin d'Essaouira et le forage DSDP 546 (Hinz, Winterer et al., sous presse) permettent d'affirmer qu'il s'agit de diapirs salifères d'âge Trias supérieur à Lias moyen (Van Houten, 1977). Ce bassin salifère vient se fermer sur l'extrémité orientale de la ride d'Ampère, prouvant du même coup l'existence ancienne de cette ride. Notons que la limite plus restreinte assignée par Hinz et al. (1982) à ce même bassin est infirmée par nos données (fig. 13 et 14).

Le bassin américain correspondant est bien reconnu; Uchupi et Austin (1979) limitent l'extension des évaporites approximativement à l'isobathe des 4000 m. Dans la reconstruction que nous proposons, les deux bassins sont donc jointifs au nord mais non parfaitement au sud. Cette partie du hiatus pourrait théoriquement mesurer le mouvement postliasiq ue de la meseta marocaine par rapport au craton africain si toutes ces limites structurales étaient reconnues en détail.

La plaine du Tage. Les données dont nous avons disposées mettent en évidence, dans la moitié orientale de cette plaine, le plongement du socle sous une épaisse série sédimentaire non identifiée (jusqu'à environ 10km, Bonnin, 1978). Le fait que ce bassin profond soit limité au sud par le banc de Goringe qui prolonge parfaitement de grands accidents tardi-hercyniens du continent (Boillot et al., 1974) milite a priori dans le sens d'une origine ancienne; de plus, intégrer un mouvement initial de l'Ibérie selon cette orientation au Jurassique moyen (Mougenot et al., 1979) dans l'évolution d'ensemble par rapport à l'Amérique du Nord et à l'Afrique (fig. 1) nous semble très difficile à réaliser. Pour cette double raison nous penchons en faveur d'une origine triasique ou même plus ancienne. Mais le fait le plus important est que le bassin en question ne représente qu'une partie du hiatus qui subsiste dans la reconstitution. Or, dans la moitié occidentale de la plaine du Tage, les profils de sismique réflexion révèlent un substratum peu profond (7 km environ) qui suggère, pour cette partie là du bassin, une histoire plus récente, Crétacé inférieur ou Jurassique supérieur.

Dans la plaine ibérique, au sud et à l'ouest du banc de Galice, et dans les bassins Nord et Sud Gascogne, la présence d'une série anté-Crétacé moyen affectée par une forte discordance est clairement établie (Groupe Galice, 1979; Montadert et al., 1979). La présence d'évaporites, et donc de séries remontant au moins au Lias, y a été proposée de longue date (Montadert et al., 1971; Sibuet et al., 1971; Auffret et al., 1976; Olivet et al., 1976) avant que l'hypothèse d'une origine récente (Crétacé inférieur) de ces bassins par étirement de la croûte continentale sous-jacente ne vienne poser le problème en d'autres termes (de Charpal et al., 1978; Montadert et al., 1979; Le Pichon et Sibuet, 1981). Nous y reviendrons dans le commentaire général qu'appelle cette reconstruction (ch.IV.). On notera cependant que le hiatus correspond ici précisément à l'extension actuelle de ces bassins.

Autres hiatus: on remarquera enfin que le bassin de Rockall est, dans cette reconstruction, très peu "refermé" et qu'il subsiste également un petit espace abyssal entre les pentes continentales du Labrador et du sud-ouest du Groenland.

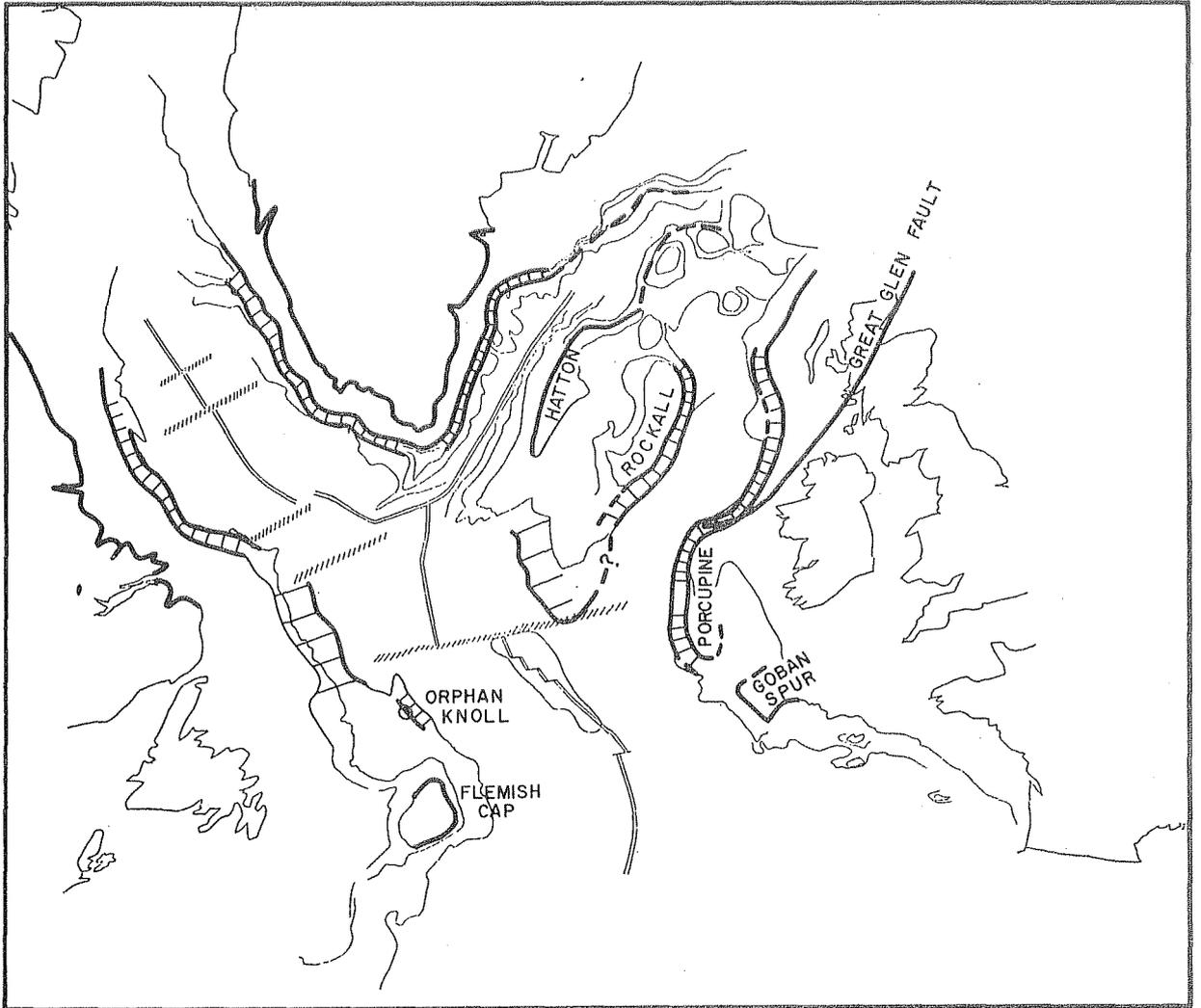


Figure 17

Reconstitution de l'Atlantique Nord à l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma, limite Paléocène-Eocène). La schématisation des traits morphologiques des différentes marges de l'Atlantique Nord met en évidence une remarquable symétrie entre les marges d'Europe, d'Amérique du Nord, de Rockall et du Groënland.

La marge orientale du bassin de Rockall est par contre caractérisée par un décrochement (Great Glen Fault ?) qu'on n'observe pas sur le banc de Rockall.

Noter, au sud de la fracture Charlie-Gibbs, la correspondance respective des bassins et des zones hautes: Orphan Knoll et l'extrémité du banc de Porcupine d'une part, Flemish Cap et Goban Spur d'autre part.

5 - PRINCIPALES FAILLES

Les failles indiquées, lorsqu'elles sortent du domaine émergé, sont hypothétiques: elles épousent cependant des accidents morphologiques du socle des marges continentales (limites de bassins, segments de marge rectilignes) dont on peut penser qu'ils reprennent ou prolongent d'anciens décrochements.

La faille Great Glen passe, selon la plupart des auteurs, au nord de l'Irlande. Nous l'avons suggérée, en tireté, en direction de la fracture Charlie-Gibbs. Mais on pourrait aussi lui rapporter le décrochement que fait la marge du bassin de Rockall au nord du Banc de Porcupine et qui détruit le parallélisme des deux marges de ce bassin (fig. 17).

Le précontinent britannique est dominé par la présence de grabens d'allongement nord-est-sud-ouest (cf. synthèses in Pegrum et Mountney, 1978, ou Ziegler, 1982). Le bassin de Porcupine est plutôt parallèle à la marge, mais sa bordure sud, telle qu'elle apparaît sur la carte gravimétrique de Scrutton (1979) correspond également nettement à un accident nord-est-sud-ouest. Au sud, en regard du Bonnet Flamand, le socle de Goban Spur est en position élevée. Il s'ennoie ensuite rapidement sous le bassin Nord Gascogne. La bordure méridionale du Bonnet Flamand, abrupte et linéaire, évoque un ancien accident décrochant: la correspondance entre ces différents traits nous a suggéré les tracés d'accidents que nous avons indiqués et que les bassins de l'Atlantique en formation auraient réutilisés. On peut aussi remarquer que la marge du banc de Galice forme avec celle de l'Ibérie, à une légère avancée près (fig. 18), un alignement également net et parallèle, dans notre reconstruction, à celui du Bonnet Flamand. Cette interprétation s'oppose évidemment à celle qui voit dans la disposition actuelle des micro-continentes que sont le banc de Porcupine, le Bonnet Flamand, "Orphan Knoll" et le banc de Galice, le résultat de mouvements relatifs importants (Bailey et al., 1971; Laughon, 1975; Le Pichon et al., 1977; Sclater et al., 1977). La figure 28 donne un exemple de ce type d'interprétation.

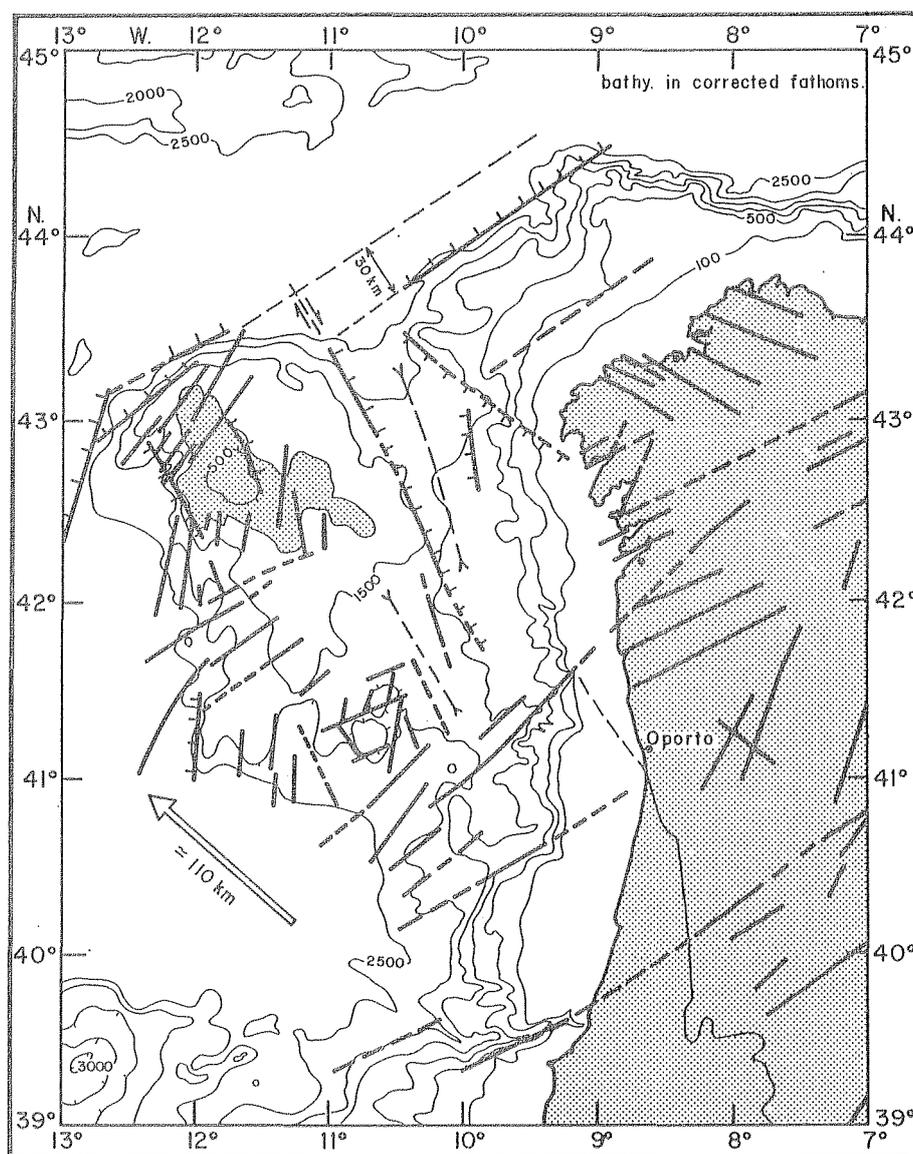


Figure 18

Le Banc de Galice: principales directions structurales d'après le "Groupe Galice" (1977). Un décrochement d'une trentaine de kilomètres altère la rectitude de la marge nord-ouest Ibérique, en contraste avec celle de la marge du Bonnet Flamand, supposée homologue. Le vecteur de 110 km correspond au mouvement relatif du banc de Galice par rapport à la plaque ibérique envisagé par différents auteurs (cf. fig. 5 et Le Pichon et al., 1977; Le Fort, 1980).

De même que ces traits "calédoniens" nord-est-sud-ouest dominent les marges de cette partie de l'Atlantique Nord, les accidents est-ouest jouent le rôle majeur dans la reconstruction de l'Atlantique Central. Sur la marge américaine, quatre grands accidents est-ouest sont évidents: le premier est souligné par l'"Orpheus anomaly" (Loncarevic et Ewing, 1967) au sud de Terre-Neuve: le "Cobequid-Chedabucto-Collector Fault system" de Webb (1968) et Haworth et Lefort (1979). Le second est manifesté par un décrochement de la marge continentale, vers 43° N (faille Clinton-Newsbury de Arthaud et Matte, 1977). On peut lui faire correspondre du côté africain le décrochement de la marge qui coïncide avec la bordure septentrionale de la meseta marocaine. La "faille" indiquée matérialise simplement la correspondance de ces linéations. Deux décrochements nettement plus importants se correspondent au sud (à 40° N du côté américain). La faille que nous avons indiquée sur la marge africaine dans le prolongement de la faille du Tizi'n'Test pourrait en fait être tracée un peu au nord, là où l'anomalie ouest-africaine, complétée par les données de Roeser (1982), offre effectivement un décalage dextre. La faille du Tizi'n'Test a joué un rôle important dans la structuration, au Jurassique moyen, du bassin du Haut Atlas (Proust et al., 1977). Son rôle dans un mouvement relatif de la meseta marocaine est possible avant le Jurassique supérieur (Sichler et al., 1980). La présence des Canaries, indice de rejeux récents du linéament (Anquita et Hernan, 1975) oblitère malheureusement les traces de cette probable histoire ancienne dans l'océan. Du côté américain, le rôle du linéament dans l'histoire des Appalaches n'est pas évident (Drake et Woodward, 1963; Rogers, 1970; Arthaud et Matte, 1977) mais il est clair qu'il correspond à une discontinuité majeure de la chaîne. Ce linéament constitue donc une sorte de verrou dans la reconstitution des positions relatives de l'Afrique et de l'Amérique du Nord. Il interdit des mouvements de coulissement de grande amplitude parallèles aux marges actuelles, tels ceux proposés par Van der Voo et al., (1976) et Swanson (1982), ou des reconstructions qui superposent la "East Coast Anomaly" à l'anomalie ouest-africaine (Wissman et Roeser, 1982).

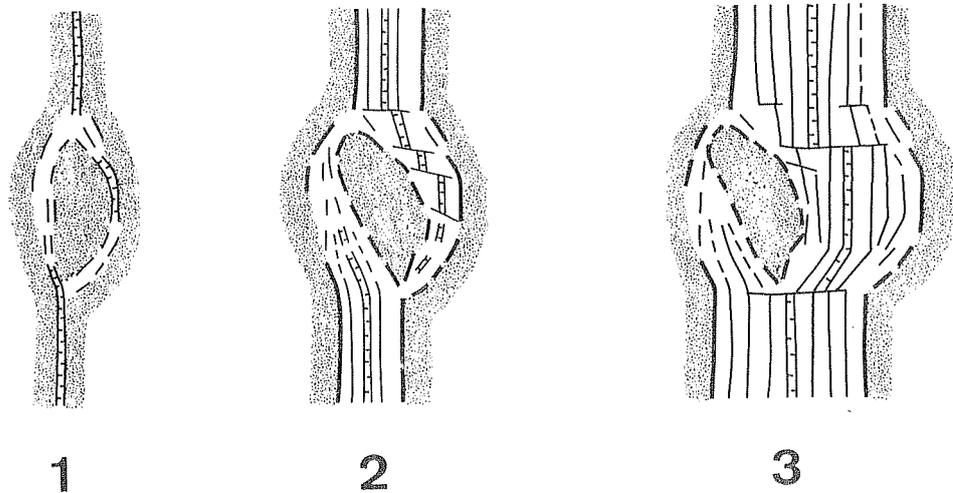


Figure 19

Schéma montrant comment la rotation d'un petit bloc de continent peut créer une assymétrie des marges et être éventuellement à l'origine d'un "plateau marginal" du type "Blake Plateau".

Stade 1: Deux rifts intra-continentaux isolent le bloc: les rifts de l'Est Africain (branches Est et Ouest) donnent l'exemple d'un tel processus.

Stade 2: La double accréation océanique provoque la rotation du bloc (nécessairement accompagnée de déformation). Le bloc Danakil, entre Mer Rouge et Afar, est un exemple de ce stade.

Stade 3: Les rifts océaniques se rejoignent d'un côté du bloc; une branche inactive demeure entre celui-ci et la marge. Les exemples de Jan Mayen, du bloc Danakil et du "Blake Plateau" (?) suggèrent que ce type de complication a davantage de chances de se produire au voisinage d'un point triple.

6 - LA QUESTION DU "BLAKE PLATEAU"

Au sud de l'assemblage Amérique du Nord-Afrique, le "Blake Plateau" pose un problème: sa partie méridionale se superpose au bassin évaporitique du plateau guinéen et l'orientation de sa bordure orientale est oblique, aussi bien à la marge sénégalaise qu'à l'anomalie "Blake Spur" (voir planche I). D'autre part, la superposition du plateau guinéen s'étend sur la partie de Banc des Bahamas où sont présumées exister des évaporites (Meyerhoff et al., 1969; Dietz et al., 1970; Sheridan et al., 1981), ce qui oblige à imaginer des mouvements relatifs secondaires postérieurs au Lias par rapport à la plaque nord-américaine. Sheridan (1978) a proposé que le bord externe du "Blake Plateau" soit fondé sur un fragment continental séparé de la marge américaine lors de la phase initiale d'ouverture. Sa disposition oblique nous suggère un mécanisme comparable à celui invoqué (fig. 19) pour expliquer la disposition par rapport aux marges du "micro-continent de Jan Mayen" ou du "bloc Danakil" (Mohr, 1970; Auzende et al., 1980; Sichler, 1981; Unterneher, 1982). Comme dans ces deux cas, l'anomalie survenue dans le processus de rupture se situerait au voisinage d'une frontière de second ordre: la frontière Islande-Feroë au sud du bassin norvégien, le point triple de l'Afar au sud de la mer Rouge et, ici, la frontière du domaine caraïbe, matérialisée par la "zone de fracture marginale" des Bahamas. Ce rapprochement avec l'Islande et les Afars a déjà été proposé par Dietz et Holden (1973), mais en termes de point chaud. Nous pensons au contraire que l'anomalie volcanique et la rotation du bord externe du "Blake Plateau" ont pour même origine l'existence d'une discontinuité cinématique de second ordre entre le domaine atlantique et le domaine caraïbe.

CHAPITRE IV

PRINCIPAUX STADES D'EVOLUTION

Commentaire des planches III et IV

1 - PRESENTATION

Commenter les reconstructions dans le sens du déroulement des événements, comme c'est l'usage, soulève des difficultés pratiques puisque la démarche qui y aboutit est en général inverse: une situation donnée tend à être mieux contrôlée que celle qui la précède temporellement et elle lui sert d'assise. Nous partirons donc du commentaire de l'étape de l'anomalie 13 pour aboutir à une discussion de la reconstitution initiale. Mais, au préalable, des explications sont nécessaires sur un certain nombre de points.

A - "L'ESPACE PYRENEEN" est l'espace laissé en blanc entre l'Ibérie et l'Europe, séparées approximativement suivant la faille nord-pyrénéenne et son prolongement supposé vers l'ouest. Il s'agit bien entendu d'une convention, comme celle qui consiste à utiliser les traits de côte et les isobathes actuelles, même dans les régions (sud de l'Ibérie, Afrique du Nord) que l'on sait avoir subi des déformations considérables. Cette convention sert à conserver des repères par rapport auxquels on peut mesurer l'orientation et l'amplitude des mouvements relatifs entre deux stades successifs.

Pour une reconstruction donnée, cet espace mesure tout le mouvement possible, jusqu'à l'actuel, entre l'Europe stable et le domaine océanique ibérique. Si l'on néglige en première approximation toutes les déformations survenues hors du domaine pyrénéen sensu stricto (c'est-à-dire celles qui ont pu affecter la marge ouest-ibérique, les chaînes ibériques et le bassin d'Aquitaine), on peut assimiler l'histoire de ce domaine à celle de la frontière entre plaque ibérique et européenne. Comme cette histoire est connue de façon beaucoup plus détaillée que celle de l'Atlantique, on peut en tirer des contraintes très importantes (cf. Mattauer, 1968; Mattauer et Séguret, 1971; Mattauer et Henri, 1974; Winnock, 1974; Souquet et al., 1977; Réunion extraordinaire Société Géologique France, 1978; ainsi que Choukroune et al., 1972, 1973). Le bassin d'Aquitaine, particulièrement bien reconnu par l'industrie pétrolière, complète de façon capitale l'histoire reconstituée dans les Pyrénées mêmes.

Les contraintes fournies portent sur:

- l'ordre de grandeur trouvé pour l'espace entre plaques Ibérique et Européenne à son maximum; il est donné par l'estimation du raccourcissement survenu au total dans la chaîne pyrénéenne, soit 50 à 80 Km selon Mattauer et Séguret (1971);
- les époques de distension au cours desquelles cet espace a pu se créer ou s'accroître;
- les modalités de sa réduction, c'est-à-dire, le lieu et l'importance relative des différentes phases orogéniques.

Elles portent aussi à un degré moindre, sur la période au cours de laquelle on peut situer la translation senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe (planches III et IV). Sur ces différents points, le modèle cinématique proposé ne doit pas être incompatible avec les faits relevés par les géologues pyrénéens et que résumant le tableau ci-dessous.

Vu de l'Atlantique, ce problème particulier que constitue l'évolution de la plaque ibérique n'a pas été abordé, contrairement aux autres, en partant des phases les plus récentes mais en partant d'une étape intermédiaire, celle de l'anomalie 33 (76 Ma, Campanien). La reconstitution de cette époque a servi de fondement aux reconstructions antérieures et postérieures, à la fois parce que l'anomalie 33 est très bien définie dans l'Atlantique et parce qu'elle se situe avant les phases compressives principales dans le domaine pyrénéen.

TABLEAU

GRANDS TRAITES DE L'EVOLUTION DU DOMAINE
PYRENEEN ET DU BASSIN D'AQUITAINE

Les anomalies magnétiques correspondant aux stades reconstitués sont indiquées à titre de repère.

Trias supérieur - Lias inférieur (225 - 190 Ma)	Première phase de distension. Volcanisme tholéitique important. Création d'un bassin évaporitique.
Lias - Malm (190 - 130 Ma)	Sédimentation de plateforme, subsidence limitée. Amorce de bassins plus prononcés...

ANOMALIE M 22 (140 Ma)

Fin Jurassique - début Crétacé (autour de 130 Ma)	Régression générale. Rejeu de structures salifères témoignant d'une certaine tectonique : manifestation de la phase cimérienne tardive. Possible phase de compression mineure (Mattauer et Séguret, 1971; Vielard, 1973) ou amorce de la phase de distension du Crétacé inférieur (Boillot, 1981).
Crétacé inférieur (130 - 110 Ma)	Spectaculaire subsidence de bassins bien délimités: Parentis et Adour principalement.

ANOMALIE J (114 - 112 Ma)

A partir de l'Aptien supérieur (vers 110 Ma)	Poursuite de la subsidence qui culmine à l'Albien. Apparition de traits structuraux parallèles à la chaîne: bassins étroits à sédimentation de type flysch.
Entre l'Aptien et le Cénomanién (112 - 91 Ma)	Mise en place de massifs ultrabasiqnes le long de la zone de fracture nord-pyrénéenne.
Entre l'Albien et le Turonien (107 - 88 Ma)	Activité volcanique effusive et intrusive Métamorphisme ?

PRE-ANOMALIE 34 (86-88 Ma)
ANOMALIE 33 (76 Ma)

Maestrichtien - Paléocène (72 - 53 Ma)	Poursuite de la subsidence dans l'ouest des Pyrénées. Compression dans la partie nord-est.
---	---

ANOMALIE 24 (53 Ma)

Eocène inférieur à moyen Yprésien-Lutétien (53 - 43 Ma)	Début des manifestations compressives sur l'ensemble de la chaîne.
Eocène supérieur (43 - 37 Ma)	Phase générale de compression.

ANOMALIE 13 (37 Ma)

Oligocène-Miocène (post 37 Ma)	Phases mineures de compression.
-----------------------------------	---------------------------------

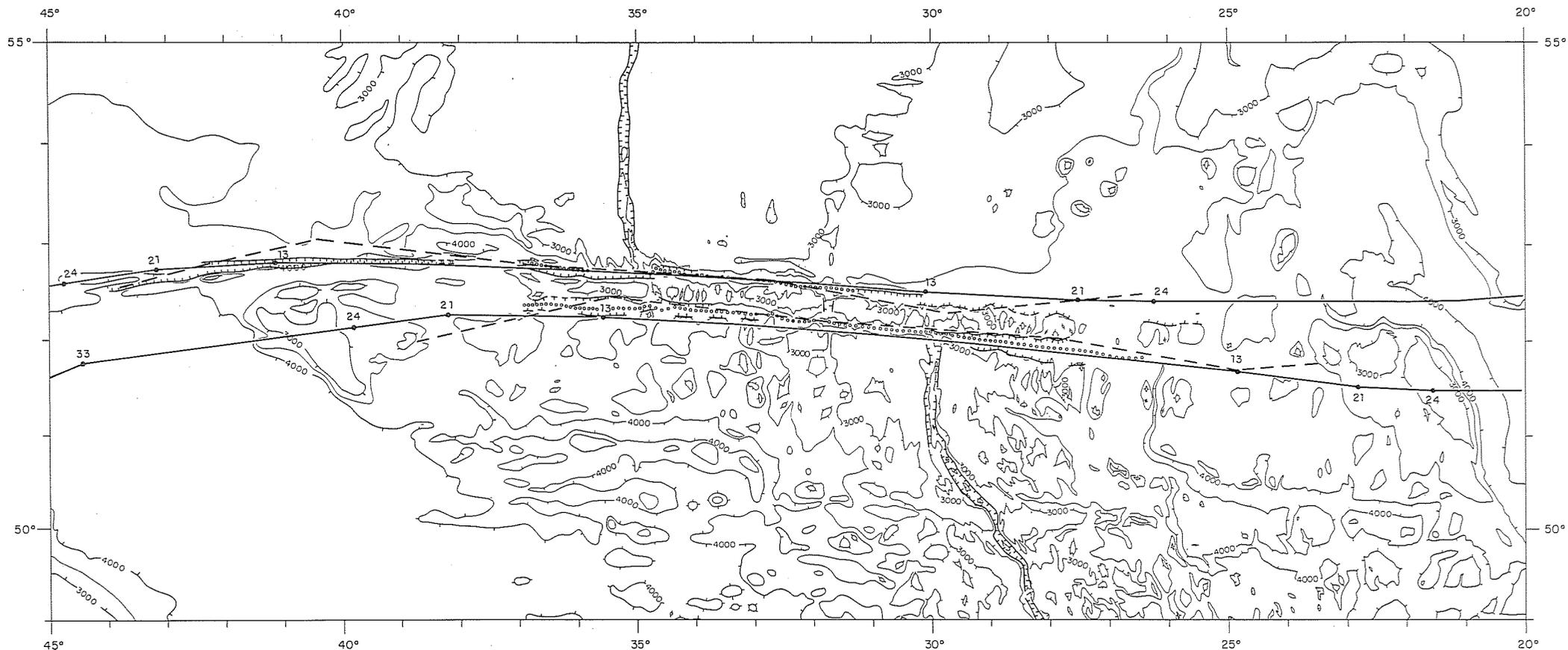


Figure 20

La zone de fracture Charlie-Gibbs (d'après Laughton et al., 1982 et Olivet et al., 1974). Les petits cercles marquent l'axe bathymétrique des deux fossés, nord et sud. Les chiffres correspondent à des anomalies magnétiques.

Le trait discontinu représente les trajectoires calculées d'après Kristoffersen (1977) et Pitman et Talwani (1972). Un changement majeur d'orientation apparaît à l'anomalie 13. Un changement moindre se situe à l'anomalie 5. On observe que la trajectoire calculée suit bien les fossés, de l'actuel à l'anomalie 5; elle s'en écarte considérablement ensuite.

Les traits continus représentent les trajectoires calculées présentées dans ce travail. Un seul pôle défini l'ouverture entre l'actuel et l'anomalie 13. Les petits cercles qui lui correspondent sont légèrement obliques par rapport aux fossés. Au delà, on peut observer l'absence de changement brutal d'orientation qui s'accorde bien avec la continuité des structures observées.

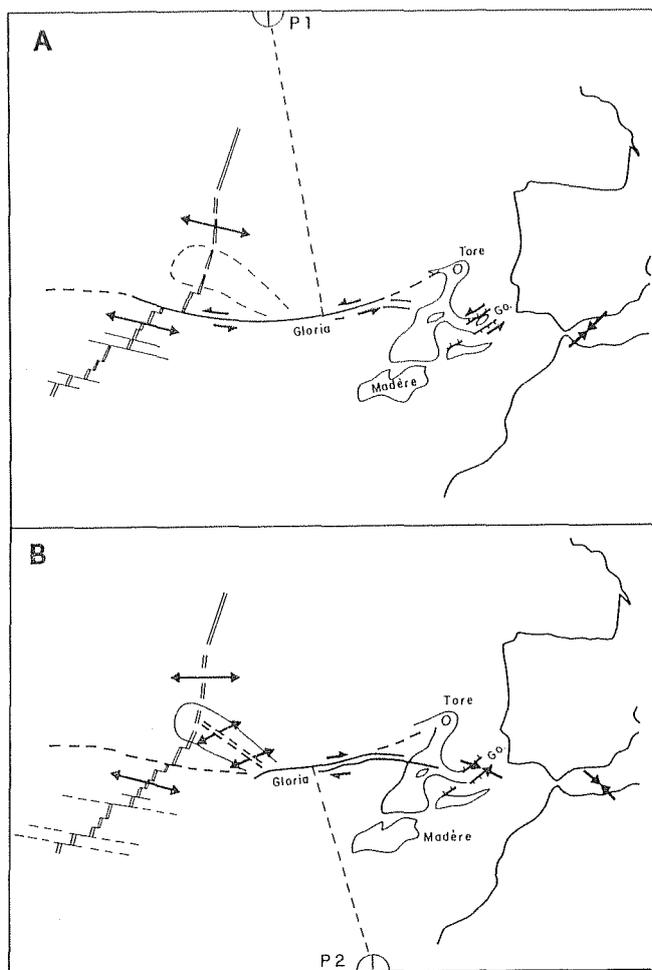


Figure 21

Deux modes de fonctionnement possibles du point triple des Açores et de la fracture Gloria. P1 et P2 indiquent la position approximative des pôles de rotation pouvant décrire le mouvement relatif Europe (Ibérie)-Afrique.

A. Le point triple est constitué par un système "ride-ride-faille". Le mouvement de décrochement le long de la faille Gloria est senestre. Le mouvement relatif devient compressif (nord-est-sud-ouest) à partir de la mer d'Alboran.

B. Le point triple est constitué par un système "ride-ride-ride". La faille Gloria a un fonctionnement dextre. La faille sud-Açores ne fonctionne pas. Le mouvement relatif est compressif (nord-est-sud-ouest) à partir du banc de Goringe. C'est là semble-t-il le mode de fonctionnement actuel (Mc Kenzie, 1972; Minster et Jordan, 1978; etc).

B - LA ZONE DE FRACTURE CHARLIE-GIBBS. La zone de fracture Charlie-Gibbs est la seule faille transformante majeure, avec la faille Pico-Gloria, dans tout le domaine étudié. Le tracé de sa partie septentrionale est pratiquement reconnu d'une marge à l'autre. Comme il ne présente pas de changement brusque d'orientation et que son intersection avec les principales isochrones est assez bien définie, son interprétation cinématique est en principe simple et l'on doit disposer là d'un guide précis. Avant même les contraintes apportées par l'évolution de la mer du Labrador (Kristoffersen et Talwani, 1977; Srivastava, 1978), c'est l'incompatibilité entre la trajectoire indiquée par cette fracture et celle indiquée pour la mer de Norvège par les zones de fracture de Jan Mayen et de Senja-Groenland (Johnson et Heezen, 1967; Gronlie et Talwani, 1979), qui nous a fait conclure à une frontière de second ordre entre ces deux parties de l'Atlantique. Nous verrons que, dans le détail, l'accord entre les structures et les trajectoires synthétiques justifie le choix de cette fracture comme une contrainte majeure (fig. 20). Il existe d'autre part une très probable relation entre cette faille majeure, les structures du socle paléozoïque des marges continentales adjacentes et l'évolution du banc de Rockall: nous en analyserons les implications lorsque, remontant le temps, nous en arriverons aux phases du Crétacé supérieur et aux phases antérieures.

C - LES FAILLES PICO ET GLORIA ET LES MOUVEMENTS RELATIFS ENTRE AFRIQUE ET IBERIE. Le système formé par les zones de fracture Pico et Gloria constitue, avec la zone pyrénéenne et la fracture Charlie-Gibbs, le troisième point fort sur lequel

s'articule notre modèle d'évolution. La fracture Gloria est en effet indiscutablement une grande faille (Laughton et al., 1972; Laughton et Whitmarsh, 1974; Searle, 1979) qui actuellement transforme le mouvement d'ouverture qui se produit dans les Açores en un mouvement de compression à l'est de 15° ouest (Mc Kenzie, 1972; Udias et al., 1976).

Ce fonctionnement implique que la fracture Gloria suive un arc de petit cercle centré sur un pôle peu éloigné vers le sud. Les pôles instantanés actuels calculés par Minster et Jordan (1978) et Chase (1978) en sont des approximations. Ils sont d'ailleurs proches du pôle calculé par Searle (1979): 21,3° nord, 21° ouest. Ce dernier auteur a obtenu ce résultat en ajustant au mieux un petit cercle à la trace de la faille observée par le sonar "Gloria". Nous verrons (ch. IV. 2.) que le pôle du mouvement fini de l'Afrique par rapport à l'Europe que nous avons obtenu pour les derniers 37 millions d'années (de l'anomalie 13 à l'actuel) s'approche également de ce résultat.

Si maintenant on considère que la fracture Gloria se prolonge au sud des Açores (fracture Sud-Açores), on voit que l'ensemble dessine un arc de cercle à concavité tournée non plus vers le sud, mais vers le nord. On peut donc concevoir qu'en alternative au mouvement récent à actuel, le mouvement relatif entre Ibérie et Afrique se soit fait antérieurement par rapport à un pôle situé au nord, tel que la compression se soit poursuivie à l'est, tandis qu'à l'ouest le point triple était constitué par un système "ride-ride-faille" (fig. 21).

De toutes façons, la structure des Açores est, de par sa situation même, obligatoirement plus jeune que l'anomalie 24. Il est donc certain que pendant la plus grande partie de son histoire, le point triple a fonctionné en système ride-ride-faille, la faille Gloria pouvant s'accorder avec un pôle situé soit au nord, soit au sud.

Lorsque la faille Gloria (et éventuellement la faille Sud-Açores) faisait la jonction avec les axes d'accrétion de l'Atlantique Nord et Central, elle a dû laisser une trace fossile sur la plaque américaine. Cette trace est la faille Pico. Celle-ci est malheureusement moins bien reconnue que son homologue et l'on ne peut donc tirer de l'ensemble tout le bénéfice théoriquement possible pour contraindre les mouvements relatifs. On verra néanmoins que dans ses grandes lignes, cette analyse des structures de la frontière Afrique-Ibérie est confirmée par les reconstructions, réalisées indépendamment, de l'Atlantique Nord et de l'Atlantique Central.

2 - LA RECONSTITUTION DE L'ANOMALIE 13

L'anomalie 13 est située environ à la limite entre Eocène et Oligocène; c'est dire qu'elle coïncide avec une étape majeure de l'histoire du domaine alpin pris au sens large. Il en va de même pour l'Atlantique Nord où se produit à cette époque une simplification considérable dans l'organisation des mouvements relatifs. Celui-ci n'évolue plus dès lors que par le jeu relatif de deux plaques majeures au lieu de quatre (ou davantage) précédemment, l'Amérique du Nord englobant le Groenland (Kristoffersen et Talwani, 1977) et Lomonosov (Unternehr, 1982), et l'Eurasie englobant l'Ibérie, soudée à l'Europe par les phases compressives éocènes (Mattauer et Séguret, 1971). De part et d'autre de la frontière Açores-Gibraltar, l'orientation générale des grandes failles transformantes indique que le sens, sinon la vitesse, des mouvements relatifs entre Amérique du Nord d'une part, Afrique et Eurasie de l'autre, n'a plus subi, depuis cette date, de changement important. On est donc fondé, du point de vue de l'Atlantique, à ne considérer qu'une seule grande étape pour ces derniers quarante millions d'années. Celle-ci peut se concevoir comme l'aboutissement logique de la série de phases plus brèves qui ont marqué la propagation de l'ouverture océanique entre Amérique du Nord et Eurasie. L'Atlantique aurait atteint à la fin de l'Eocène sa configuration "définitive", avec l'abandon de la branche ouest-Groenland et l'ouverture de la faille Wegener (décrochement entre Spitzberg et Groenland), le sens général des mouvements relatifs n'étant plus imposé que par les grandes failles transformantes, Charlie-Gibbs et Gloria. Mais il ne s'agit là que d'une approximation.

L'histoire post-éocène du domaine alpin connaît des épisodes tectoniques bien distincts qui suggèrent une cinématique moins simple. Le détail de la structure des Açores (Olivet et al., 1984) suggère également une histoire polyphasée de la frontière océanique entre Afrique et Europe (ou Ibérie). La suture entre Ibérie et Europe ne s'achève réellement que vers 20 Ma, vers la limite entre Oligocène et Miocène, comme l'attestent les observations faites à terre, dans les chaînes ibériques en particulier, (Vialard, 1973) et en mer (Sibuet et al., 1971; Olivet et

al., 1976; Mauffret et al., 1978). La prolongation de "King's trough" jusque vers l'anomalie 6 (20 Ma), déjà signalé par Laughton et al. (1975), témoigne du fait que c'est bien la plaque ibérique qui est en jeu.

En mer de Norvège, Unternehr (1982) a montré que la réorganisation du mouvement relatif, consécutive à l'arrêt de l'expansion entre Groenland et Amérique du Nord, ne se produisait pas brusquement à l'anomalie 13 mais progressivement entre l'anomalie 13 et l'anomalie 7 (27 Ma), ce qui contredit les observations que l'on peut faire sur la fracture Charlie-Gibbs. Cette contradiction s'explique-t-elle par un rejeu post-éocène de la discontinuité "Davis/Islande-Feroë/Mer du Nord" ou par une prolongation du mouvement relatif entre Groenland et Amérique du Nord? Une réponse quantitative à toutes ces questions dépasse le degré de précision auquel prétend ce travail. La description de la reconstitution de l'anomalie 13 va cependant permettre de donner un ordre de grandeur à ces mouvements de second ordre.

Cette reconstitution est essentiellement fondée sur l'interprétation des zones de fracture: la fracture Charlie-Gibbs entre Europe et Amérique du Nord, et les cinq principales failles transformantes de l'Atlantique central, entre Afrique et Amérique du Nord: Oceanographer, Hayes, Atlantis, Kane et Désirade (15° N).

A - ENTRE EUROPE ET AMERIQUE DU NORD

L'intersection de l'anomalie 13 avec le fossé septentrional de la fracture Charlie-Gibbs est reconnue avec précision à l'est (Vogt et Avery, 1974, fig. 2b), et elle peut être facilement extrapolée à l'ouest à partir des données existantes. Les deux points ainsi définis sont homologues. Nous les avons superposés par une première rotation, puis nous avons opéré autour du pôle ainsi construit la rotation complémentaire nécessaire pour reconstituer au mieux l'axe d'accrétion de l'anomalie 13. Le pôle de la rotation composée obtenue est situé à $68,07^{\circ}$ N et $138,2^{\circ}$ E. Il se place dans l'ellipse de confiance du pôle calculé pour le mouvement "instantané" actuel par Minster et Jordan (1978). Unternehr (1982) a montré qu'il pouvait s'appliquer de façon satisfaisante à la mer de Norvège jusqu'à l'anomalie 7 (27 Ma) mais non avant. Le pôle proposé par cet auteur pour reconstituer l'anomalie 13: $69,5^{\circ}$ N, $128,9^{\circ}$ E (presque identique à celui donné par Talwani et Eldholm (1977): $68,0^{\circ}$ N, $129,0^{\circ}$ E), est significativement différent. Il implique, si ces différentes reconstitutions sont valables, le jeu d'une discontinuité entre Charlie-Gibbs et la mer de Norvège.

Sur la figure 20, nous avons indiqué le tracé des deux fossés de la fracture Charlie-Gibbs à partir de Laughton et al. (1982), complété à l'ouest par Olivet et al. (1974). La carte de Laughton et al. (1982) s'appuie en particulier sur l'étude détaillée de Searle (1981).

Nous avons porté également le tracé de deux petits cercles centrés sur notre pôle de reconstitution de l'anomalie 13. On peut observer, par rapport à ce tracé, la remarquable régularité de la fracture: elle suggère bien qu'à ce niveau, le mouvement relatif s'est toujours fait, depuis 40 Ma, selon un pôle très voisin de celui que nous avons calculé. Celui-ci n'est cependant pas le meilleur possible puisque l'on observe un léger décalage systématique (dix à vingt kilomètres au total). Pour comparaison, nous avons indiqué également, d'après Kristoffersen et Talwani (1977), la trajectoire qui résulterait d'un pôle identique à celui calculé pour la mer de Norvège: $68,0^{\circ}$ N, $129,9^{\circ}$ E. L'écart atteint là 40 Km et nous paraît inacceptable. Voppel et Rudloff (1980), se fondant sur une étude détaillée, ont calculé un pôle de reconstitution de l'anomalie 13 pour la dorsale de Reykjanes; ce pôle ($68,4^{\circ}$ N, $133,8^{\circ}$ E) est situé à mi-chemin entre celui de la mer de Norvège (Talwani et Eldholm, 1977; Unternehr, 1982) et celui que nous avons calculé. Il est probablement assez proche du pôle "idéal" pour la fracture Charlie-Gibbs. Si tel est le cas, on peut en conclure que le mouvement différentiel du Groenland Sud par rapport à l'Amérique du Nord a bien été extrêmement faible, sinon nul, après l'anomalie 13. Il reste par contre une légère incompatibilité, de l'anomalie 13 à l'anomalie 7 (selon Unternehr, 1982), entre l'évolution de la mer de Norvège et celle de l'Atlantique Nord, au sud de l'Islande.

Au sud de 45° N, le pôle que nous avons calculé ne permet pas d'ajuster correctement les anomalies 13, ce qui va dans le sens d'un mouvement relatif appréciable de la plaque ibérique par rapport à l'Europe. Mais nous ne saurions aller plus loin à partir des données dont nous avons disposé.

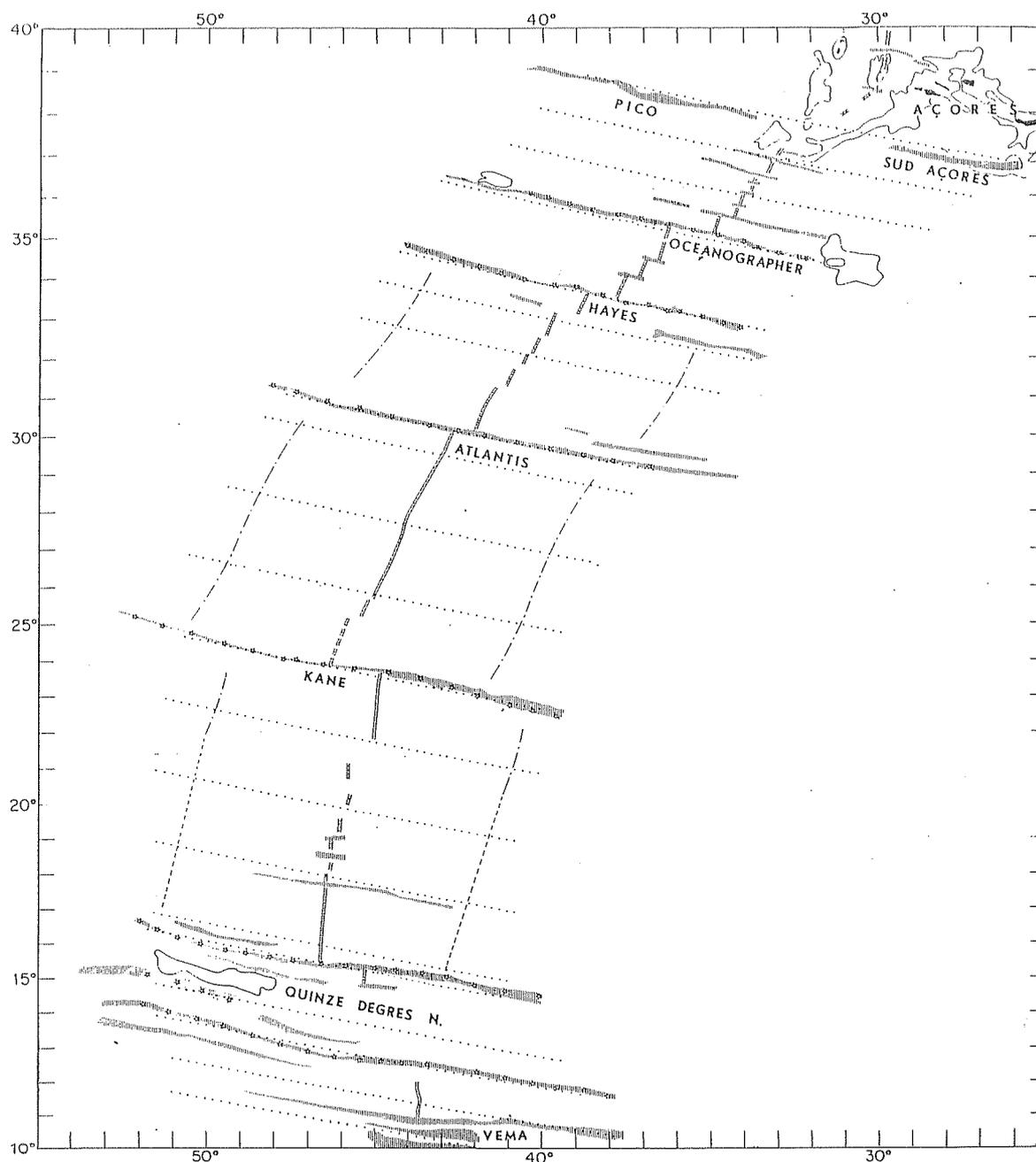


Figure 22

Principales fractures de l'Atlantique Central. Les fossés qui les caractérisent sont représentés par des hachures. Les étoiles indiquent les points appartenant aux zones de fractures et utilisés pour calculer un pôle de rotation moyen. Les petits cercles correspondant à ce pôle sont en pointillés. Voir le texte pour une discussion détaillée.

B - ENTRE AMERIQUE DU NORD ET AFRIQUE

Nous avons procédé de la manière suivante: sur la carte d'Uchupi (1971) complétée par différents levés détaillés nous avons repéré par une quinzaine de points l'axe de chacune des principales zones de fractures (Oceanographe, Hayes, Atlantis, Kane et 15° N) (fig. 22). Par la méthode des moindres carrés, nous avons calculé le pôle dont les petits cercles passaient au mieux par ces ensembles de points. Le pôle trouvé par cette méthode ($78,0^{\circ}$ N; $11,30^{\circ}$ E) se situe dans l'ellipse de confiance du pôle de mouvement instantané actuel de Minster et Jordan (1978). Il permet de reconstituer correctement l'anomalie 13. Les zones de fracture

gardent la même orientation jusqu'à l'anomalie 20 environ, montrant que le pôle de rotation de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord a peu varié depuis près de 40 Ma, comme le proposaient déjà Phillips et Luyendyk (1970) à partir de la reconnaissance de la fracture Atlantis. Dans le détail, des problèmes subsistent néanmoins. On peut observer, sur la planche I, que les trajectoires synthétiques sont légèrement obliques dans l'ensemble aux fractures septentrionales, Oceanographer et Hayes. L'accord avec Atlantis est très bon, mais au sud des divergences sérieuses apparaissent avec Kane et 15° N: ces deux fractures, tout comme Vema, présentent un changement d'orientation assez net vers 10 Ma comme l'avaient relevé Pitman et Talwani (1972). Les petits cercles que nous avons calculés correspondent en fait à une moyenne entre ces deux directions. Cette divergence de tracé des fractures méridionales de l'Atlantique Central par rapport aux fractures septentrionales, proches de la frontière avec le système Ibérie-Europe, se retrouve d'ailleurs à une autre époque, au voisinage de l'anomalie 24 (ch. IV. 3.).

Nous pensons que, d'une façon qui reste à établir précisément, ces divergences sont liées aux déformations intraplaques que nous avons évoquées plus haut. En tout cas, la structure de la frontière entre Ibérie et Afrique offre des contraintes qui sont également à prendre en considération comme nous allons le voir maintenant.

C - LA FRONTIÈRE AÇORES-GIBRALTAR

Les reconstitutions que nous venons de décrire pour l'Atlantique Nord et l'Atlantique Central ont été faites de façon indépendante. Nous allons voir qu'elles s'adaptent remarquablement aux structures de la zone Açores-Gibraltar. La relation pourrait sans doute être encore améliorée si l'on tenait compte du mouvement indépendant de l'Ibérie et si l'on adaptait encore plus précisément la rotation Afrique-Amérique du Nord aux zones de fracture Hayes et Oceanographer.

La reconstitution obtenue place la faille Gloria et son prolongement Sud-Açores dans l'alignement de la fracture Pico: le point triple de l'anomalie 13 est donc constitué de deux rifts décalés d'environ 100 km par une faille transformante. La fracture Gloria attachée à l'Ibérie (elle-même attachée à l'Europe en première approximation) se superpose avec un décalage senestre de 100 km à la même structure attachée à l'Afrique. Ceci signifie que cette faille a été, depuis l'Eocène, le siège d'un décrochement dextre de cette amplitude. Le pôle Europe-Afrique déduit de cette reconstruction est situé à 24,86° N et 16,37° W: il s'accorde avec la faille Gloria prise comme une faille transformante de façon satisfaisante, surtout si l'on tient compte de l'incertitude sur la position de l'Ibérie. Au niveau de la fracture Sud-Açores, le segment attaché à l'Europe croise celui attaché à l'Afrique sur une centaine de kilomètres au sud du point triple: cela a pour signification qu'une distension de cette ampleur s'est produite à ce niveau: elle correspond au mouvement nécessaire pour superposer les deux structures. Cet ordre de grandeur coïncide bien avec celui que l'on peut attribuer à la zone néoformée qui apparaît sur la carte des anomalies magnétiques de Laughton et Whitmarsh (1974). Cette carte montre d'ailleurs bien que la zone d'accrétion s'inscrit à l'intérieur de la plaque ibéro-européenne que délimite la faille Sud-Açores. (cf. aussi Searle, 1980, fig.5).

Il existe donc une cohérence entre les structures constituant la frontière Europe-Afrique, l'orientation moyenne des principales failles transformantes et la reconstitution de l'axe d'accrétion de l'anomalie 13 à partir de l'interprétation des anomalies magnétiques. Par ailleurs, l'existence de déformations de second ordre entre Ibérie et Europe et en différents endroits à l'intérieur des plaques Africaine, Américaine et Européenne, paraît très probable.

Nous sommes donc fondés à reprendre, pour la reconstitution des étapes antérieures, une démarche qui d'une part s'attache à satisfaire aux contraintes imposées par la frontière "Açores-Gibraltar" et d'autre part tient compte de la possibilité de déformations intra-plaque.

3 - LA RECONSTITUTION DE L'ANOMALIE 24

L'anomalie 24 se situe approximativement à la limite entre Paléocène et Eocène. Dans l'Atlantique Nord, elle jalonne une étape importante puisqu'elle

signe, à peu de chose près, l'apparition de la première croûte océanique tout au long de l'Eurasie, de Rockall jusqu'à la Sibérie. Mais comme l'ouverture entre Groenland et Amérique du Nord s'est poursuivie jusqu'à l'anomalie 13, un point triple a fonctionné pendant cette période au sud du Groenland (Vogt et Johnson, 1971; Laughton, 1975; Kristoffersen et Talwani, 1977). Dans le domaine pyrénéen, l'espace compris entre Ibérie et Europe représentera la somme des phases Eocène et Oligo-Miocène puisque l'anomalie 24 leur est juste antérieure.

- Entre Groenland et Amérique du Nord, au sud de la ride de Davis. Le Pichon et al. (1971) ont les premiers montré que l'ouverture de la mer du Labrador s'était produite selon deux directions très différentes, la charnière se situant à l'anomalie 24, à la naissance du point triple. Srivastava (1978) a précisé ces deux directions que nous avons intégrées dans notre modèle; celles-ci fournissent, avec le coude que font les isochrones au niveau du point triple, un guide facile pour la reconstruction.

- Entre Europe et Amérique du Nord, au sud du point triple. C'est la fracture Charlie-Gibbs qui fournit le meilleur repère: les deux rides de Thulé se terminent abruptement au nord sur son fossé septentrional, fournissant ainsi un très bon contrôle. Par ailleurs, l'anomalie 24, bien reconnue au nord de la fracture et jusqu'à son intersection, permet une reconstitution aisée. Le pôle donné par Kristoffersen (1977) diffère d'ailleurs très peu du nôtre. Il en va de même pour l'anomalie 21, reconstituée suivant les mêmes critères (non montrée ici).

Les segments fossiles des deux extrémités de la fracture Charlie-Gibbs s'alignent, donnant ainsi l'orientation de la trajectoire antérieure, celle qui a conduit de l'anomalie 33 à l'anomalie 24. On observera que le pôle de cette rotation est tel qu'il ne s'ensuit aucune rupture nette de la trajectoire; ceci pourrait s'expliquer par le fait que le décrochement important de la dorsale (330 km qui correspondent à un décalage d'âge d'une trentaine de millions d'années) exerce un certain contrôle sur l'orientation du mouvement relatif.

Au sujet de la ride de Rockall, la présence d'éléments de symétrie en V à l'ouest, est difficile à mettre en évidence puisqu'un saut de dorsale est intervenu entre l'anomalie 25 et l'anomalie 24 (Laughton, 1971). Cet évènement est évidemment lié à la rupture entre Rockall et le Groenland et à la naissance du point triple. La ride anormale de Thulé, qui a pris naissance exactement en même temps, a peut être pour origine un mouvement différentiel de second ordre de part et d'autre de la faille Charlie-Gibbs. On notera enfin que le fossé sud de Charlie-Gibbs est également un héritage de cette phase de réorganisation.

- Entre Rockall et Groenland. On peut noter la disposition oblique par rapport aux marges continentales de l'axe d'accrétion à l'anomalie 24. Dans la partie sud-est (marge de Rockall) et nord-ouest (marge du Groenland) de l'espace restant, des ensembles à réflecteurs obliques ont été mis en évidence par la sismique réflexion, sous le remplissage sédimentaire tertiaire (Featherstone et al., 1977). D'abord attribués à un possible bassin sédimentaire ancien (voir aussi Laughton, 1975), ils représentent plus probablement d'importantes coulées volcaniques contemporaines de l'ouverture (Roberts et al., 1979; Unternehr, 1982).

La figure 17 montre le remarquable parallélisme des marges continentales de Rockall et du sud-est du Groenland et suggère une reconstitution aisée de l'état antérieur à l'ouverture océanique. Il ressort des études détaillées de Featherstone et al. (1977) et de Voppel et al. (1979) que l'anomalie 24 était décalée au nord du banc de Hatton par une faille transformante qui a disparu après l'anomalie 23, à la faveur d'un saut de l'axe d'accrétion. Cette faille correspond sans doute au décrochement bien visible des marges continentales et sa reconnaissance détaillée devrait permettre une reconstitution très précise.

- Entre Afrique et Amérique du Nord. Nous avons procédé de la manière suivante: on peut voir sur la planche I que les cinq grandes zones de fractures qui nous ont servi de guide jusqu'à l'anomalie 13 conservent la même orientation jusqu'à l'anomalie 20 environ (vers 43 Ma). Nous avons donc, autour du pôle (78,0° N, 11,30° E), effectué la rotation supplémentaire de 3° (12°,5 au total) nécessaire pour décrire ces zones de fracture jusqu'au changement de direction. Nous avons ensuite suivi une direction voisine de est-ouest pour reconstituer l'anomalie 24, puis au-delà les anomalies 33 et 34. De cette façon, la faille Gloria et son prolongement Sud-Açores se superposent à la faille Pico comme on doit logiquement s'y attendre. Un problème subsiste, toutefois, quant à la relation entre la trajectoire ainsi reconstituée et l'orientation de certains segments de zones de fracture: la partie orientale de la fracture Atlantis (Uchupi, 1971) et la fracture Kane (Purdy et al., 1979) présentent au voisinage de l'anomalie 24 des fossés

d'orientation est-nord-est assez divergents. Collette (1980, comm. pers.) et Tucholke et al (1982) estiment que cette orientation différente se retrouve dans tout l'Atlantique Central et qu'elle doit décrire le mouvement relatif de l'Afrique et de l'Amérique du Nord entre l'anomalie 33 (76 Ma) et l'anomalie 21 (43 Ma). Nous pensons que les choses peuvent être plus compliquées car les orientations mises en évidence au nord d'Atlantis sont significativement différentes. L'interprétation d'un levé de l'extrémité occidentale de la fracture Oceanographer (Ewing et al, 1974) nous suggère une orientation très voisine de celle que nous avons reconstituée: la carte de Laughton et al. (1975) montre qu'au sud des Açores, entre 25° et 35° W, la direction dominante est nettement est-ouest. Le mont Platon (-750 m) en particulier, avec ses relais à l'est et à l'ouest (cf. Williams et al., 1983, figures 1 et 2), s'inscrit dans un alignement est-ouest de plus de 250 km. Mais la zone montre des alignements de volcans nord-nord-ouest (Mont Atlantis) probablement en relation avec une déformation récente (cf. ch.II.2.). La divergence apparente des orientations de zones de fracture entre le nord et le sud de l'Atlantique Central rappelle celle que nous avons décrite entre l'anomalie 13 et l'actuel et que nous avons attribuée à une déformation intraplaque. Il pourrait en être de même ici: "Corner Rise" et la zone Météor-Atlantis, celle-ci ayant rejoué à plusieurs reprises, proviendraient de cette discontinuité. Il se peut aussi, c'est une autre hypothèse, que les segments obliques mis en évidence sur Kane et Atlantis ne représentent que des traits isolés, propres à l'évolution complexe de ces grandes zones de fracture. En tout état de cause, une autre observation vient à l'appui de notre interprétation de la trajectoire Afrique-Amérique: si avant l'anomalie 20 on faisait suivre à l'Afrique, par rapport à l'Amérique du Nord, une trajectoire plus oblique, conforme aux directions observées sur les fractures Kane et Atlantis, celle-ci se trouverait, à l'anomalie 24, dans une position plus méridionale: la correspondance des fractures Pico et Gloria ne serait plus réalisée et l'Ibérie serait également, obligatoirement, entraînée vers le sud. Comme la position de l'Europe est, elle, bien déterminée, c'est le domaine pyrénéen qui se trouverait agrandi. Nous verrons que cette solution ne s'accorderait pas avec une évolution cohérente de ce domaine.

- Entre Ibérie et Amérique du Nord. A l'est de la dorsale, l'anomalie 24 rencontre la faille Gloria immédiatement à l'est des Açores. Il est donc possible de procéder comme pour l'anomalie 33 (voir ci-dessus et figures 10, 11) en superposant ce point d'intersection avec celui de l'anomalie 24 à l'ouest avec la faille Pico. La faille Gloria attachée à l'Ibérie se superpose ainsi correctement au système Pico-Gloria défini par la reconstitution Afrique-Amérique du Nord, ce qui ne pourrait se réaliser si l'Afrique était dans une position différente. Dans les Pyrénées et dans "King's Trough", le résultat de cette reconstitution doit se comparer à celui obtenu pour l'anomalie 33: nous les discuterons ensemble après le commentaire correspondant à cette dernière anomalie.

4 - LA RECONSTITUTION DE L'ANOMALIE 33

En 1972, Pitman et Talwani identifièrent l'anomalie 33 au nord des Açores comme l'anomalie 31 et la corrélèrent comme telle avec la véritable anomalie 31 au sud. Cette interprétation fut à l'origine des reconstructions du mouvement Europe-Afrique de Dewey et al. (1973) et de Biju-Duval et al. (1977) (fig. 7 et 9) caractérisées par un important décrochement dextre puis senestre de l'Afrique par rapport à l'Europe.

Ce sont Cande et Kristoffersen (1977) qui ont proposé l'identification correcte des anomalies 31 et 34 dans l'Atlantique Nord et Central, identification que nous avons adoptée ici. Auparavant, Vogt et al (1971) avaient attiré l'attention sur l'anomalie R, anomalie négative très caractéristique qui sépare les anomalies 33 et 34 et que l'on repère facilement dans tout l'Atlantique. Laughton et Witmarsh (1974) en avaient ensuite indiqué la corrélation correcte de part et d'autre de la faille Gloria, corrélation que nous avons admise à l'époque pour réaliser la même reconstruction que celle que nous présentons ici (communication orale au colloque "ATP Méditerranée", Montpellier, 1977).

- Entre Afrique et Amérique du Nord: le pôle calculé par Schouten et al. (en préparation, Klitgord, communication personnelle) est extrêmement voisin du nôtre: le fait que, au contraire des anomalies 24, 20 et 13, l'anomalie 33 soit aisément reconnaissable de la latitude des Açores jusqu'au sud de la zone de fracture de Barracuda assure, grâce à la forme bien caractérisée de l'isochrone, une reconstruction sans équivoque. Nous pensons cependant qu'il ne s'agit là que d'une

approximation et qu'une reconstruction plus détaillée, segment par segment, devrait permettre de mettre en évidence les déformations intraplaques postérieures dont nous avons postulé l'existence.

De l'anomalie 24 à l'anomalie 33, la trajectoire relative est voisine de celle calculée entre l'anomalie 20 et l'anomalie 24. Par rapport aux zones de fractures, des contradictions existent. La fracture Kane (Rabinowitz et Purdy, 1976) montre une structure nettement oblique qu'on ne retrouve pas au sud sur les cartes bathymétriques d'Uchupi (1971) et Uchupi et Hays (1980), ni sur les cartes GEBCO (1978, 1982) ou NAVOCEANO (1977). La ride Barracuda, si elle reprend, comme on peut s'y attendre, une ancienne faille transformante, est également oblique, mais dans une direction opposée à celle de la fracture Kane.

- Entre Europe et Amérique du Nord. Le décrochement que fait l'anomalie 33 au niveau de la fracture Charlie-Gibbs permet une reconstitution aisée et précise (voir aussi fig. 10 et 11). Celle-ci est réalisable sans avoir à déplacer le banc de Rockall par rapport à l'Europe. On peut observer que la fracture de Rockall vient se superposer à celle de Cartwright et à celle du Cap Farewell, indiquant pour ces trois structures une origine commune. Ceci peut être interprété comme le signe d'une dislocation partielle de l'ensemble constitué par Rockall et le Groenland dès cette époque.

- Entre Groenland, Amérique du Nord et Europe. L'anomalie 33 n'est pas clairement identifiable dans la mer du Labrador. La marge du Groenland a été d'abord ajustée à celle de Rockall; le Groenland a ensuite été déplacé avec la plaque européenne. La trajectoire relative du Groenland et de l'Amérique du Nord ainsi obtenue correspond bien aux indications données par les zones de fracture.

- Entre Ibérie et Amérique du Nord. Les intersections des anomalies 33 et 24 avec les fractures Gloria et Pico sont bien déterminées. Considérant ces points comme homologues, nous les avons superposés avant d'amener en recouvrement les deux isochrones (fig. 10 et 11). Nous allons examiner maintenant les conséquences des deux reconstructions successives aux anomalies 33 et 24, sur la frontière entre Ibérie et Europe.

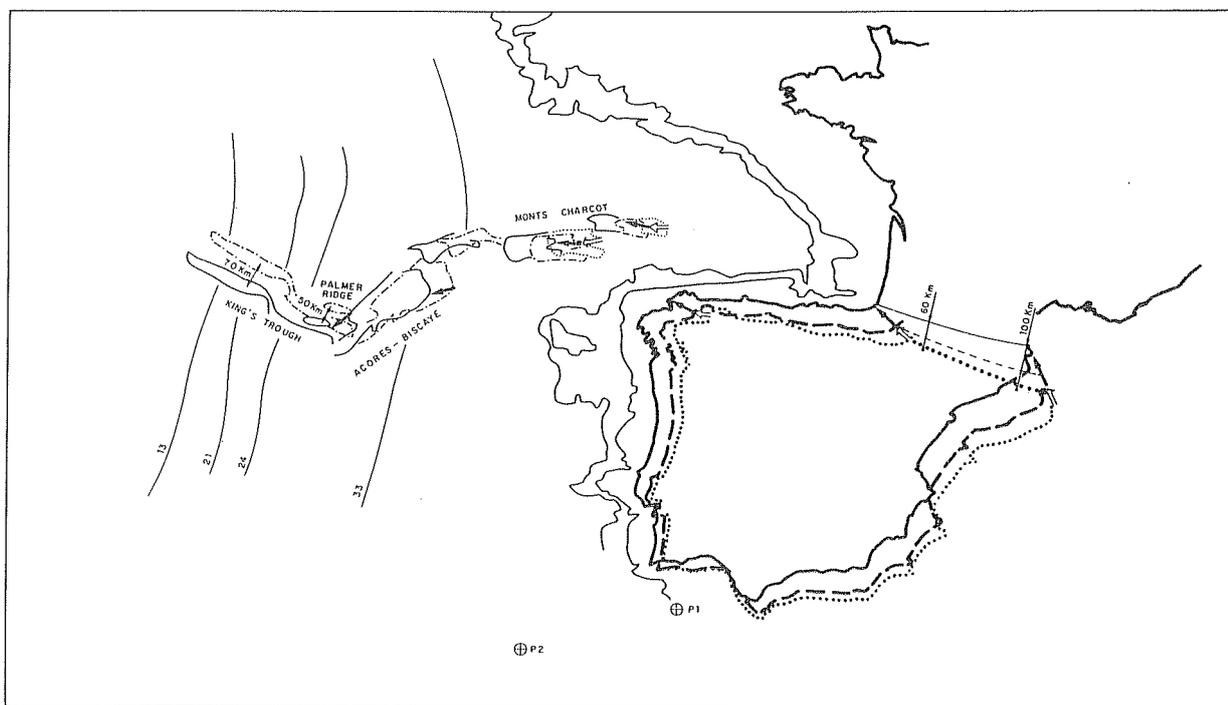


Figure 23

Mouvement relatif de l'Ibérie par rapport à l'Europe: positions successives à l'anomalie 33 (en pointillé), à l'anomalie 24 (en tireté) et à l'actuel (en trait plein). Les éléments de la frontière Ibéro-Européenne ont été rattachés à la plaque Ibérique afin de mettre en évidence l'orientation et l'amplitude possible des mouvements relatifs à leur niveau. La flèche claire (rotation autour de pôle P1) et la flèche noire (rotation autour du pôle P2) peuvent être regardées comme des approximations des mouvements relatifs correspondants aux phases fini-Crétacé et Eocène. Les valeurs kilométriques portées dans "King's Trough" et dans les Pyrénées indiquent la quantité totale de mouvement relatif mesurée perpendiculairement à ces zones frontières.

5 - L'EVOLUTION DE LA FRONTIERE DES PLAQUES IBERIQUE ET EUROPEENNE DEPUIS LE CRÉTACE SUPÉRIEUR

Les observations de terrain, à terre et en mer (cf. Ch.IV.1.A.), donnent schématiquement les indications suivantes quant à l'évolution de cette frontière. A la fin du Crétacé, vers 65 Ma, c'est-à-dire entre l'anomalie 33 et l'anomalie 24, les Pyrénées orientales ont enregistré une phase compressive importante tandis que la subsidence se poursuivait dans les Pyrénées occidentales. Il est logique d'en déduire que plus à l'ouest, le golfe de Gascogne était dans le même temps le siège d'une distension (Mattauer et Séguret, 1971; Choukroune et al., 1973). Curnelle et al. (1980) estiment néanmoins que même au niveau du bassin Aquitain, la compression pyrénéenne fait sentir ses effets dès le milieu du Sénonien (vers 80 Ma).

Durant l'Eocène, entre l'anomalie 24 et l'anomalie 13, c'est l'ensemble du domaine pyrénéen qui a subi une phase de compression majeure. Dans le golfe de Gascogne, cette phase s'est marquée par la création du fossé Nord-Ibérique (Sibuet et al., 1971) et par des déformations de la marge ibérique (Boillot et al., 1971; Mauffret et al., 1978) et de l'ensemble du golfe de Gascogne. Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 2, les phases tectoniques postérieures sont de second ordre par rapport à ces deux phases majeures, et nous les avons négligées en première approximation.

Nous allons comparer à ces données les résultats que nous avons obtenus. La figure 23 montre la plaque ibérique respectivement dans sa position actuelle et dans sa position aux anomalies 24 et 33 par rapport à la plaque européenne. La disposition relative de l'Ibérie, de l'Europe et de l'Afrique à l'anomalie 33 est, nous l'avons vu, assez rigoureusement contrôlée. L'espace trouvé pour le domaine pyrénéen est, dans la direction nord-sud, d'une centaine de kilomètres à l'est et d'une soixantaine de kilomètres à l'ouest. Mais l'Ibérie est déportée vers le sud-est de sorte que la quantité totale de mouvement est plus importante. Nous nous situons là avant les principales phases de raccourcissement du domaine pyrénéen et ces chiffres sont bien d'un ordre de grandeur comparable à celui avancé par les géologues pyrénéens.

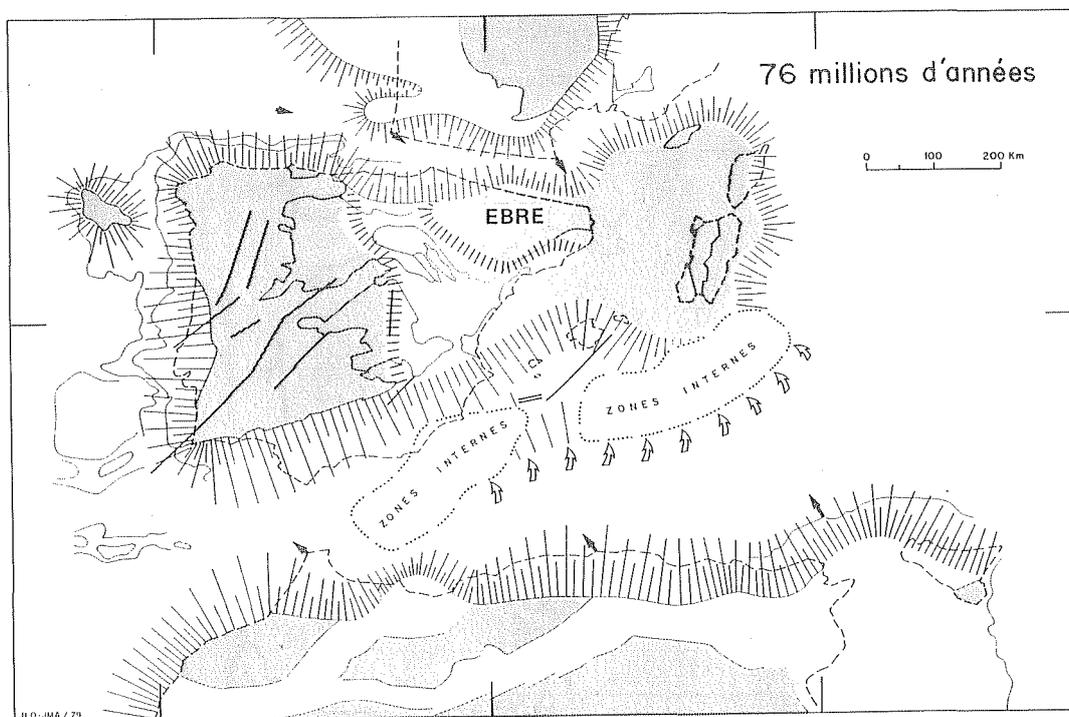


Figure 24

Reconstitution à l'anomalie 33 de la disposition de l'Europe par rapport à l'Ibérie supposée fixe (d'après Auzende et Olivet, 1979). Les zones tramées indiquent les domaines se comportant comme des blocs peu déformables au cours du Tertiaire. Les hachures indiquent schématiquement l'emplacement des pentes continentales. Les vecteurs attachés à l'Europe et à l'Afrique donnent le mouvement de ces plaques par rapport à l'Ibérie entre l'anomalie 33 et l'anomalie 24. Les flèches claires, au sud des futures zones internes d'Afrique du Nord (Rif, Kabylie), indiquent l'existence d'une probable subduction océanique dont l'amplitude décroît très rapidement vers l'ouest.

Entre l'anomalie 33 et l'anomalie 24 telles que nous les avons reconstituées, l'Ibérie effective par rapport à l'Europe une rotation de $2,7^{\circ}$ autour d'un pôle situé à $35,7^{\circ}\text{N}$, $8,2^{\circ}\text{W}$, c'est-à-dire un peu à l'ouest de Gibraltar. Rapportée à la partie orientale des Pyrénées, cette rotation correspond à un mouvement d'environ 50 km vers le nord-ouest et, rapportée à la partie occidentale, à un mouvement moindre très oblique, presque un décrochement. Dans le golfe de Gascogne, si l'on prend pour référence l'axe constitué par les Monts Charcot et Biscaye, le mouvement serait un décrochement passant à l'ouest à une ouverture oblique.

Entre l'anomalie 24 et l'actuel, le pôle décrivant le mouvement relatif de la plaque ibérique par rapport à l'Europe se situe à l'ouest-sud-ouest du précédent ($34,7^{\circ}\text{N}$, $13,3^{\circ}\text{W}$). Il correspond, pour l'ensemble des Pyrénées et de la marge ibérique, à une compression allant du nord-nord-ouest au nord-ouest. Par rapport à la ride Açores-Biscaye, le mouvement serait de compression très oblique, tandis qu'il serait d'extension au niveau de "Palmer Ridge" et de "King's Trough" (de l'ordre de 60 km).

Ces résultats sont, on le voit, assez proches des observations de terrain. Il est probable bien sûr que dans le détail, la relation n'est pas directe entre le mouvement relatif de la plaque ibérique, c'est-à-dire approximativement le mouvement de la méseta ibérique, et la tectonique pyrénéenne. Ainsi, les observations de Choukroune et al. (1973) sur les modalités de la phase fini-Crétacé dans l'est des Pyrénées conduisent-elles à envisager en première approximation le jeu relatif d'un "bloc de l'Ebre" (fig.24) (Auzende et Olivet, 1979; Malod, 1982).

Sur la planche IV, dans le golfe de Gascogne, nous avons fait passer la frontière des plaques dans la vallée qui sépare les Monts Charcot et se poursuit au sud du Mont Biscaye. Cela signifie que l'ancien centre d'accrétion du golfe aurait été repris lors de la phase Crétacé. Lors de la phase Eocène, la frontière principale a été constituée par le fossé nord-ibérique. Vers l'ouest, le relais a dû se faire avec les Monts Charcot, la ride Açores-Biscaye et "Palmer-Ridge", mais d'une façon sans doute plus complexe que celle envisagée par Grimaud et al. (1982). C'est du moins ce que suggère la comparaison avec la région de Goringe.

L'interprétation de "Palmer-Ridge" et, pro parte, de "King's Trough" qui découle de ces reconstitutions, a récemment été implicitement confirmée par les interprétations de Withmarsh et al. (1982) et de Kidd et al. (1982) (Cf; aussi Grimaud et al., 1982: discussion par Olivet et al. et réponse, 1983).

D'autre part, Searle (1977) avait mis en évidence par une étude de détail au nord-est des Açores, entre 23° et 25° ouest, des escarpements d'orientation nord 120° . Il les avait attribués à une déformation secondaire liée à la création des Açores. On peut constater sur la planche I que cette direction est théoriquement celle des failles transformantes entre l'anomalie 13 et l'anomalie 24, c'est-à-dire pendant la phase pyrénéenne principale.

La trace fossile des événements dont cette frontière a été le siège se trouve également sur la plaque américaine: elle serait susceptible, sous réserve d'être étudiée en détail, d'éclairer cette évolution. Tout ce que l'on peut relever pour l'instant, c'est que la plaque américaine est affectée par une structure anormale à partir de 90 Ma environ (Turonien).

Une dernière conséquence est à relever: si une distension a eu lieu dans le golfe de Gascogne vers la limite Crétacé-Tertiaire, les anomalies magnétiques originelles ont dû être altérées et l'identification de l'anomalie 34 (Williams, 1975, Kristoffersen, 1977) en est rendue problématique. Nous allons voir que d'autres critères géométriques rendent peu vraisemblables les identifications avancées.

6 - LA RECONSTITUTION DE L'ANOMALIE 34

L'importance de cette étape, en fait de peu antérieure à l'anomalie 34 (cf. II.3.), déborde largement l'histoire de l'Atlantique. Il s'agit en effet de la plus importante réorganisation du mouvement relatif des plaques survenues depuis le Jurassique moyen et elle intéresse probablement toutes les frontières du globe. Dans l'Atlantique Central, elle se manifeste par un changement d'une trentaine de degrés dans l'orientation des failles transformantes; dans l'Atlantique Nord, elle correspond au moment où l'Eurasie commence à s'écarter de l'Amérique du Nord à une vitesse voisine de celle de l'Afrique: le mouvement relatif entre ces deux plaques est dans le même temps radicalement modifié sur toute la frontière alpine. Dans

l'Océan Indien, l'Inde se sépare de la plaque africaine pour entamer son mouvement de convergence rapide avec l'Asie. La rupture entre Australie et Antarctique daterait du même moment selon Cande et al. (1981).

Dans l'Atlantique Nord et Central, la reconstitution précise de ce stade a été obtenue en combinant un grand nombre de facteurs. Pour schématiser, on peut la présenter comme une interpolation entre les reconstitutions de l'anomalie 33 et de l'anomalie J, qui sont l'une et l'autre bien contrôlées.

Entre Afrique et Amérique du Nord: des levés effectués au sud-est des Bermudes (Vogt et al., 1977), au sud-ouest des Canaries (Harison et al., 1973) et au nord du Cap Vert (Twigt et al., 1983) ont montré que les failles transformantes présenteraient une grande régularité d'orientation sur près de 1500 km au total après l'anomalie J. Les directions trouvées à l'échelle régionale se retrouvent au degré près dans les études de détail effectuées par Jones et al. (1966) ou par le Centre Océanologique de Bretagne (levé "Seabeam", Le Suavé, communication personnelle). Le pôle du mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord après l'anomalie J peut ainsi être déterminé avec une particulière précision. Par contre, l'âge précis du changement d'orientation qui suit n'est pas aisé à fixer car il semble plus tardif au sud de 40° N qu'au niveau de "Corner Rise" ou de la ride de Terre-Neuve (Auzende et al., 1970).

Dans la même optique que précédemment, c'est-à-dire en tenant compte de possibles déformations intra-plaques, c'est à ces structures septentrionales que nous nous sommes référés. Nous avons opéré une rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à 56,5° N, 26,7° W (dans le repère Amérique du Nord) jusqu'à ce que la faille Gloria se trouve à la latitude de la fracture Pico. Avec la position ainsi obtenue, les anomalies 34 de l'Afrique et de l'Amérique du Nord se superposent légèrement, ce qui signifie que nous sommes situés dans le temps quelques millions d'années avant cette anomalie (vers 86-88 Ma, Conacien, âge obtenu par interpolation).

La plaque ibérique et la plaque européenne ont été situées ensuite en satisfaisant aux conditions suivantes:

- a) avoir un recouvrement des anomalies 34 comparable à celui obtenu dans l'Atlantique central;
- b) ordonner le système Pico-Gloria suivant le même principe que pour les stades plus récents, c'est-à-dire faire en sorte que la faille Gloria corresponde toujours à un décrochement entre Afrique et Ibérie;
- c) superposer les deux segments fossiles homologues de la fracture Charlie-Gibbs;
- d) conserver à l'"espace pyrénéen" une dimension du même ordre que celle obtenue pour la reconstitution de l'anomalie 33 puisque la littérature géologique ne mentionne aucun bouleversement notable de ce domaine entre le Coniacien et le Campanien (cf. Réunion Extra. Soc. Geol. Fr. 1977 et ch.IV .1.A.).
- e) pouvoir passer de ce stade à celui de l'anomalie J (fin du Barrémien) de façon cohérente. Cela signifie en particulier que le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe doit se faire selon une direction voisine de celle de la faille nord-pyrénéenne (Le Pichon et al., 1971), faille dont les observations tectoniques (Mattauer, 1968, Chroukroune et Mattauer, 1978), pétrologiques (Ravier, 1959; Azambre et Rossey, 1976; Vielzeuf et Kornprobst, 1984) et géophysiques (Daignères et al., 1982) ont montré l'importance majeure.

Le fait que toutes ces conditions puissent être simultanément satisfaites nous paraît en soi un fait concluant. La précision n'est toutefois pas telle que les mouvements relatifs (de faible importance), enregistrés sur les frontières "Europe-Ibérie" et "Ibérie-Afrique" entre ce stade et celui de l'anomalie 33, puissent être tenus pour significatifs.

Quant à la question de l'anomalie 34 dans le golfe de Gascogne, la raison d'ordre géométrique qui s'oppose à son existence telle que proposée par Williams (1973, 1975) et reprise par Kristoffersen (1978), découle des observations que nous avons faites précédemment: une reconstitution fondée sur cette interprétation oblige à placer l'Ibérie 100 à 200 km au nord de sa position à l'anomalie 33 par rapport à l'Europe (cf. fig.25) et donc à effectuer un mouvement relatif de cet ordre dans les Pyrénées entre le Coniacien et le Campanien, ce qui est impossible. On a vu que Curnelle et al. (1980) indiquaient au contraire des traces de compression dans le bassin d'Aquitaine à cette époque.

Au nord de Charlie-Gibbs, l'arrangement obtenu résulte de celui que l'on vient de décrire: le sud Rockall restant lié à l'Europe, sa marge méridionale vient

se juxtaposer à celle du Labrador au niveau de l'isobathe des 3 000 m: le bassin de Rockall avait donc déjà sa forme actuelle. Comme le font remarquer Roberts et al. (1981, fig. 4 et 8), la fracture Gibbs s'interrompt à l'est vers 17° W (voir planche I) et l'ouverture du bassin de Rockall doit coïncider avec l'ouverture initiale entre les bancs de Terre-Neuve et la marge irlandaise (voir aussi: Olivet et al., 1974). Notre modèle s'accorde avec cette observation en situant effectivement l'axe d'accrétion antérieur à l'anomalie 34 dans le fossé de Rockall. A partir de là la façon de refermer l'espace océanique encore existant au sud de la fracture Charlie-Gibbs.

En Mer du Labrador, le Groenland a été légèrement déplacé "à la main" pour tenir compte de la nouvelle position relative du banc de Rockall; C'est ce déplacement qui est indiqué par des pointillés sur la "situation à l'anomalie 33" (planche IV).

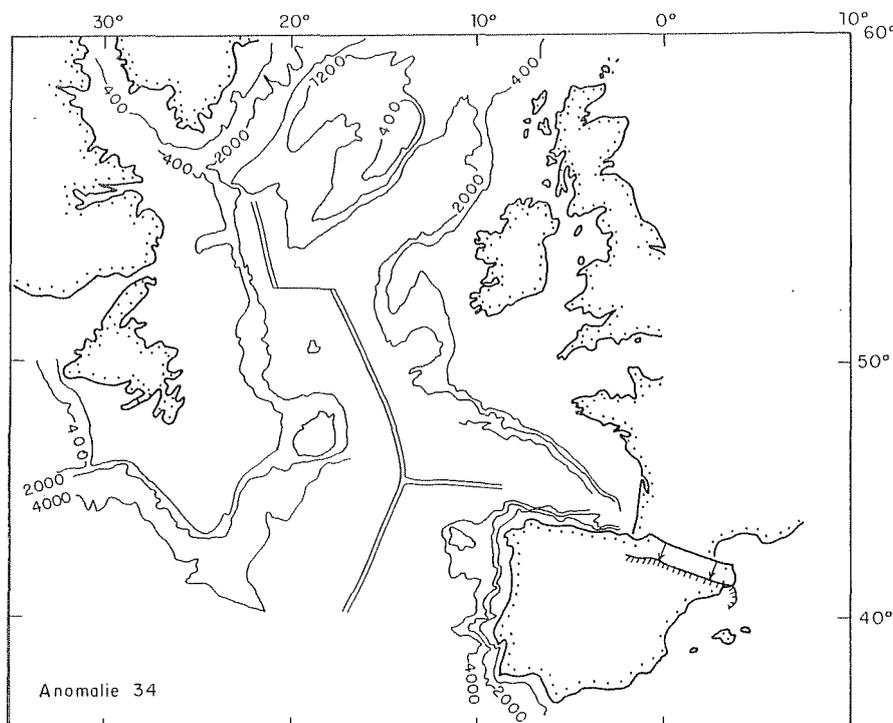


Figure 25

Reconstitution de l'Atlantique Nord à l'anomalie 34 (85 Ma, Santonien sup.), d'après Kristoffersen (1977) complétée. On peut voir que la plaque Ibérique se superpose légèrement à la plaque Européenne, disposition qui découle de l'interprétation d'une anomalie 34 dans le golfe de Gascogne. Le trait hachuré donne la position du nord de la plaque ibérique à l'anomalie 33, moins de 10 Ma plus tard, d'après ce travail (voir aussi, Grimaud et al., 1982). Le mouvement d'écartement de 100 à 200 km entre les plaques Européenne et Ibérique qu'implique cette interprétation de l'anomalie 34 est très improbable: on signale pour la même époque les effets d'une compression dans le domaine pyrénéen (Curnelle et al., 1980).

7 - LA REVOLUTION DU CRETAGE MOYEN

La réorganisation des mouvements relatifs intervenue au voisinage de l'anomalie 34, vers 88-86 Ma, est, nous l'avons dit, un événement important à l'échelle du globe. En fait, cette réorganisation n'est que l'aboutissement d'une évolution qui a débuté quelque 25 Ma plus tôt, vers la fin du Barrémien (anomalie J, 114-112 Ma). C'est l'ensemble des événements compris dans ce laps de temps que couvre la notion de "révolution du Crétacé moyen". Nous allons en décrire les principales manifestations cinématiques.

Sur la frontière entre Afrique et Eurasie, un mouvement de compression s'amorce, perceptible vers l'est à partir de la Turquie. Ce mouvement s'opère (fig.1) par rapport à un pôle beaucoup plus proche que celui qui décrit les phases antérieures, mais situé de telle façon que la direction d'ouverture de l'Atlantique n'en est pas visiblement modifiée: elle rest toujours apparemment guidée par les fractures de Terre-Neuve et des Bahamas.

- dans l'Océan Indien, la dorsale à la faveur de laquelle une moitié du Gondwana (Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique) s'écartait à la fois de l'Afrique et de l'Asie (fig.26) a changé de position à l'anomalie Mo (112 Ma) et passe désormais au sud de l'Inde (Segoufin et Patriat, 1981; Patriat et al, 1982).

Ceci a pour conséquence que l'Inde, provisoirement soudée à l'Afrique, l'accompagne dans son mouvement de convergence avec l'Eurasie pendant 20 à 25 Ma, de l'Aptien au Coniacien (fig.1). La rupture qui intervient vers l'anomalie 34, et à partir de laquelle l'Inde amorçe sa phase de convergence rapide (10 cm par an) avec m'Asie (fig.2) a donc été précédée par une subduction de plus de 1 000 km de la plaque afro-indienne sous l'Asie.

- dans l'Atlantique nord, nous le verrons dans les chapitres suivants, une rupture se produit également au voisinage de l'anomalie J mais l'ouverture reste très lente (moins de 1 cm par an) jusqu'au stade l'anomalie 34.

- la plaque ibérique commence dans le même temps à s'écarter de l'Amérique du Nord à une vitesse pratiquement semblable à celle de la plaque africaine. Ce mouvement, qui correspond à une translation vers l'est par rapport à la plaque européenne, ne peut pas ne pas avoir entraîné des conséquences tectoniques importantes plus à l'est sur la frontière alpine.

- enfin, dans l'Atlantique sud, c'est aussi pendant cette période, sans doute à l'Albien (vers 100 Ma), que se fait la rupture entre le bouclier ouest-africain et le bouclier guyano-brésilien, l'Afrique étant ainsi découplée de l'Amérique du Sud (Curie et al., 1983; Curie, 1984).

Ainsi, on le voit, cette révolution du Crétacé moyen donne ses grandes lignes aux océans actuels et marque le vrai départ de l'orogénie alpino-himalayenne. Elle se compare en importance à celle qui aboutit, au Jurassique moyen, à l'ouverture des deux systèmes océaniques, Atlantique et Indien, à l'intérieur de la Pangée (fig.26). Il est bien évident cependant que décrire de telles révolutions cinématiques (ou les révolutions géologiques qui les accompagnent) ne revient qu'à décrire des manifestations superficielles de processus dynamiques dont la nature détaillée et la véritable échelle nous échappent encore. Mais cette description nous paraît être le fondement indispensable à l'appréhension de ces processus. Nous ne l'avons ici qu'esquissée afin de situer dans son contexte général l'évolution de l'Atlantique Nord.

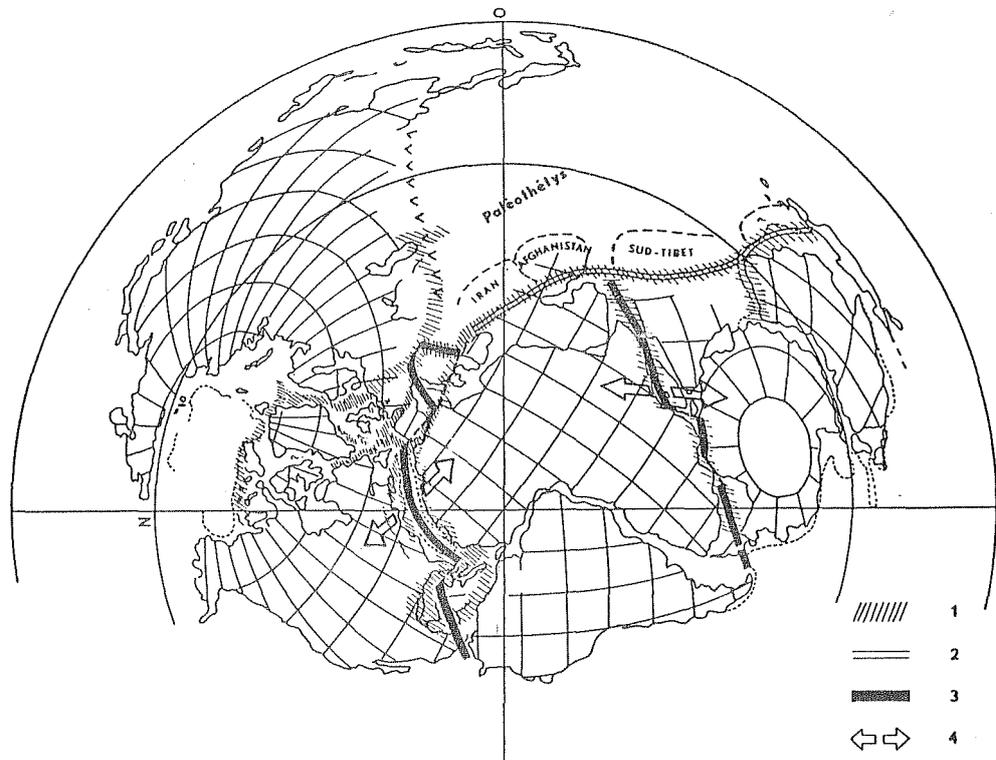


Figure 26

Situation générale au Jurassique inférieur d'après (Smith et Briden, 1977, complété).

1. Zones affectées par la distension fini-Paléozoïque à début Mésozoïque.
2. Cassure néothétysienne (ou de la Thétys Jurassique): ouverture entre le Trias et le Crétacé inférieur et fermeture concomittante de la Paléothétys.
3. Cassures de l'océan Indien, de l'Atlantique central et des dépendances de celui-ci: Alpes Occidentales et Caraïbes.
4. Mouvements relatifs à partir du Jurassique moyen. Une révolution complète de cette organisation a lieu au Crétacé moyen.

B - LA RECONSTITUTION A 100 MILLIONS D'ANNEES

La reconstitution à 100 Ma est une simple interpolation entre les stades des anomalies J et 34.

a) dans l'Atlantique central, les âges de socles déduit des forages DSDP 137 et 138 (Hayes, et Pimm et al., 1972) sont en accord avec la reconstitution proposée;

b) le mouvement relatif de l'Ibérie a été calculé de façon à être parallèle à celui de l'Afrique et, en même temps, parallèle à la faille nord-pyrénéenne. Pour cela, il a été nécessaire de déplacer simultanément l'Europe, c'est-à-dire de faire commencer l'ouverture du bassin océanique au nord du Golfe de Gascogne. Mais cette ouverture initiale se fait à un taux comparativement beaucoup plus faible. Le Mont Armorique pourrait être une structure témoin du point triple, indispensable dans ce schéma;

c) il est clair qu'une légère modification de l'un ou l'autre des paramètres choisis suffit à induire automatiquement une composante compressive ou distensive sur l'une ou l'autre des frontières de l'Ibérie;

d) dans l'Atlantique Nord, Roberts et al. (1981) affirment que les sédiments les plus anciens reposant sur la croûte océanique adjacente à l'Irlande ne peuvent être pré-Albien (soit plus anciens que 107 Ma).

9 - LA RECONSTITUTION DE L'ANOMALIE J

L'anomalie J (M0-M3) étant très bien définie dans l'Atlantique Central, sa reconstitution, en première approximation du moins, ne pose guère de problème. Celle que nous proposons est d'ailleurs extrêmement proche de celle proposée pour l'anomalie M0 par Schouten (in Rabinowitz et al., 1979). Les rides anormales du sud de Terre-Neuve et de Joséphine-Madère se superposent, ce qui s'accorde avec l'idée que l'une et l'autre sont les témoins d'une dorsale anormale ayant fonctionné à cette époque (Tucholke, Vogt et al., 1979).

Comme pour le stade de l'anomalie 34, l'agencement relatif de l'Ibérie et de l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord repose sur la prise en considération simultanée de plusieurs facteurs.

a) si la partie septentrionale de la ride Tore-Madère, au nord du Mont Joséphine, a la même origine que la partie méridionale, elle en constituait alors déjà le prolongement et devait se trouver accolée à la marge du Grand-Banc. Cette position asymétrique du centre d'accrétion est confirmée par les données magnétiques (fig.16).

b) l'anomalie J n'est pas à proprement parler déterminable en regard de Terre-Neuve et de l'Ibérie puisque la séquence des anomalies M n'y est pas développée. Il est possible toutefois d'interpréter comme telle une anomalie d'amplitude comparable que l'on observe sur quelques profils (fig.16 et Keen et al., 1977; Jonquet, 1979), mais sans certitude aucune.

c) à l'est, l'anomalie J présumée se confond, au nord du Mont Tore, avec la limite d'une zone magnétique calme. Si cette limite correspond bien à une isochrone voisine dans le temps de l'anomalie J (Barrémien), on doit l'utiliser comme telle dans le Golfe de Gascogne où elle est bien marquée.

d) au nord du Golfe de Gascogne, les marges d'Irlande et de Terre-Neuve doivent par contre être accolées puisque la croûte océanique dans ce domaine ne peut être plus ancienne (Roberts et al., 1981).

e) la fermeture de l'Atlantique Nord doit se faire de façon à ce que "l'espace pyrénéen" garde le même ordre de grandeur qu'aux stades des anomalies 33, (34) et "100 Ma", dans la mesure où il n'est pas le siège d'une phase d'extension ou de raccourcissement majeure dans cet intervalle de temps. Il s'agit là bien sûr d'une première approximation. Il est clair que des événements tectoniques importants se produisent précisément dans ce laps de temps (cf.Ch.IV.1.A) mais ils sont nécessairement à rapporter au mouvement général de coulissement de l'Ibérie par rapport à l'Europe (cf. par exemple Choukroune et Mattauer, 1977).

La reconstitution proposée satisfait à cet ensemble d'hypothèses: les zones calmes du Golfe de Gascogne sont juxtaposées, ainsi que les anomalies J présumées au nord du Mont Joséphine.

Cette disposition laisse subsister autour de l'Ibérie et du golfe de Gascogne de vastes bassins dépourvus d'anomalies magnétiques et occupés par d'épaisses séries sédimentaires dans lesquelles nous pensons reconnaître des structures d'origine salifère (voir aussi Sibuet et al., 1971; Montadert et al., 1971). Ces vastes bassins se situent dans le prolongement du bassin d'Aquitaine et du domaine pyrénéen d'une part, dans le prolongement du bassin salifère ouest-marocain d'autre part: les origines de ces différents bassins ne peuvent, à notre avis, être dissociées.

Nous allons maintenant revenir sur la question de la fermeture de la partie septentrionale de l'océan Atlantique, puisque celle-ci était effective au Crétacé moyen. Une question lui est liée, c'est celle de l'origine du bassin (micro-océan ?) de Rockall. Le modèle que nous présentons ici le laisse largement ouvert, ce qui signifie implicitement que son origine est pour l'essentiel antérieure au Crétacé moyen. Si tel est le cas, son histoire s'apparente directement à celle des bassins péri-ibériques. Mais d'autres auteurs ont pensé, au contraire, que son ouverture pouvait être exactement contemporaine de l'ouverture initiale de la partie océanique située au sud, entre la faille Charlie-Gibbs et le Golfe de Gascogne. Nous allons analyser maintenant ces différentes propositions.

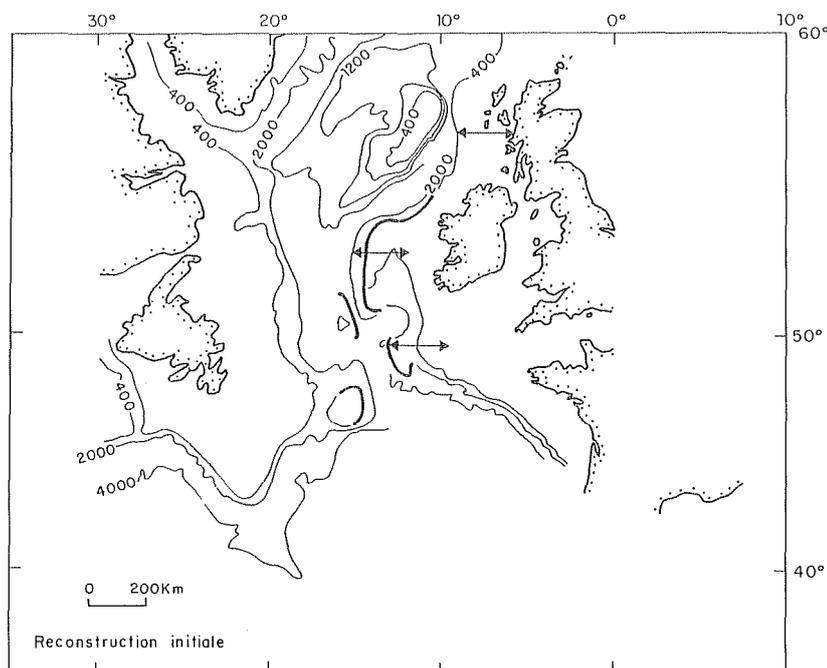


Figure 27

Reconstitution initiale (d'après Kristoffersen 1977 complétée) le bassin de Rockall est à peu près "refermé" mais les zones hautes (Orphan Knoll, Porcupine, Goban Spur, Bonnet Flamand), soulignées par un trait épais, sont décalées les unes par rapport aux autres ainsi que les segments anciens de la fracture Charlie-Gibbs (cf. aussi Figure 3). Les flèches donnent l'orientation et l'amplitude du mouvement initial dans ce modèle.

10 - L'ORIGINE DU BASSIN DE ROCKALL ET LA "FERMETURE" DE L'ATLANTIQUE NORD

Pour beaucoup d'auteurs, le bassin de Rockall est un micro-océan, né du mouvement relatif du banc de Rockall par rapport à l'Europe (Bullard et al., 1965; Vine, 1966; Scrutton et Roberts, 1970; Olivet et al., 1974; Laughton, 1975; Kristoffersen, 1977; Srivasta, 1978; Le Pichon et al., 1977) et son histoire est essentiellement liée à l'ouverture des portions océaniques de l'Atlantique Nord. Beaucoup d'autres auteurs ont cependant insisté sur sa parenté avec les bassins d'âge Paléozoïque à Jurassique inférieur du nord-est de l'Atlantique (Whiteman et al., 1975; Ziegler, 1982; Pegrum et Mounteney, 1978) et envisagent de ce fait une histoire plus complexe. Tout comme pour les bassins qui bordent l'Ibérie et le bassin Nord-Gascogne, l'incertitude porte sur l'importance relative et le rôle possible des phases tectoniques successives.

Le modèle que nous avons établi indique que, pour l'essentiel, l'origine du bassin est antérieure au Crétacé moyen, et certaines observations invitent à lui attribuer une origine Paléozoïque. A l'inverse, Roberts et al., (1981) et Kristoffersen (1977) proposent une ouverture est-ouest de 120 km, postérieure au Crétacé moyen (cf. fig. 27). Nous allons analyser ces deux points de vue.

A. IMPLICATIONS DE NOTRE MODELE SUR L'ORIGINE DU BASSIN DE ROCKALL

Le pôle de rotation qui décrit le mouvement de l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord et au banc de Rockall entre l'anomalie (34) et l'anomalie J est situé à $58,8^{\circ}$ N, $51,3^{\circ}$ O. Il est tel que le fossé de Rockall est assez peu "refermé" puisque le mouvement passe à un décrochement parallèle à l'axe du bassin dans sa partie septentrionale. La composante est-ouest du mouvement est cependant de l'ordre d'une soixantaine de kilomètres dans la partie méridionale, celle précisément qui est caractérisée par des anomalies magnétiques (Vogt et Avery, 1974). La comparaison des planches I et II permet de se faire une idée précise de ce mouvement relatif.

Cette ouverture de la partie méridionale aurait eu lieu approximativement entre l'Aptien (110 Ma) et le Coniacien (86-88 Ma). L'essentiel du bassin serait antérieur, à un décrochement près. Avant de replacer ce modèle dans le contexte général de l'Atlantique Nord, nous allons examiner les deux hypothèses qui se présentent quant à l'âge du proto-bassin présumé.

a) Il pourrait dater de la phase cimérienne tardive (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur); c'est l'âge attribué par certains auteurs à la phase d'extension majeure responsable des bassins périphériques du golfe de Gascogne (Montadert et al., 1979; Le Pichon et Sibuet, 1981; Boillot, 1981). C'est l'âge que proposait Laughton (1975) pour le fossé de Rockall.

b) Son origine serait antérieure et remonterait au début du Mésozoïque ou même à la fin du Paléozoïque. C'est l'idée soutenue par de nombreux auteurs (Russell et Smythe, 1978; Ziegler, 1980; Whiteman et al., 1975) et qui rejoint celle que nous avons nous-même exprimée au sujet des "hiatus" laissés par les "reconstitutions initiales" (in: Groupe Galice, 1979, fig. 18, et in: Sichler et al., 1980).

D'un certain point de vue, ces deux hypothèses ne se contredisent pas puisque la plupart des auteurs admettent que la phase cimérienne tardive a repris des bassins préexistants. L'opposition porte sur leur importance relative et sur la question de savoir si la phase cimérienne tardive a pu créer, par étirement de la croûte continentale, (Sclater et Christie, 1980; Le Pichon et Sibuet, 1981; de Charpal et al., 1978) les bassins en question. Nous reprendrons cette question dans le chapitre suivant, à propos des bassins péri-ibériques. Pour ce qui concerne l'origine du bassin de Rockall, une observation peut venir à l'appui de la seconde hypothèse, celle d'une origine ancienne.

La figure 17 met en évidence la remarquable complémentarité des marges continentales du Labrador, du Groenland et de l'ouest du banc de Rockall. Celles-ci contrastent avec la dissymétrie des deux marges du bassin de Rockall: la marge orientale présente en effet un décrochement important vers 54° N. Ce décrochement pourrait être en rapport avec la "Great Glen Fault". Or, s'il est connu que cette faille a joué un rôle actif pendant le Mésozoïque, son rejeu horizontal est extrêmement limité: il est estimé à 10 km dans le sens dextre lors de la formation du bassin d'Inner Moray Firth, au nord-ouest de la Mer du Nord (Mc Quillin et al., 1982). Des dykes d'âge Tardi-Carbonifère à Permien inférieur qui recoupent la "Great Glen Fault" interdisent d'ailleurs d'envisager un décrochement important après cette date (Speight et Mitchell, 1979). Ainsi, si la genèse de la partie septentrionale du bassin de Rockall est en relation directe avec un décrochement le long de cette faille, comme la morphologie comparée des marges le laisse supposer, son origine remonte au moins au Carbonifère.

B. IMPLICATIONS DU MODELE SUR L'ENSEMBLE DE L'ATLANTIQUE NORD

La figure 6 montre, dans une projection Mercator oblique, l'ensemble de l'Atlantique Nord dans la situation reconstituée pour l'époque de l'anomalie J. Le Groenland n'a été disposé qu'approximativement et à titre indicatif. Si l'on compare cette figure à la figure 8, qui montre la situation à l'anomalie 33, on observe que la partie septentrionale du Groenland empiète considérablement sur l'Amérique Nord, ce qui oblige à admettre une déformation postérieure à cette date, soit du nord de l'Amérique du Nord, soit de l'Europe, de part et d'autre de la Mer du Nord. On observe ensuite que le mouvement qui conduit de la situation à l'anomalie J (vers 110 Ma) à la situation à l'anomalie 33 correspond, compte non tenu de ces frontières de plaques de second ordre, à un rapprochement considérable des péninsules du Spitzberg et d'Ellesmere.

Le choix d'un tel pôle entre l'anomalie J et l'anomalie 33 provient de la nécessité, nous l'avons vu, de conserver au domaine pyrénéen une dimension à peu près constante, et de "fermer" autant que possible l'espace compris entre la marge de Terre-Neuve et l'Ibérie.

Le fait majeur à retenir est que ce modèle n'implique pas de distension ni de formation de croûte océanique au nord de la latitude de Rockall, mais une déformation par compression et décrochements essentiellement.

C. LES MODELES DE KRISTOFFERSEN (1977) ET SRIVASTAVA (1978)

Roberts et al. (1981) défendent l'idée qu'une phase d'ouverture océanique considérable (plus de 100 km) est à l'origine du bassin du Rockall. Celle-ci se serait produite après l'Albien (après 100 Ma) et selon une orientation ouest-nord-ouest à est-sud-est. Elle aurait suivi une phase de "distension continentale" cimérienne tardive (Jurassique terminal ou Crétacé inférieur), le rôle des phases antérieures étant jugé négligeable. L'argumentation de Roberts et al. (1981) repose essentiellement sur l'analyse de sections de sismique réflexion et sur les modèles cinématiques de Kristoffersen (1977) et Srivastava (1978).

Kristoffersen (1977) a en effet proposé un modèle (cf. fig.3 et 27) dans lequel le banc de Rockall se trouve accolé à la marge européenne par un mouvement relatif est-ouest de 120 km environ. Le pôle de ce mouvement est situé à 83° N, $169,4^{\circ}$ W par rapport à l'Amérique du Nord. C'est d'ailleurs le pôle calculé pour passer de la reconstitution de l'anomalie 24 à celle de l'anomalie 33 qui se trouve utilisé, jusqu'à ce que les marges soient jointes au sud de la fracture Charlie-Gibbs. Le modèle de Srivastava (1978) est assez voisin.

D. DISCUSSIONS

Les figures 3 et 4 montrent, à l'échelle de l'Atlantique Nord, les conséquences de ces hypothèses. Nous n'insisterons pas sur le problème posé par la place du Groenland, déjà évoqué. On peut simplement remarquer que ce problème est nettement accentué par rapport à la solution de la figure 6. La comparaison avec la figure 8 (reconstitution à l'anomalie 33) permet de mettre en évidence les points sur lesquels ces modèles diffèrent de celui que nous avons décrit :

a) l'ouverture océanique initiale se fait par rapport à un pôle situé au nord du Groenland. Le mouvement d'ouverture entre les plaques Américaine et Européenne est donc important bien au nord du bassin de Rockall, ce pourquoi on n'a actuellement aucune évidence.

b) le sud de l'Europe se trouve situé, au Crétacé moyen, très au nord de ce que nous avons indiqué (environ 300 km pour Kristoffersen, 200 km pour Srivastava). Replacer l'Ibérie par rapport à l'Europe remet en cause tout le raisonnement sur lequel nous avons fondé notre modèle (cf.ch.IV.8 et 9).

En tout état de cause, il sera possible de trancher entre le modèle proposé par Kristoffersen, Srivastava et Roberts et le notre dès lors que la direction initiale de l'ouverture océanique au nord du golfe de Gascogne, ainsi que la trajectoire de la plaque ibérique entre 110 et 88-86 Ma, auront été reconnues. Une résolution plus complète du problème passe par une analyse détaillée de la discontinuité Davis-Feroë-Mer du Nord et de l'évolution de l'Arctique. Il est clair que la solution cinématique du problème de Rockall intéresse celle de tous les bassins de l'ouest européen et tout particulièrement les bassins profonds Ibérique et Nord-Gascogne.

11 - LA PHASE CIMERIENNE TARDIVE

Nous avons essayé de montrer, dans le chapitre IV.7, comment le bouleversement des mouvements relatifs du Crétacé supérieur (vers 86-88 Ma, juste avant l'anomalie 34) avait été "préparé" par toute une série d'événements survenus sur le globe à partir du Crétacé moyen (vers 112-114 Ma, anomalie J, fin du Barrémien): la mise en mouvement rapide de l'Ibérie, par rapport à l'Amérique du Nord et à l'Eurasie, et l'ouverture initiale de l'Atlantique Nord jusque dans le bassin de Rockall, constituaient l'un de ces événements précurseurs. Ces événements eux-mêmes été "préparés", une vingtaine de millions d'années auparavant, par une phase tectonique connue autour de l'Atlantique Nord sous le nom de phase cimérienne tardive.

Cette phase n'est bien sûr pas non plus survenue isolément sur le globe. Elle est à rapprocher des événements contemporains ou subcontemporains qui ont affecté le domaine thétysien: importante phase de charriage dans le domaine dinarique (Aubouin et al., 1973; Ricou, 1980); suture cimérienne ou indosinienne (Bernouilli et Lemoine, 1980; Boulin, 1980) qui met en contact "avant le Crétacé moyen" des éléments du Gondwana (Sud Tibet, Afghanistan Central, Iran Central) avec l'Eurasie. Elle est à rapprocher aussi de l'importante diminution du taux d'ouverture de l'Atlantique Central (voir fig.1 et chIV.12), de l'ouverture initiale du sud de l'Atlantique Sud et de bien d'autres événements encore.

Elle n'est pas isolée non plus dans le temps: le même domaine, le "rift Arctique-Atlantique" de Ziegler, a subi antérieurement une série de phases tectoniques pareillement synchrones de phases intéressant l'Atlantique et d'autres zones du globe. Nous reviendrons plus loin sur leur corrélation avec l'histoire initiale de l'Atlantique Central et Les mouvements relatifs entre Afrique et Eurasie et, plus anciennement encore, avec la fracturation initiale de la Pangée, et même avec l'histoire hercynienne.

C'est dire que l'interprétation géodynamique d'une telle phase tectonique passe par une appréhension globale de l'évolution dans laquelle elle s'inscrit. Mais nous ne chercherons ici qu'à approcher l'aspect cinématique du problème. Celui-ci est concerné de près par les théories relatives à la formation des bassins intracontinentaux et des marges et des bassins profonds qui bordent certaines d'entre elles. Nous évoquerons donc de façon critique les fondements géologiques des modèles d'étirement de la croûte continentale, parce qu'ils débouchent en principe sur des contraintes cinématiques et que c'est là un point que nous voulons mettre en évidence. Puis nous replacerons ce problème dans le contexte général de l'évolution de l'Atlantique. Mais auparavant, nous allons brièvement résumer les manifestations de cette phase tectonique majeure.

La phase cimérienne tardive affecte, au voisinage de la limite Jurassique-Crétacé (130 Ma \pm 3 selon Odin et Kennedy, 1982) tout le système de bassins pré-jurassiques qui s'étend des marges de Terre-Neuve à la Mer de Barents. Elle est caractérisée, en sismique réflexion, par une discordance très spectaculaire qui a pour origine de forts mouvements verticaux, le rejeu de structures salifères et une intense érosion. En plusieurs zones, des basculements de blocs ont été décrits: en Mer du Nord (Blair, 1975; Ziegler, 1982) dans le bassin Nord-Gascogne (Montadert et al., 1979), à l'ouest du banc de Galice (Le Pichon et Sibuet, 1981), sur la marge du Groenland (Sürlyk, 1975), etc... Les reliefs ainsi créés ont pu atteindre de 1.000 à 2.000 m et émerger considérablement dans certaines zones. L'intense érosion qui a suivi a donné lieu à une sédimentation détritique générale autour de l'Atlantique Nord (faciès Wealdien, formation Missisauga, d'âge Berriasien à Barrémien, 130 à 112 Ma: Allen, 1969; Jansa et Wade, 1975). Le changement de sédimentation aussi bien que les discordances observées sur les profils sismiques (cf. Amoco, 1974, pour le Grand Banc de Terre-neuve, par exemple) indiquent une phase assez brutale. Celle-ci est souvent attribuée au Crétacé basal (Ziegler, 1982, par exemple), mais plusieurs études la font débiter à la fin du Jurassique, au Kimmeridgien supérieur ou au Tithonique, soit vers 140-135 Ma (Johnson, 1975; Hallam, 1975). Les changements de régime sédimentaire survenus ailleurs, autour de l'Atlantique Central en particulier, suggèrent, et le fait est généralement admis, qu'une importante variation du niveau marin a accompagné cet événement tectonique. Il est probable aussi qu'au voisinage de la frontière avec la plaque africaine (marge marocaine par exemple) cette phase fini-jurassique se soit également faite sentir. Jansa et Wade (1975) la signalent même au sud de la Nouvelle-Ecosse.

Après cet événement, tandis qu'un certain nombre de zones restaient remarquablement surélevées (plateforme d'Avallon, "Orphan Knoll", plateforme des Shetland), d'autres, au contraire, ont repris un rythme de subsidence accru pendant le Crétacé inférieur. C'est le cas, en particulier, des bassins voisins du golfe de Gascogne: mer Celtique, Manche Occidentale, bassins de l'Adour et de Parentis, ainsi que du bassin de Porcupine. Une autre phase tectonique, mineure, s'est produite à l'Albo-Aptien, vers 100-110 Ma: c'est la phase "autrichienne" qui, en Mer du Nord en tout cas, est, selon Ziegler (1982), distincte de la phase cimérienne.

Entre ces deux événements qui, nous le verrons au ch. V, sont contemporains de phases distinctes de l'évolution de l'Atlantique Central, une certaine activité tectonique a continué à régner: elle accompagne la forte subsidence des bassins mais semble aussi témoigner d'un rejeu général des structures à l'intérieur de l'Europe: Ziegler indique qu'en plus de nombreuses manifestations volcaniques, des mouvements de décrochement se sont produits entre différents blocs de socle hercynien ou calédonien. Mais cette activité propre au Crétacé inférieur ne paraît pas, à première vue; particulièrement intense comparée à celle d'autres époques: en Mer du Nord, la phase cimérienne tardive est réputée mineure comparée à la phase cimérienne principale qui s'est produite au Jurassique moyen (178 à 158 Ma).

Cette question de l'activité tectonique intra-plaque est fondamentale quand on pose le problème de l'origine des bassins profonds péri-ibériques puisque ceux-ci ne peuvent être "refermés" qu'au prix d'importantes déformations intra-plaques.

Les bassins profonds péri-ibériques, la phase cimérienne tardive et les modèles d'étirement de la croûte continentale.

Les bassins en question comprennent la plaine du Tage, la plaine Ibérique, au sud et à l'ouest du banc de Galice, et les bassins Nord et Sud-Gascogne. Il s'agit précisément des zones, situées au-delà des pentes continentales actuelles, qui subsistent autour de l'Ibérie dans la reconstitution de l'anomalie J (112-114 Ma, fin du Barrémien).

Deux campagnes du projet DSDP ont abordé le problème de leur origine, l'une sur la marge du banc de Galice, l'autre sur la marge septentrionale du golfe de Gascogne. Elles ont donné lieu à l'interprétation suivante: pour Sibuet et Ryan (1979) et Montadert et al., (1979 b), ainsi que pour Boillot et al., (1979) et Le Pichon et Sibuet (1981), ces bassins reposent sur une croûte continentale étirée. La phase cimérienne tardive se confond avec l'épisode majeur d'étirement ("rifting") responsable de leur création; elle s'étend jusqu'à l'Aptien (110 Ma), époque où se met en place la première croûte océanique. La principale discordance est interprétée comme correspondant à cet événement ("break-up unconformity"). Les structures observées sont toutes interprétées comme des blocs, basculés et déplacés les uns par rapport aux autres suivant des failles listriques; les blocs seraient constitués soit au détriment de la plate-forme carbonatée jurassique, soit du socle hercynien; les failles auraient fonctionné à partir de la fin du Jurassique pour Montadert et al. (1979 b) ou après l'Hauterivien (114 Ma) pour Sibuet et Ryan (1979). Ainsi, pour Montadert et al., phase cimérienne tardive et phase autrichienne se confondent en une seule phase d'une durée totale de 30 Ma environ, tandis que Sibuet et Ryan ne considèrent que la seconde et ignorent en fait la première.

La reconstitution de cette tectonique en extension permettrait une estimation de l'étirement subi par la croûte continentale et fournirait ainsi une contrainte cinématique. Ces estimations varient toutefois dans des limites assez larges selon l'interprétation des données de sismique réflexion et le détail des mécanismes envisagés. Montadert et al. donnent des valeurs qui, rapportées à l'ensemble des marges et bassins du golfe de Gascogne, correspondent à une cinquantaine de kilomètres de mouvement relatif horizontal, au Crétacé inférieur, entre l'Ibérie et l'Europe. Le Pichon et Sibuet (1981) obtiennent une valeur de l'ordre de 80 km pour le seul bassin Nord-Gascogne, soit plus de 150 km au total entre l'Ibérie et l'Europe, pour le Crétacé inférieur également. Boillot et al. (1979) propose 120 km selon une direction nord-est-sud-ouest, mais pour le total des deux phases, Crétacé inférieur et Triasique.

Notons qu'à partir du même type de modèle que Le Pichon et Sibuet (1981) ("modèle d'étirement uniforme"), Sclater et Christie (1980) ont proposé pour le bassin central de la Mer du Nord 75 à 100 km de mouvement horizontal, mais ces auteurs font partir la phase de distension au Jurassique moyen (environ 170 Ma): ils considèrent comme correspondant à une phase unique la période qui va de cette époque au Crétacé moyen (170 à 110 Ma). Foucher et al. (1982) ont toutefois fait valoir que l'amincissement tous les bassins du type Nord-Gascogne était tel que s'il était dû uniquement à un processus d'étirement, il était nécessaire d'imaginer au moins deux phases distinctes et suffisamment distantes dans le temps pour l'expliquer raisonnablement.

Ils rejoignent par là, avec d'autres critères, l'idée généralement admise de phases permo-triasico-liasiques (entre 280 et 190 Ma environ) à l'origine de ces bassins (voir aussi Boillot et al., 1979; Montadert et al., 1979). L'existence de proto-bassins dès le Trias autour de la plaque Ibérique va de pair avec l'existence probable d'évaporites de cet âge (voir aussi Montadert et al., 1971; Sibuet et al., 1971; Olivet et al., 1976; Jansø et al., 1980). Cette observation amène une première critique à l'encontre des modèles précédents: en cherchant à lier les structures observées dans la couverture sédimentaire des marges à l'étirement de la croûte continentale, ceux-ci omettent complètement le rôle possible de la gravité. Au contraire, l'analyse que font Brun et Choukroune (1983) de l'évolution des failles dans un contexte distensif, hors des rifts proprement dit, conclut à l'importance majeure des processus de décollement et de glissement par gravité. Ceux-ci se produisent à la faveur, soit de discontinuités lithologiques, soit d'anciennes failles (plans de charriage par exemple). Dans le cas du golfe de Gascogne, il est évident que les évaporites, là où elles existent, ont constitué une discontinuité mécanique de premier ordre. Elles peuvent aussi, et c'est une autre critique que l'on peut formuler, masquer le véritable comportement du socle et être à l'origine de structures interprétées abusivement comme des blocs de socle basculés. Edifications de récifs et intrusions volcaniques peuvent également avoir joué ce rôle.

Une autre question n'est pas clairement résolue, c'est celle de l'âge et de la durée de la structure observée. Il nous paraît évident, au vu même des profils sismiques publiés (Montadert et al., 1979; Groupe Galice, 1979, par exemple) que, dans ces bassins comme ailleurs, la phase cimérienne tardive s'est manifestée de façon relativement brusque. Elle a créé, avant même le Néocomien (126 Ma), une topographie très marquée (horst et grabens, blocs sédimentaires faillés et glissés, diapirs salifères, récifs, intrusions...?) dans laquelle, comme ailleurs, les évaporites doivent jouer un rôle important. La tectonique a pu se poursuivre sur certaines structures, dans la mesure où des glissements et des basculements de blocs ont pu accompagner la subsidence pendant le Crétacé inférieur, mais cela n'est pas la règle: les sédiments crétacés inférieurs paraissent le plus souvent déposés au-dessus de la discordance majeure.

Enfin, et c'est là la critique majeure, les interprétations faites sur des secteurs limités et bien particuliers du golfe de Gascogne et de la marge ouest-Ibérique ne peuvent prétendre à une explication générale, ni des bassins profonds, ni même des marges continentales ordinaires.

Ainsi le problème de la création de l'espace correspondant à ces bassins profonds ne nous paraît-il pas résolu pour l'instant par ces voies. C'est pour laisser la porte ouverte à la discussion que nous avons gardé intacts les marges et bassins initiaux profonds de l'Atlantique Nord dans les reconstructions antérieures à celle de l'anomalie J. On voit aisément par ailleurs que toutes hypothèse d'un mouvement horizontal important à l'origine d'un bassin donné doit s'inscrire dans un contexte général de déformation, et que celui-ci doit être évalué. C'est maintenant de ce point de vue général que nous allons envisager le problème, mais le commentaire des étapes initiales de l'ouverture de l'Atlantique Central est nécessaire pour cela.

12 - LA RECONSTITUTION DE L'ANOMALIE M 22

L'anomalie M 22 se situe au Kimmeridgien (140 Ma), au milieu du Jurassique supérieur. Nous avons d'abord choisi de reconstituer ce stade parce que l'anomalie en question nous paraissait être la plus ancienne déterminable avec quelque sûreté des deux côtés de l'Atlantique Central. C'est en effet la dernière anomalie de la séquence M à n'être pas atténuée par la diminution d'amplitude qui affecte (irrégulièrement) les anomalies antérieures et détermine, pour partie, la zone magnétique calme (Hayes et Rabinowitz, 1975; Larson et Hilde, 1975). Ce stade correspond approximativement à trois faits importants:

- le premier est le changement d'orientation de la chaîne des Monts Kelvin, que nous interprétons comme un changement d'orientation des mouvements relatifs;
- le second est un net ralentissement du taux d'ouverture;
- le troisième est sa correspondance avec le début de la phase cimérienne tardive.

Entre l'Afrique et l'Amérique du Nord, cette reconstitution a été obtenue en suivant, à partir de l'anomalie J, une direction parallèle à la partie la plus orientale de l'alignement des Monts Kelvin et en superposant les anomalies identifiées à l'est par Hayes et Rabinowitz (1975) et à l'ouest par Larson et Hilde (1975) et Sichler et al. (1980).

En procédant ainsi, on peut constater que les plus occidentaux des Monts Kelvin forment avec les Canaries un alignement remarquable. L'alignement du Mont Ampère au nord, qui se trouve alors au pied de la marge de Terre-Neuve, a une orientation comparable. Bien que Canaries et Mont Ampère, tels qu'on les observe maintenant, résultent d'une tectonique et d'un volcanisme relativement récent, ces alignements suggèrent que des directions anciennes de fracture ont été réutilisées. La reconstitution de la planche II a été obtenue en rapprochant l'Afrique et l'Amérique du Nord selon ces alignements.

La position de l'Ibérie: dans la reconstitution présentée, l'Ibérie a été largement déplacée "à la main" par rapport à la position calculée pour l'époque de l'anomalie J (représentée en pointillés). L'angle et la flèche sont relatifs à la discussion sur la rotation pré-Crétacé moyen de l'Ibérie que nous allons présenter maintenant.

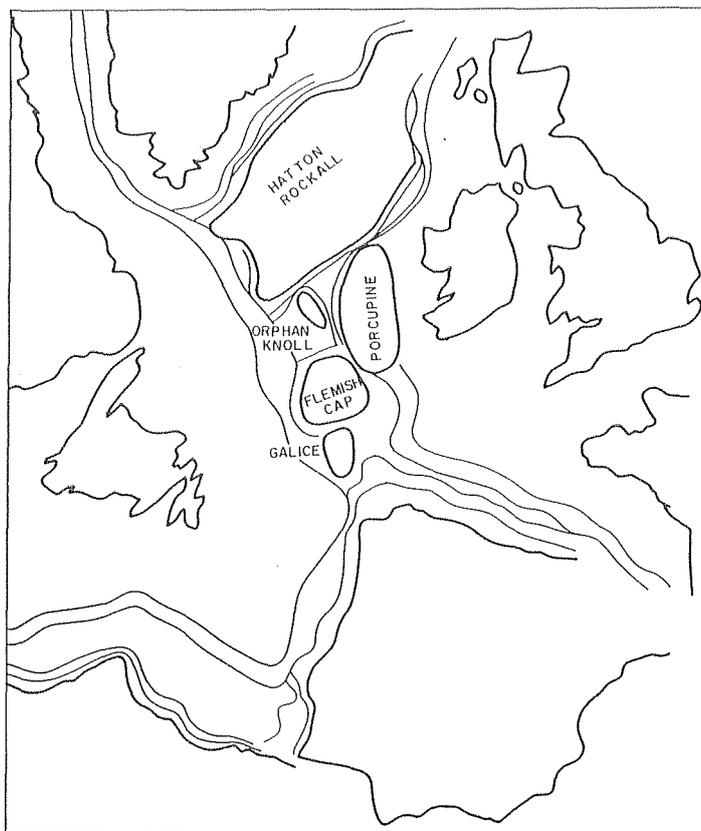


Figure 28

Un exemple de reconstitution initiale de l'Atlantique Nord, (d'après Laughton 1975). Tous les "blocs" séparés du continents par des bassins ont été déplacés de 100 ou 200 km vers le nord et/ou resserrés contre leur marge adjacente afin de combler au mieux les hiatus entre les principales masses continentales. Une solution comparable a été proposée par Sclater et al., (1977).

13 - LA ROTATION PRE-CRETACE DE L'IBERIE ET SES CONSEQUENCES

Nous avons vu que dans la reconstitution de l'anomalie J, les marges de l'Atlantique Nord, au nord du Golfe de Gascogne, étaient jointives, y compris celles de la partie sud du bassin de Rockall, mais que des bassins profonds (sous d'actuelles plaines abyssales) subsistaient tout autour de l'Ibérie. Entre l'Ibérie et le Grand-Banc de Terre-Neuve, l'espace encore ouvert est constitué de deux domaines distincts. Seule la zone qui borde le banc de Galice et qui s'étend au sud de celui-ci et dans la partie orientale de la plaine du Tage, jusqu'au banc de Gorringe, semble caractérisée par l'existence d'une série anté-Crétacée, comparable à celle du bassin portugais. La partie occidentale de la plaine du Tage et de la plaine Ibérique ne présentent pas d'évidence d'une telle série.

Cette zone forme une sorte de triangle dont le Mont Hironnelle constituerait un des côtés: ce mont appartient à une zone haute d'orientation est-sud-est qui relie la ride Tore-Madère au mont de Gorringe. Cette orientation contraste nettement avec celle du Banc de Gorringe, mais elle est parallèle à la direction d'ouverture de l'Atlantique Central au Jurassique et au Crétacé. L'âge de ce domaine est antérieur à l'anomalie J; il pourrait être Néocomien (126 à 114 Ma), le début de sa création correspondant alors à la phase cimérienne tardive. Sa disposition suggère une rotation d'une dizaine de degrés de la plaque Ibérique par rapport à l'Europe et à l'Amérique du Nord, autour d'un pôle situé un peu au nord du banc de Galice. L'accrétion aurait été asymétrique, l'axe restant accolé à la marge de Terre-Neuve. Cette phase initiale a pris fin au moment où l'axe d'accrétion de l'Atlantique Central s'est trouvé dans le prolongement de l'axe septentrional, au Barrémien (anomalie J, 114-112 Ma); l'ouverture s'est alors propagée dans le golfe de Gascogne.

Donnée paléomagnétiques: Schott et al. (1981) ont mené une étude paléomagnétique sur des échantillons provenant d'un système de dykes trans-ibériques d'âge compris entre 200 et 160 Ma (Trias supérieur à Bathonien environ). Les pôles magnétiques calculés coïncident avec les pôles obtenus pour l'Afrique pour la même période mais différent des pôles européens. La différence angulaire est de 35° . Elle est du même ordre que celle trouvée pour le Permien. Les auteurs concluent qu'aucune rotation notable de l'Ibérie par rapport à l'Europe n'a eu lieu avant le Jurassique moyen (160 Ma), c'est-à-dire pendant la phase triasico-liasique. Depuis 160 Ma, le mouvement de l'Ibérie aurait approximativement épousé celui de l'Afrique. Si l'on admet la position reconstituée pour le Crétacé moyen, cela signifie pratiquement qu'une rotation appréciable (de l'ordre d'une quinzaine de degrés) de l'Ibérie aurait eu lieu entre le Jurassique moyen et le Crétacé moyen (entre 160 et 110 Ma environ). Cette rotation peut donner, indirectement, une mesure de la déformation concomitante de la plaque européenne.

Discussion: La rotation limitée de l'Ibérie avant le Crétacé moyen que nous avons envisagée laisse ouvert le problème des bassins péri-ibériques, de la partie orientale de la plaine du Tage en particulier. Mais elle ne contredit pas les données paléomagnétiques. Une rotation de ce type, c'est-à-dire effectuée par rapport à un pôle proche du coin nord-ouest de l'Ibérie, a pour avantage de mouvoir l'Ibérie à peu près parallèlement à l'Afrique. Elle a pour conséquence de rétrécir dans les mêmes proportions "l'espace pyrénéen" et le proto-golfe de Gascogne. Ce point est géologiquement inacceptable puisque ces marges connaissent vraisemblablement dans le même temps une phase de distension. Il faut donc que l'Europe se soit, dans le même temps, déformée (bloc Armoricaïn et Massif Central déplacés par rapport au bloc constitué par le Braban, les massifs Rhénaïn et Bohémien). Une autre possibilité est que l'Europe ait été davantage rapprochée de l'Amérique du Nord, si les marges de Terre-Neuve et des Iles Britanniques ont subi une part appréciable d'extension pendant la même période. Nous pensons que les deux mécanismes ont pu jouer conjointement et que la rotation envisagée pour l'Ibérie donne leur mesure. Dans cette hypothèse, l'essentiel des bassins profonds péri-ibériques reste attribué à une époque antérieure.

D'autres solutions sont possibles (cf. fig. 18 et 28), si l'on admet de très grandes possibilités d'étirement de la croûte continentale sous les bassins des marges et une grande mobilité relative de blocs comme le banc de Galice, le Bonnet Flamand "Orphan Knoll". Une solution de ce dernier type a pour corollaire une déformation très importante de l'ensemble de l'Europe. La question reste aussi posée de l'âge de ces déformations: elles peuvent difficilement être attribuées à la seule période du Crétacé inférieur (130 à 110 Ma) puisque, en Mer du Nord en tout cas, la période majeure de déformation date du Jurassique moyen.

Nous allons, dans le commentaire de la reconstitution "initiale" que nous proposons, examiner une autre catégorie de critères relatifs à ce problème.

14 - LA RECONSTITUTION INITIALE DE L'ATLANTIQUE : DISCUSSION

A - LE MOUVEMENT INITIAL D'OUVERTURE ENTRE AFRIQUE ET AMERIQUE DU NORD

La reconstitution de la planche II a été obtenue à partir de la situation à l'anomalie M 22. Celle-ci met en regard, nous l'avons vu, le segment occidental de l'alignement des Monts Kelvin et les Canaries. L'alignement ainsi réalisé s'accorde avec celui de la ride d'Ampère et avec la marge sud-ouest du Grand-Banc de Terre-Neuve. Roussel et Liger (1983) ont indiqué, après Meagher et al. (1977), l'existence d'une zone de fracture d'orientation est-ouest vers 13° côté africain. Nous l'avons tracée d'après une carte du Bedford Institute of Oceanography reproduite par Liger (1979). Cette orientation s'accorde avec celle que nous proposons: cette zone de fracture correspondrait du côté américain à la fracture "Great Abaco" de Vogt et al. (1971). Roussel et Liger (1983) proposent qu'elle corresponde à la fracture "Blake-Spur". Si notre reconstitution de l'anomalie M 22 est correcte (notons qu'elle est très voisine de celle proposée pour l'anomalie M 21 par Schouten et Klitgord, Klitgord, communication personnelle), une telle correspondance est incompatible avec le tracé est-ouest de la fracture africaine à 13° N. Schouten et Klitgord (1977) ont proposé une orientation des zones de fracture initiales du côté américain différente de la nôtre: elle serait nettement oblique par rapport à l'alignement Kelvin-Canaries, ainsi qu'à Ampère et à la fracture 13° N. A partir de notre reconstitution de l'anomalie M 22 (ou de la reconstitution de l'anomalie M 21 des mêmes auteurs) cette direction initiale porterait l'Afrique nettement au nord de ce que nous proposons. Nous allons comparer ces deux hypothèses.

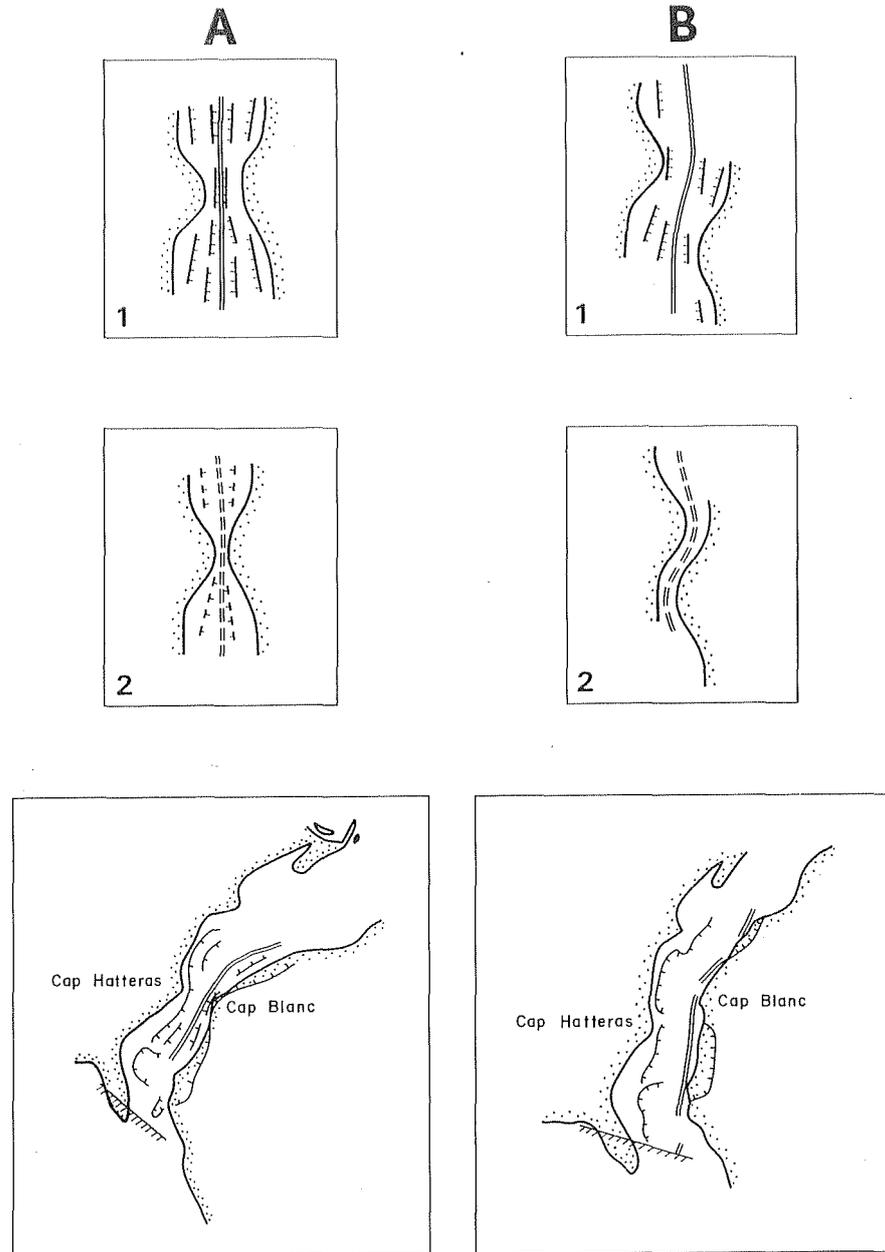


Figure 29

Deux conceptions possibles du réassemblage ("fit") des zones hautes et des bassins de deux marges continentales opposées: application à l'Atlantique Central.

A) Mise en correspondance des zones structurellement comparables. La "fermeture" est limitée par la mise en contact des zones hautes: marges étroites, à faible couverture sédimentaire. L'extension de la croûte continentale sous les bassins situés de part et d'autres est nécessairement faible dans cette interprétation. La reconstitution de l'Atlantique Central qui l'illustre est tirée de ce travail. Elle représente approximativement la situation à la fin du Lias. Les mouvements horizontaux antérieurs sont limités par les avancées du Cap Blanc et du Cap Hatteras.

B) Reconstitution par "emboitage": aux zones hautes et aux marges étroites correspondent des bassins et inversement. La reconstitution de l'Atlantique Central est celle proposée par Klitgord et Schouten (1977) pour l'époque de l'anomalie "Blake Spur", vers 160 Ma. L'emboîtement des structures permet d'envisager une "fermeture" supplémentaire beaucoup plus importante que dans A. Cette interprétation s'accorderait avec une nature océanique du substratum des bassins, des marges et/ou une extension considérable de la croûte continentale sous-jacente.

B - RECONSTITUTION AVANT LE JURASSIQUE MOYEN

Nous avons vu que le choix des directions initiales d'ouverture portait l'Afrique plus ou moins au nord par rapport à l'Amérique du Nord. Dans l'hypothèse de Schouten et Klitgord (1977) (ou celle de Le Pichon et al ., 1977, qui en est proche, ou encore celle de Wissman, 1983) on observe deux conséquences majeures:

- le bassin à évaporites triasico-liasiques ouest-marocain, tel que nous le délimitons (fig. 14), recouvre le bassin à évaporites homologue délimité à l'ouest par Uchupi et Austin (1979). Ce recouvrement nous paraît trop important pour être expliqué par un fluage du sel. L'expliquer en termes de distension post-liasique du bassin revient à admettre un mouvement relatif correspondant de la meseta Marocaine par rapport au craton Ouest-Africain, ce qui paraît peu probable (Sichler et al., 1980).

-Schouten et Klitgord (1977) font observer que leur reconstitution met en opposition les bassins avec les zones hautes: le bassin du Sénégal se trouve en regard de la zone haute du cap Hatteras ("Peninsula Arch", Maher et Applin, 1971), tandis que la zone haute du cap Blanc (Afrique) se trouve en face du bassin du "Baltimore canyon" (14 km de sédiments d'après Watts, 1981).

La reconstitution de Wissman et Roeser (1982) superpose la "East coast anomaly" et l'anomalie ouest-africaine. Le recouvrement de ces deux anomalies n'est pas réalisable avec précision en raison de leurs formes légèrement différentes. De plus, cette reconstruction décale complètement les raccords traditionnellement admis entre Afrique et Amérique du Nord (Le Pichon et al., 1977; Artaud et Matte, 1977; Lefort, 1981) et ignore le problème des mouvements initiaux.

Pour réaliser le modèle que nous proposons, nous avons suivi la direction indiquée par l'alignement Kelvin-Canaries jusqu'à ce que l'anomalie E (Rabinowitz, 1974, complété) vienne épouser la base de la pente continentale africaine. En même temps, les deux bassins à évaporites reconnus au nord, entre le Maroc et la Nouvelle-Ecosse, se trouvent juxtaposés. Nous pensons ainsi avoir obtenu la situation telle qu'elle se présentait après les phases de distension permotriasico-liasiques (de 250 à 178 Ma) responsables de la structuration des marges continentales, et juste avant la création de la première croûte océanique. Contrairement aux modèles discutés ci-dessus, cette reconstitution met en correspondance respectivement bassins et zones hautes. Les implications quant à la formation des marges et des bassins sont donc bien différentes. Les deux conceptions sont illustrées sur la fig. 29.

Nous allons voir maintenant que la reconstitution de l'Atlantique Nord débouche sur une solution comparable à celle que nous avons trouvée pour l'Atlantique Central.

C - L'ETAT INITIAL DE L'ATLANTIQUE NORD

Quels que soient les modèles, la position relative du banc de Rockall par rapport à l'Amérique du Nord est fixée de la même manière: elle est déterminée par la fracture Charlie-Gibbs. Il est clair en effet que le décrochement que fait la marge du Labrador dans le prolongement de cette faille (Fenwick et al., 1968, Olivet et al., 1974) correspond à la limite méridionale du banc de Rockall. La position relative de l'Europe méridionale varie, elle, dans les limites que nous avons vues (fig. 3, 4, 5, 6, 17, 26, 27), mais qui sont étroites si l'on ne considère que les portions de marges comprises entre la fracture Charlie-Gibbs et le Golfe de Gascogne. Concernant ce même domaine, on peut ajouter que la proposition de Lefort (1980), qui cherche à reconstituer au mieux les linéaments paléozoïques, est pratiquement identique à celle que nous avons proposée. La reconstitution de ce secteur juste avant l'apparition de la première croûte océanique met en évidence le fait suivant: tandis que la limite de la zone océanique est pratiquement rectiligne (Scrutton, 1979; Roberts et al., 1981, fig. 8), les pentes continentales sont constituées alternativement de zones hautes et de bassins que la reconstitution met en continuité. Le Bonnet Flamand se trouve en regard de la zone haute qui sépare la mer Celtique de la Manche et du bassin de Porcupine ("Goban Spur"); le bassin de Porcupine se prolonge entre "Orphan Knoll" et le Bonnet Flamand. Il est probable que la structure de ces marges ne fait que reprendre les linéations héritées du Paléozoïque. On sait que la chaîne Calédonienne forme entre Terre-Neuve et l'Islande une virgation que l'Atlantique a recoupé à angle droit (Kay, 1969).

Cette observation, si elle n'exclut pas des mouvements horizontaux de second ordre liés à la formation de ces bassins, s'accorde difficilement avec les reconstitutions en mosaïque proposée par Laughton (1975) et Sclater et al. (1977), ou qu'implique les modèles d'étirement crustal de l'ordre de la centaine de kilomètres (Le Pichon et Sibuet, 1981; Sclater et Christie, 1980). Celles-ci disloquent en effet complètement un agencement qui porte, à l'évidence, la marque des structures paléozoïques. La même raison nous fait penser que l'Ibérie n'a pu se trouver, par rapport à l'Europe et à l'Amérique, dans une position beaucoup plus septentrionale que celle que nous proposons. Une telle solution impliquerait en effet un mouvement important du banc de Galice qui détruirait l'alignement, d'origine probablement paléozoïque qu'il forme avec la marge du Bonnet Flamand (fig. 18). D'autre part, ces mouvements sont difficiles à situer dans le temps, comme nous l'avons vu à propos de Rockall.

CHAPITRE V

DISCUSSION DE QUELQUES IMPLICATIONS

DU MODELE

1 - PHASES D'EVOLUTION DE L'ATLANTIQUE NORD ET CENTRAL

Nous pensons que les phases successives qui constituent le modèle cinématique que nous avons présenté correspondent bien, en première approximation du moins, aux principales phases tectoniques qu'on peut reconnaître dans l'histoire de l'Atlantique. Il est probable qu'une reconnaissance plus détaillée, anomalie par anomalie et avec l'apport de forages nombreux, estompera quelque peu ce tableau simple; elle montrera sans doute que les passages d'une étape à l'autre peuvent avoir une certaine durée et une histoire complexe, et que les étapes présentées comme uniformes ne le sont pas dans le détail. Ce que nous avons vu à propos de l'histoire post-Eocène de l'Atlantique Nord en donne un exemple; les déformations intraplaques que nous avons évoquées du point de vue cinématique en sont un témoignage.

Mais les discontinuités que nous allons rappeler ici, même si certaines prêtent encore à discussion, sont de premier ordre. Elles intéressent l'ensemble de l'Atlantique et du domaine Alpin, ces deux domaines étant directement liés; elles ont forcément une équivalence sur toutes les grandes frontières de plaque du globe et peut-être même sur toutes les grandes discontinuités intraplaques. Un travail considérable d'affinement et d'homogénéisation des données reste cependant à faire pour vérifier cette dernière proposition. Le tableau récapitulatif que nous présentons ici, s'il présente quelques articulations sûres, demeure encore assez largement hypothétique quant aux étapes anciennes.

Phase I - Phase de "rifting". On regroupe en fait sous ce titre schématique une série de phases de distension qui s'échelonnent du Permien à la fin du Lias. Ces phases sont responsables de la structuration des marges de l'Atlantique Central et du système complexe de bassins du pourtour de l'Atlantique Nord. La signification détaillée de chaque phase nous échappe encore largement ainsi que le rapport précis avec ce qui se passe au même moment dans le domaine thétysien. Nous admettons que les bassins péri-ibériques, le bassin de Rockall et le bassin de Seine auraient eu une extension proche de leur extension actuelle à la fin de cette époque.

Phase II - La fin du lias (vers 180 Ma) marque vraisemblablement le début de l'accrétion océanique dans l'ensemble de l'Atlantique Central. La datation de l'anomalie "Blake-Spur" de la base du Callovien (vers 156 Ma) et la reconstitution que nous avons obtenue pour la fin du Lias indiquent que le taux initial d'ouverture a été extrêmement lent.

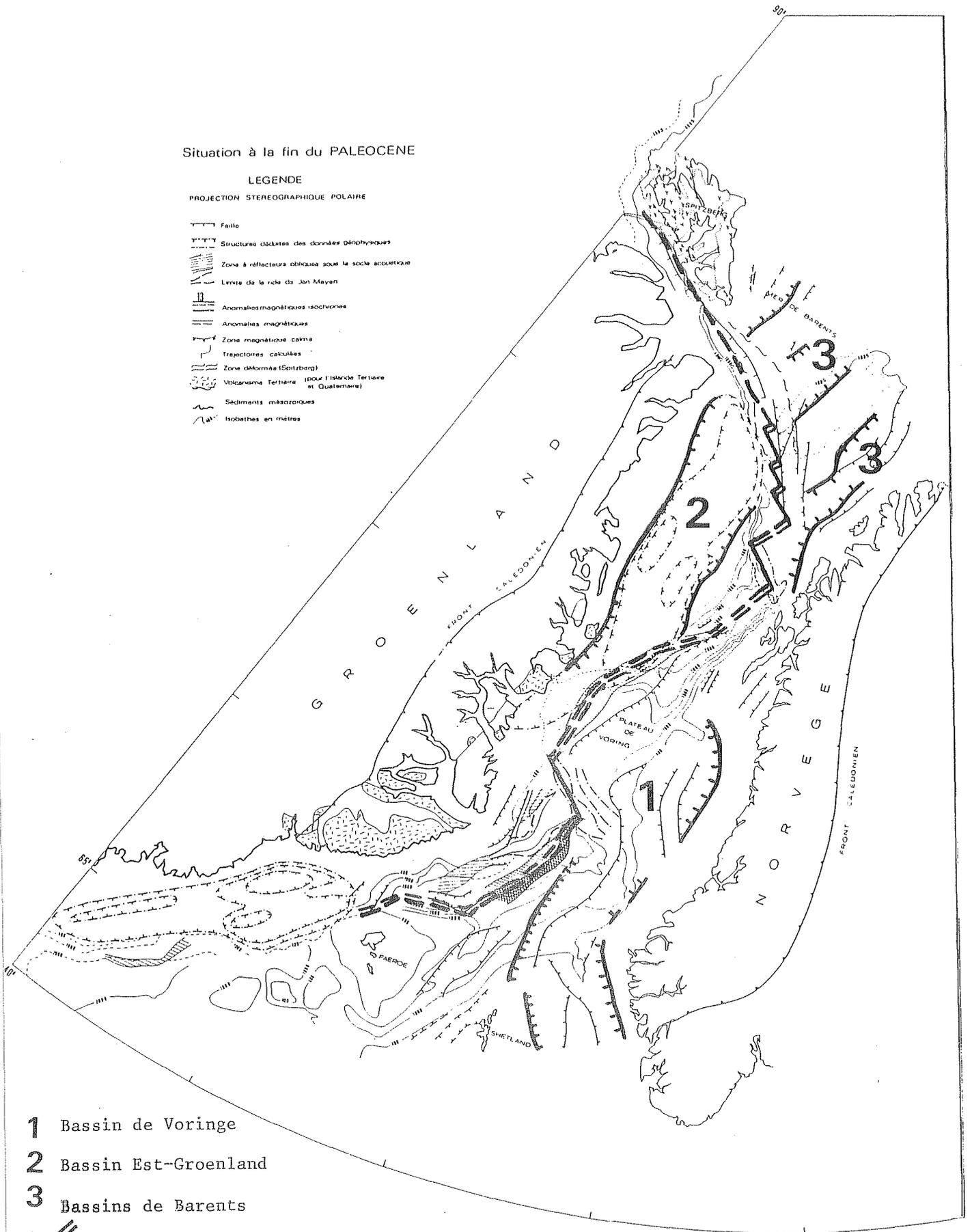
- Phase III - L'anomalie Blake-Spur (156 Ma), dont on ignore l'équivalent du côté Africain, est marquée par un changement de morphologie du socle qui pourrait correspondre à une accélération du taux d'ouverture. On constate en effet, un taux moyen d'ouverture élevé (de l'ordre de 3,5 cm/an) entre cette anomalie et l'anomalie M 22 (140 Ma, Kimmeridgien).
- Phase IV - Cette phase couvrirait la fin du Jurassique et le Crétacé inférieur (de 140 à 112 Ma). L'anomalie M 22 correspond approximativement à un changement notable de l'orientation du mouvement relatif entre l'Afrique et l'Amérique du Nord (fig.1) et le taux moyen d'ouverture durant cette période est nettement ralenti comparé à celui de la période précédente (environ 2,3 cm/an).
- Phase V - Cette phase couvre la première moitié du Crétacé supérieur, (de 112 Ma à 86-88 Ma; c'est-à-dire de l'Aptien à la base du Sénonien). Elle correspond à la fois à une ouverture plus rapide (3,8 cm/an en moyenne) de l'Atlantique Central et à un mouvement de convergence plus accentué sur l'est de la frontière alpine. Le mouvement de l'Ibérie épouse approximativement celui de l'Afrique, entraînant ainsi l'ouverture de la partie centrale du golfe de Gascogne. En même temps se produit, au nord de celui-ci l'ouverture initiale de l'océan entre l'Europe et l'Amérique du Nord. Cette ouverture, lente et limitée, se transforme probablement en décrochement puis en déformation intraplaque au nord du bassin de Rockall.
- Phase VI - La date de 86-88 Ma (Coniacien) marque un changement radical de l'ouverture de l'Atlantique Centrale. Le mouvement relatif de l'Ibérie et de l'Afrique est dès lors contrôlé (ou décrit) par la fracture Pico-Gloria. Cette phase qui, dure jusqu'à la fin du Paléocène (vers 53 Ma), correspond à la première phase d'ouverture de la mer du Labrador: l'Eurasie liée au Groenland, se trouve ainsi largement désolidarisée de l'Amérique du Nord et son mouvement relatif avec l'Afrique devient franchement convergent sur toute la frontière à l'est de la fracture Gloria.
- Phase VII - L'Eocène (53 Ma à 37 Ma) correspond à la seconde phase d'ouverture de la mer du Labrador et à la phase initiale d'ouverture des bassins de Reykjanes et de l'Arctique. Au sud du point triple du Cap Farewell, le mouvement relatif de l'Europe et de l'Amérique devient apparemment contrôlé par la double fracture Charlie-Gibbs. Cette phase voit par ailleurs se réaliser la principale suture entre Ibérie et Europe. Elle voit également la déformation intraplaque des Bermudes et, vers 43 Ma, le dernier changement important de l'orientation de l'ouverture dans l'Atlantique Central.
- Phase VIII - Cette phase couvre en gros, les temps post-Eocène. Elle débute dans l'Atlantique Central par un dernier changement général d'orientation (vers 43 Ma). Dans l'Atlantique Nord, elle débute avec l'arrêt de l'accrétion océanique entre Groenland et Amérique du Nord. L'Atlantique Nord prend donc sa physionomie actuelle. La fracture Charlie-Gibbs ne semble plus enregistrer de modification de son orientation, mais l'Ibérie subit un dernier léger ajustement et la plaque africaine enregistre quelques déformations dans la zone du Mont Météor et autour du Cap Vert. Cette période voit la naissance du centre d'accrétion des Açores.

Situation à la fin du PALEOCENE

LEGENDE

PROJECTION STEREOGRAPHIQUE POLAIRE

-  Faille
-  Structures décelées des données glaciologiques
-  Zones à réflecteurs obliques sous le socle éocène
-  Limite de la ride de Jen Mayen
-  Anomalies magnétiques isochrones
-  Anomalies magnétiques
-  Zone magnétique calme
-  Trajectoires calculées
-  Zone déformée (Spitzberg)
-  Volcanisme Tertiaire (pour l'Islande Tertiaire et Quaternaire)
-  Sédiments mésozoïques
-  Isobathes en mètres



- 1 Bassin de Voringe
- 2 Bassin Est-Groenland
- 3 Bassins de Barents



ligne de rupture

Figure 30

Reconstitution de la mer de Norvège à la fin du Paléocène, juste avant la formation de la première croûte océanique (d'ap. Unternehr, 1982).

Les "zones à réflecteurs obliques" correspondent vraisemblablement à des ensembles volcano-sédimentaires contemporains de l'ouverture initiale. Le principal système de bassins anté-Jurassique supérieur (anté-150 M.a.) se prolonge de la mer du Nord sur la marge nord-est du Groenland, puis en mer de Barents. La rupture océanique de la fin du Paléocène (trait épais discontinu) est oblique à ce système quand elle ne l'évite pas complètement.

2 - BASSINS INTRA-CRATONIQUES ET OUVERTURE OCEANIQUE

Les marges de l'Atlantique sont loin de reprendre systématiquement les bassins ou rifts intra-cratoniques antérieurs. Tout se passe au contraire comme si les zones de rupture océanique les évitaient autant que possible. Cette observation revient donc à considérer les bassins pré-existant comme des zones de résistance à la rupture en tension plutôt que comme des zones favorables à celle-ci. Elle va dans le sens des propositions avancées par England (1983) et Bassi (comm. pers.) selon lesquelles un étirement initial limité conduirait à une induration de la lithosphère plutôt qu'à un affaiblissement.

Nous allons succinctement passer en revue la disposition des différentes marges de l'Atlantique par rapport aux structures antérieures.

- a) En regard de l'Irlande et du nord-est de Terre-Neuve, les marges créées au Crétacé moyen recoupent à angle droit les structures calédoniennes et les bassins du début du Mésozoïque qui leurs sont surimposés. En mer de Norvège (fig.30) les marges de l'océan Eocène recoupent très obliquement le système de bassins anciens (Voringe, est-Groenland - Barents) qui prolonge la mer du Nord, et elles le font sans doute à la faveur de discontinuités (horsts) qui recoupaient déjà ces bassins (Unternehr, 1982). Ces bassins anciens restent donc confinés à l'intérieur des marges continentales. Ils ne paraissent rejouer cinématiquement qu'un rôle mineur qui peut d'ailleurs être aussi bien compressif ou décrochant que distensif.
- b) Les zones de suture orogéniques paraissent guider facilement des ruptures postérieures: les marges du Spitzberg et du nord-ouest du Groenland épousent approximativement les structures calédoniennes. De même, entre Afrique et Amérique du Nord, les bassins qui précèdent l'ouverture océanique s'installent, entre la fin du Permien et la fin du Lias (de 250 à 180 Ma environ), parallèlement aux lignes orogéniques; mais il semble bien que le rift océanique se place, au Jurassique moyen, de façon très asymétrique puisque, mis à part le bassin du Sénégal et la marge marocaine, les bassins américains sont beaucoup plus larges que les bassins africains.
- c) Les marges du bassin de Reykjanes et de la mer du Labrador (tout comme les marges de l'Atlantique Equatorial) entament, au Crétacé, des cratons non affectés par les phases de distension de la fin du Paléozoïque et du début du Mésozoïque. On peut également observer que la rupture entre la plaque Ibérique et l'Amérique du Nord ne reprend pas le bassin Jurassique portugais mais recoupe la zone cratonique que constituent le Bonnet Flamand et le Banc de Galice.
- d) Reste le cas des bassins actuellement profonds au pied des marges et dont l'origine est présumée ancienne: bassins de Seine, du Tage, Nord et Sud Gascogne, bassin de Rockall. Dans aucun de ces cas ce bassin ancien n'est réutilisé de manière simple par le nouveau rift. Le bassin de Rockall et le bassin initial du golfe de Gascogne sont repris essentiellement en décrochement. La plaine du Tage est laissée entièrement du côté Ibérique: la dorsale du Crétacé moyen épouse en effet la marge du Grand Banc de Terre-Neuve. Quant à la plaine de Seine, elle reste également sans équivalent du côté Américain: l'ouverture océanique s'est faite au Jurassique moyen sur sa bordure occidentale.

On peut ajouter à ces observations celle rapportée par Lemoine (1982: 1983): dans le bassin Liguro-Piémontais, tel qu'on le reconstitue à partir de l'étude des Alpes Occidentales, la rupture survenue au Jurassique moyen se démarque dans certains cas que l'on a pu étudier précisément des zones de distension antérieures (cf. aussi Laubscher et Bernoulli, 1977, fig.1).

3 - DEFORMATION DU CONTINENT EUROPEEN APRES LE LIAS (après 178 Ma).

La partie occidentale du continent européen, comme d'ailleurs la partie orientale du Canada et l'Afrique du Nord, sont caractérisées par l'existence d'un

système complexe de bassins. Arthaud et Matte (1977) ont suggéré les mécanismes tectoniques à grande échelle à l'origine, à la fin du Paléozoïque, de la fragmentation continentale, elle-même responsable ensuite de la disposition de ces bassins. Bien que des phases distensives et des bassins soient connus dans certains domaines dès le Carbonifère inférieur ou même avant (Pegrum et Mounteney, 1978; Ziegler, 1982) c'est essentiellement entre le Trias et le Lias que s'ordonne ce système de bassins. Il s'agit d'ailleurs d'une phase extrêmement générale comme l'indique, sommairement, la figure 26. Tandis que l'accrétion océanique y succède directement dans l'Atlantique Central et l'océan Indien, en Europe, ces bassins continuent à subir jusqu'à l'Eocène une succession de phases tectoniques. La question est de savoir si l'ensemble de la déformation qui en résulte reste de second ordre, comme celle que l'on soupçonne à l'intérieur des plaques océaniques (quelques dizaines de kilomètres) ou si elle peut avoir été beaucoup plus importante. Il paraît difficile, sinon impossible actuellement, d'évaluer la déformation du Trias et du Lias en termes de mouvements horizontaux: le paléomagnétisme d'une part et une meilleure connaissance des bassins profonds péri-ibérique et marocain d'autre part permettront peut-être plus tard une telle évaluation. Nous ne pouvons discuter ici que l'amplitude de la déformation post-Liasique.

Nous avons vu que bien des auteurs (Sclater et Christie, 1980; Le Pichon et Sibuet, 1981, parmi d'autres) estimaient qu'au niveau des bassins les plus importants, les mouvements horizontaux avaient pu atteindre ou dépasser la centaine de kilomètres. Ces mouvements se conjugant, dans le cas d'une structure complexe comme celle de l'Europe, conduisent à envisager une déformation d'ensemble telle qu'elle doit intervenir dans les modèles cinématiques. Nous estimons quant à nous que ces déformations sont restées limitées. Nous en avons évoqué les ordres de grandeur possibles à propos de la rotation pré-Crétacé moyen de l'Ibérie, de la discontinuité Islande-Ferroë et de la transformation vers le nord de l'ouverture du bassin de Rockall. Nous ne reviendrons pas sur les raisons de cohérence cinématique qui sont à l'origine de ce point de vue. Celui-ci est par ailleurs renforcé par des observations présentées dans le paragraphe précédent: si les rifts océaniques ont pris naissance de préférence hors, ou en bordure, des bassins préexistants, il y a peu de chance pour que ceux-ci aient joué concurremment en distension de façon notable. L'exemple de la mer de Norvège le montre très clairement (fig.30).

Il nous paraît par contre possible d'esquisser une relation entre les principaux épisodes de tectonique intraplaque décrits dans la littérature et les étapes du mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'ensemble Amérique du Nord-Eurasie.

4 - PHASES CINEMATIQUES ATLANTIQUES ET TECTONIQUE INTRA-EUROPEENNE.

Les parallèles que nous allons établir ici entre l'évolution de l'Atlantique et les phases tectoniques reconnues à l'intérieur du continent Européen ne touchent qu'à un chapitre particulier de la tectonique intraplaque. Il ne s'agit donc que d'une contribution très partielle à la résolution d'un problème extrêmement vaste, encore mal cerné nous l'avons vu à propos des zones déformées de l'Atlantique et qui donne lieu à de multiples points de vue, plus ou moins contradictoires.

Entre la fin du Lias (vers 180 Ma) et le début du Sénonien (vers 85-90 Ma), l'Afrique s'est déplacée en gros par rapport à un bloc constitué par l'Amérique du Nord, le Groenland et l'Eurasie. Ce n'est qu'à compter de ce moment du Crétacé supérieur que, la mer du Labrador s'ouvrant, l'Eurasie a commencé à se désolidariser vraiment de l'Amérique du Nord. On peut donc imaginer, à priori, jusqu'à cette date, une relation assez directe entre l'évolution de l'Atlantique, c'est-à-dire le mouvement relatif de l'Afrique par rapport à ce bloc, et les phases tectoniques qui ont affecté ce dernier. C'est ce que nous allons examiner sans perdre de vue le fait que le problème est global et que d'autres contraintes ont dû, dès l'origine, interférer avec celles que nous considérons en particulier dans cette première approximation. Le rôle des plaques intermédiaires entre l'Afrique et l'Eurasie, en particulier, est certainement important.

Les auteurs qui décrivent l'évolution tectonique de la mer du Nord et des principaux bassins de l'Europe Occidentale distinguent, dans la durée du Mésozoïque, cinq phases majeures.

Les deux premières se situent l'une vers la base du Trias (vers 245 Ma, phase Hardgesen), l'autre vers son sommet (première phase Cimérienne, vers 200 Ma). On

peut penser qu'elles sont communes à tout le système de bassins et de rifts qui découpe la Pangée encore constituée (fig. 26) et témoignent d'une tendance générale à sa dislocation. Il est clair que les cassures intra-européennes prolongent en gros les marges en voie de structuration du pourtour de l'Atlantique Central et que, jusqu'à ce point, leur histoire peut relever des mêmes causes. Cet état de chose change au Lias: un calme relatif règne à l'intérieur du domaine Nord-Atlantique tandis qu'au sud, entre Afrique et Amérique du Nord l'activité distensive s'intensifie. Le bassin correspondant aux Alpes Occidentales peut alors être considéré comme l'extension la plus septentrionale du système Atlantique Central (cf. Lemoine, 1982, 1983).

Au Jurassique moyen a lieu la phase Cimérienne principale. En mer du Nord, cette phase tectonique distensive majeure est accompagnée de volcanisme (du Bathonien au Kimmeridgien, 170 à 140 Ma, Howitt et al., 1975). Les manifestations tectoniques semblent avoir débuté plus précocement: début du Dogger en mer du Nord (Ziegler, 1977) ou fin du Lias (vers 180 Ma) dans le domaine britannique (Hallam et Sellwood, 1975). Des dykes de dolérite sur la marge norvégienne (Pegrum et Mounteney, 1978) et sur la côte ouest du Groenland (Austin et Howie, 1973), témoignent de ce qui peut s'interpréter comme une phase de dislocation de l'ensemble euro-américain. Cette phase du Jurassique moyen coïncide dans le temps avec la première phase d'accrétion océanique de l'Atlantique Central, c'est-à-dire avec le premier mouvement relatif notable entre Afrique et Eurasie. Cette phase initiale est, dans notre schéma, extrêmement lente jusqu'au début du Callovien (vers 156 Ma). La coïncidence, si elle se vérifie vraiment, demande à être expliquée en détail au niveau de la frontière Europe-Afrique. On peut simplement évoquer pour l'instant un effet d'entraînement d'une partie de l'Europe par l'Afrique et l'Apulie.

Entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé (vers 135 Ma) a lieu la phase Cimérienne tardive, phase également très importante de rejeu général des structures tout autour de l'Atlantique Nord. Cette phase correspond, (ou suit de quelques millions d'années) à un changement de l'orientation moyenne de l'ouverture de l'Atlantique Central accompagné d'un fort ralentissement (cf. fig.1). Ces deux événements, la phase de dislocation du continent Européen et la modification du mouvement de l'Afrique, peuvent avoir pour origine les événements qui se produisent à la même époque sur la frontière alpine: suture cimérienne ou indosinienne à l'est (Bernouilli et Lemoine, 1980; Bergougnan et Fourquin, 1980; Bassoulet et al., 1980; Boulin, 1981), phase de collision entre la plaque Apulienne et la marge européenne dans les domaines Dinarique et Hellénique (Aubouin et al., 1970; Ricou, 1980). Ces événements ont pu à la fois freiner le mouvement de l'Afrique et entraîner les ruptures et les rejeux observés dans le bloc Euraméricain.

La phase dite Autrichienne, au Crétacé moyen (vers 110 Ma), est de moindre importance que les précédentes en Mer du Nord. Elle correspond pourtant à une modification encore plus forte du mouvement relatif de l'Afrique (cf. fig.1 et 2). Le fait pourrait s'expliquer ainsi: cette époque marque la création de la première croûte océanique au nord du Golfe de Gascogne; la déformation de l'Europe serait prise en compte essentiellement au niveau des nouvelles marges continentales et affecterait d'autant moins la partie interne de l'Europe. L'ouverture se termine toutefois en décrochement dans le bassin de Rockall et se transforme donc nécessairement en déformation intra-plaque (Groenland, nord de l'Amérique du Nord et/ou marge Scandinave). Quant au mouvement relatif de l'Afrique (et de la plaque Indienne qui lui est soudée pour près de 20 Ma, à partir de 110 Ma) il s'opère par rapport à un pôle tel que la compression avec l'Eurasie devient franche au niveau de la Turquie et plus à l'est. Il est difficile d'affirmer que c'est l'accroissement progressif de la convergence entre l'Eurasie et l'Afrique qui entraîne l'ouverture de l'Atlantique Nord plutôt que l'inverse mais nous penchons plutôt pour la première hypothèse (cf. Patriat et al., 1982) qui rend compte en même temps de la phase de déformation du Crétacé moyen. Il est significatif enfin que les dernières phases tectoniques intra-européennes importantes aient lieu au Paléocène, avant que la rupture avec la plaque Américaine ne soit rendue presque totale par l'extension de l'océan jusque dans l'Arctique.

Le point de vue que nous avons dégagé, à titre d'hypothèse encore, au cours de cette rapide revue peut se résumer ainsi: les rejeux multiples de fractures observés à l'intérieur de la plaque européenne comprise pendant une grande partie de son histoire dans un ensemble Nord-Atlantique beaucoup plus vaste résultent uniquement de l'interaction entre elles des plaques majeures. Les phases générales de rejeu intra-plaque découlent pour l'essentiel des relations entre la plaque Africaine et la plaque Eurasiatique. A une échelle moindre, les contraintes apportées sur le détail de l'ouverture océanique par les structures préexistantes pourraient expliquer des rejeux plus localisés (frontières de second ordre) à l'exemple de ce qu'Unternehr (1982) a proposé pour la Mer de Barents.

Ce point de vue se rapproche, dans une certaine mesure, de ceux exprimés par Ziegler (1975) ou Tapponnier (1977). Il s'oppose radicalement à celui d'auteurs comme Whiteman et al. (1975) qui font appel au rôle actif de points chauds. Il s'écarte aussi des hypothèses qui donnent au processus d'extension un rôle actif: pour celles-ci c'est la tendance à la propagation des centres d'accrétion d'une part, leur large zone d'influence d'autre part, qui expliqueraient les phases distensives observées à l'intérieur des plaques (cf. par exemple "l'embryonic spreading axis hypothesis" rapportée par Fall et al., 1982).

5 - CINEMATIQUE DES PLAQUES INTERMEDIAIRES ENTRE AFRIQUE ET EURASIE

Dans le domaine frontière entre les continents Eurasiatique et Africain, le domaine Alpin ou Thétysien au sens large, on est amené à considérer deux types distincts d'évolution cinématique selon que l'on considère ce qui se passe à l'est ou à l'ouest: Ces cinématiques distinctes traduisent vraisemblablement des conditions dynamiques très différentes. Ce sont des aspects liés à la première partie de l'évolution, avant 85-90 Ma (fig.1), que nous considérerons.

L'évolution du domaine occidental:

Nous ne reviendrons pas en détail sur l'histoire de la plaque Ibérique. Il paraît évident que son mouvement relatif a été complètement guidé par celui des plaques majeures qui la cernaient: la rotation initiale par rapport à l'Amérique du Nord, entre 160 et 110 Ma, puis la "translation" par rapport à l'Europe, entre 110 et 86-88 Ma, plus ou moins parallèlement à la structure pyrénéenne, peuvent être interprétées comme résultant de son entraînement par l'Afrique: d'abord partie intégrante de l'Europe, l'Ibérie s'en détacherait progressivement pour épouser, à partir de 110 Ma, à de faibles différences près, le mouvement de l'Afrique.

Le mouvement de la plaque Apulienne (ou Adriatique) procède vraisemblablement d'un mécanisme comparable: les travaux détaillés menés dans les Alpes Occidentales et les Apennins ont montré que l'histoire du micro-océan Liguro-Piémontais s'apparentait étroitement à celle de l'Atlantique Central, du moins pendant la première partie du Mésozoïque (Bernouilli et Jenkins, 1974; Bernouilli et Lemoine, 1980; Lemoine, 1982; 1983). Ce n'est pas pour autant qu'il faut imaginer l'Apulie comme un simple promontoire de l'Afrique (Channel et Horvath, 1976; Tapponnier, 1977): elle en a été disjointe dès le début de son histoire, tout comme la plaque Ibérique. Il est en effet impossible de lui conserver sa position relative actuelle par rapport à l'Afrique sans aboutir, pour les stades initiaux des reconstitutions, à une superposition partielle avec la plaque Ibérique.

La notion d'entraînement par l'Afrique paraît cependant s'appliquer encore de façon satisfaisante, en première approximation du moins. La fin du Jurassique qui voit une importante collision entre le bord nord-oriental de la plaque Apulienne (domaine Dinarique et Hellénique) et le bord occidental de "l'ensemble Irano-Balkanique" (Aubouin et al., 1973; Ricou, 1980) s'inscrit dans la logique de ce mouvement d'accompagnement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. A la suite de cette collision, qui coïncide avec une période d'extrême ralentissement du mouvement relatif de l'Afrique, le relais vers le nord de l'ouverture atlantique est pris, progressivement, par le bras d'océan situé à l'ouest de l'Ibérie. Il reste cependant à déterminer précisément comment se transmet à l'est le mouvement, maintenant bien défini, de la plaque Ibérique.

Mais une question cruciale reste posée: entre le Trias et la fin du Jurassique, le bloc Irano-Balkanique s'est lui-même détaché de la marge africaine et de son prolongement Apulien. Ce mouvement ne peut, pour une raison de géométrie, être rapporté simplement au mouvement de l'Afrique. On se trouve donc, avec le domaine Dinaro-Hellénique, à l'extrémité d'un système qui procède d'une autre dynamique.

L'évolution du domaine oriental:

La reconstitution des mouvements relatifs entre l'Afrique et l'Eurasie a permis de décrire de façon précise les mouvements de l'Inde par rapport à l'Eurasie (Patriat et al., 1982). Nous l'avons déjà souligné, c'est après avoir accompagné l'Afrique sur plus de 1 000 km dans son mouvement de convergence avec l'Eurasie que l'Inde s'en est séparée, vers 85-90 (début du Sénonien). Son mouvement a dès lors été beaucoup plus rapide (environ 10 cm/an), et comparable à celui des plaques du Pacifique. Le mouvement comparativement lent de l'Afrique peut être imputable aux résistances rencontrées dans toute la partie occidentale de sa frontière avec

l'Eurasie. La création au Miocène du système Mer Rouge-Golfe d'Aden témoigne du fait que lorsque la quantité de convergence a été importante (de l'ordre de 2 000 km au total en regard de la plaque arabe), des forces de tension comparables à celles qui ont "arraché" l'Inde à l'Afrique peuvent être mises en oeuvre.

Il ressort de ces observations que les zones de subduction doivent jouer, directement ou indirectement, un rôle majeur dans l'organisation des mouvements relatifs. Ce rôle peut être la traction exercée par le panneau de lithosphère océanique en voie de subduction (Forsyth et Uyeda, 1975); il peut aussi être indirect puisque la convergence se poursuit longtemps après la collision entre les marges continentales. Le glissement gravitaire de la plaque et/ou son entraînement dans un système de convection, comme le proposent Allègre et al. (1984; voir aussi Lliboutry, 1982), peuvent aussi être des éléments d'explication. Quoi qu'il en soit, des phénomènes du même type que ceux que l'on observe avec l'Inde et l'Arabie se sont produits dans la même région du globe depuis le Paléozoïque. L'ouverture entre le Trias et le Crétacé moyen d'une "Néothétys", la fermeture concomitante d'une "Paléothétys", provoquées par le mouvement rapide en direction de l'Eurasie des blocs de Lhasa (Sud - Tibet), de l'Afghanistan et de l'Iran (Bernoulli et Lemoine, 1980; Bassoullet et al., 1980; Boulin, 1981) relèvent de la même dynamique. Les segments Dinarique et Turco-Iranien de la Thétys se situeraient à l'extrémité occidentale de ce système dont le fonctionnement rappelle ce que l'on connaît du Pacifique (cf. Blanchet, 1977). Le contraste est donc grand entre la Thétys ainsi conçue et les océans Indien et Atlantique: celle-ci évolue rapidement entre deux continents séparés par un vaste océan en voie de résorption, ceux-là se développent lentement à l'intérieur des deux masses continentales; la Néothétys triasique continue à évoluer selon sa logique paléozoïque tandis que pour l'Atlantique et l'ouest du domaine alpin, la distension succède à l'orogénie hercynienne.

Ce schéma ne doit pas cacher les problèmes cinématiques majeurs qui demeurent quant à la jonction de ces deux systèmes au Permo-Trias (Stöcklin, 1974; Argyriadis, 1975; Bernoulli et Lemoine, 1980). Ces problèmes, auxquels se rattache sans doute la question des bassins anciens du pourtour de l'Ibérie et du Maroc, la reconstitution de l'histoire de l'Atlantique a seulement jusqu'ici permis de les poser.

TABLEAU I

PARAMETRES DES ROTATIONS FINIES

AFRIQUE-EURASIE

<u>Epoque</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Angle</u>
An. 13	24,9	- 16,4	4,9
An. 24	34,4	- 16,0	10,4
An. 34	33,6	- 14,1	16,0
An. M 0	45,1	- 5,1	30,0
An. M 22	49,0	- 2,6	38,6
Fit	53,9	- 1,5	48,3

IBERIE-EURASIE

An. 24	34,2	- 13,2	3,2
An. 34	35,2	- 11,9	7,4
An. M 0	48,8	- 1,3	24,0

TABLEAU. II

POLES DE ROTATIONS FINIES

L'amérique du Nord est considérée fixe.

<u>Plaques</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Angle</u>
<u>Fin du Lias</u>			
Afrique	66.3	- 17.1	- 74.1
Europe	89.1	- 103.1	- 29.6
Ibérie	73.9	- 16.6	- 49.1
Groenland	70.8	- 110.4	- 12.5
Rockall	81.6	150.6	- 23.8
<u>Anomalie M 22 (148 Ma) Kimmeridgien</u>			
Afrique	65.6	- 18.3	- 63.9
Europe	89.1	- 103.1	- 29.6
Ibérie		Pôle peu contraint	
Groenland	70.8	- 110.4	- 12.5
Rockall	81.6	150.6	- 23.8
<u>Anomalie J (110 Ma)</u>			
Afrique	66.5	- 21.7	- 55.0
Europe	89.1	- 103.1	- 29.6
Ibérie	70.7	- 17.6	- 49.9
Groenland	70.8	- 110.4	- 12.5
Rockall	81.6	150.6	- 23.8
<u>100 Ma - Limite Albien-Cénomancien</u>			
Afrique	69.6	- 10.9	- 46.2
Europe	87.2	161.2	- 27.2
Ibérie	74.5	- 110.4	- 12.5
Rockall	81.6	150.6	- 23.8
<u>Pré-anomalie 34 (86-88 Ma) Coniacien</u>			
Afrique	72.9	26.1	- 33.9
Europe	81.6	150.3	- 23.8
Ibérie	84.6	- 16.6	- 27.9
Groenland	70.8	- 110.4	- 12.5
Rockall	81.6	150.6	- 23.8
<u>Anomalie 33 (76 Ma) base du Campanien!q</u>			
Afrique	78.2	- 16.5	- 26.7
Europe	69.5	147.0	- 19.3
Ibérie	84.1	123.7	- 24.6
Groenland	70.8	- 110.4	- 12.5
Rockall	fixe par rapport à l'Europe jusqu'à l'actuel		
<u>Anomalie 24 (53 Ma) limite Paléocène-Eocène</u>			
Afrique	79.4	3.2	- 17.0
Europe	61.1	143.0	- 12.3
Ibérie	74.6	130.3	- 13.1
Groenland	57.0	- 106.9	- 3.5
<u>Anomalie 13 (37 Ma) limite Eocène-Oligocène</u>			
Afrique	78.0	11.5	- 9.5
Europe	68.1	138.2	- 7.8
Ibérie	68.1	138.2	- 7.8
Groenland	Position actuelle		

BIBLIOGRAPHIE

- ADDY S.K. et KAGAMI H., 1979 - Sedimentation in a closed trough north of the Iberia Abyssal plain in the north-east Atlantic. Sedimentology, 26, 561-576.
- ALLEGRE C.J. et al., 1984 - Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. Nature, 307, 17-22.
- ALLEN P., 1969 - Lower cretaceous source lands and the North Atlantic. Nature, 222, 657-658.
- AMOCO, Canada Petroleum Company LTD and Imperial Oil LTD, 1973 - Regional Geology of Grand Banks. Bull. Canadian Petrol. Geol., 21, 479-503.
- ANDERSON D., 1975 - Chemical Plumes in the mantle. Geol. Soc. Ann. Bull., 86, 1593-1600.
- ANONYME - NAVADO III, Bathymetric, Magnetic and Gravity Investigations H NLMS Snellius, 1964-1965. Hydrographic Newsletter, Special Publication, 3.
- ARCHAMBAULT M.F.M., Evolution cinématique post-Eocène de l'Atlantique Nord et Central. Implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. Thèse 3ème Cycle, U.B.O., BREST, 200 p.
- ARGYRIADIS I., 1975 - Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure thétysienne. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XVII, 56-57.
- ARTHAUD F. et MATTE P., 1977 - Late paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 1305-1320.
- ATWATER T. and MACDONALD K.C. - Are spreading centers perpendicular to their transform faults ?. Nature 270 (1977), 715-719.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPNOUX J.P., - 1970, Essai sur la géologie des Dinarides. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XII, 6, 1060-1095.
- AUFFRET G.A., PASTOURET L., AUZENDE J.M. et OLIVET J.L., 1976 - L'évolution du Golfe de Gascogne et de ses marges. 4ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, (Public. Soc. Géol. Fr.), p.25.
- ANGUITA F. et HERNAN F., 1975 - A propagating fracture model versus a hot spot origin of the Canary Islands. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 11-19.
- AUMENTO F. et SULLIVAN K.D., 1974 - Deep drill investigations of the oceanic crust in the North Atlantic, in: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area, L. Kristjanson, ed. (D. Reidel, Dordrecht), 83-103.
- AUSTIN G.H. et HOWIE R.D., 1973 - Regional Geology of Offshore Eastern Canada, in: Earth JCI. Symp. on Offshore Eastern Canada. Geol. Survey. Can., Paper 71-23, 73-107.
- AUZENDE J.M., 1978 - Histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale. Thèse d'Etat, PARIS VII, 130 p.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. et BONNIN J., 1970 - La marge du Grand-Banc et la fracture de Terre-Neuve, C.R. Acad. Sci. Paris, D, 271, 1063-1066.

- AUZENDE J.M., BONNIN J. et OLIVET J.L., 1973 - The origin of the western mediterranean basin, J. Geol. Soc. London, 129, 607-620.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTEIRO J.H., NICOLAS A. et RIBEIRO A., 1978 - Sampling and observation of the oceanic mantle and crust on Gorrington Bank. Nature, 273, 45-48.
- AUZENDE J.M. et OLIVET J.L., 1979 - Les données de la cinématique des plaques et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. Rapp. Scientif. Ann. CNEXO. 49-58.
- AUZENDE J.M., BEUZART P., OLIVET J.L., SICHLER B. et UNTERNEHR P., 1980 - Mode de dislocation des continents lors des stades initiaux d'ouverture. 8ème Réun. Ann. Sci. Terre, Marseille, (Public. Soc. Géol. Fr.) p.18.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. et PASTOURET L., 1981 - Implications structurales et paléogéographiques de la présence de Messinien à l'Ouest de Gibraltar. Mar. Geol. 43. M9-M18.
- AZAMBRE B. et ROSSY M., 1976 - Le magmatisme alcalin d'âge Crétacé dans les Pyrénées Occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. Bull. Soc. Géol. Fr., XVIII, 6, 1725-1728.
- BAILEY R.J., BUCKLEY J.S. et CLARKE R.H., 1971 - A model for the early evolution of the Irish continental margin. Earth Planet. Sci. Lett., 13, 79-84.
- BARRETT D.L. et KEEN C.E., 1976 - Mesozoic magnetic lineations, the magnetic quiet zone, and sea-floor spreading in the North-West Atlantic. J. Geophys. Res., 81, 26, 4875-4884.
- BASSOULET J.P., BOULIN J., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. et MONTENAT G., 1980 - L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du bouclier Indien du Carbonifère au Crétacé, in Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. C. 5 du 26e C. Géol. Int.,
- BELLION Y. et GUIRAUD R., 1980 - Tectonique intraplaque: mise en évidence sur le littoral sénégalais de déformations liées à la phase tectorogénique pyrénéo-atlantique. 8e Réun. Ann. Sci. Terre, Public. Soc. Géol. fr., p.33.
- BENSON W.E., SHERIDAN R.F. et al., 1978 - Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 44, 153-336.
- BERGOUGNAN H. et FOURQUIN C., 1980 - Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes Méridionales à l'Iran Central: le domaine irano-balkanique. Bull. Soc. Géol. France, (7), XXII, 1, 61-84.
- BERNOUILLI D. et LEMOINE M., 1980 - Birth and early evolution of the Thétys: the overall situation in: Géologie des chaînes alpines issues de la Thétys. C5 du 26e C. Géol. Int., 168-179.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X., 1977 - From the Thétys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. Internat. Symp. on the structural history of the mediterranean basins, Split, Biju-Duval et Montadert éd, 143-164.
- BIRCH F.S., 1970 - The Barracuda fault zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies. Deep-sea res., 17, 847-759.
- BLAIR D.G., 1975 - Structural styles in North sea oil and gas fields in: Petroleum and the continental shelf of North-West Europe. Vol. 1, Geology, Woodland éd., 327-338.
- BLANCHET R., 1977 - Bassins marginaux et Thétys alpine: de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides, in: Structural history of the Mediterranean basins, CIESM, Split, 1976, éd. Technip, 47-72.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., LAMBOY M., D'OZOUVILLE L. et SIBUET J.C., 1971 - Structure et histoire géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4° et 9° D), in: Histoire structurale du golfe de Gascogne, éd. Technip. 22, V 6-1 à V 6-52.
- BOILLOT G., AUXIETRE J.L., DUNAND J.P., DUPEUBLE P.A. et MAUFFRET A., 1979 - The northwestern iberian margin: a cretaceous passive margin deformed during Eocene, in: Deep Drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment (Talwani M., Hay W.W. et Ryan W.B.F. éd.). Maurice Ewing series 3, Washington D.C., Amer. Geophys. Un., 138-153.

- BOILLOT G., DUPEUBLE A.P. et MALOD J., 1979 - Subduction and tectonics on the continental margin of northern Spain, Mar. Geol. 32, 53-70.
- BOILLOT G., 1984 - Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées, in: Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Masson éd., sous presse.
- BONATTI E. et HONNOREZ J., 1971 - Nonspreading crustal blocks at the mid-Atlantic ridge. Science, 174, 1329-1331.
- BONATTI E., SARTORI R. et BOERSMA A., 1983 - Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic Ocean: evidence from dredged limestones. Tectonophysics, 91, 213-232.
- BONNIN J., OLIVET J.L. et AUZENDE J.M., 1975 - Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. C.R. Acad. SCI. Paris, D, 280, 559-562.
- BONNIN J., 1978 - Evolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar. Thèse d'Etat, Univ. Paris VII, 144.
- BOULIN J., 1980 - Afghanistan structure, Greater India concept and eastern Téthys evolution. Tectonophysics, 72, 261-287.
- BRACEY D.R., 1968 - Structural implications of magnetic anomalies north of the Bahama-Antilles Islands. Geophysics, 33, 6, 950-961.
- BRADLEY D.C., 1982 - Subsidence in late Paleozoic basins in the Northern Appalachians. Tectonics, 1, 1, 107-123.
- BRUN J.P. et CHOUKROUNE P., 1983 - Normal faulting, bloc tilting and decollement in a stretched crust, Tectonics, 2, 4, 345-356.
- BULLARD E.C., EVERETT J.E. et SMITH A.G., 1965 - The fit of the continents around the Atlantic. in: Symposium on continental Drift, Phil. Trans. R. Soc. London. A, 41-51.
- BURKE K. et DEWEY J.F., 1974 - Two plates in Africa during the Cretaceous? Nature, London, 249, 313-316.
- BURKE K., FOX P.J. et SENGOR A.M.C., 1978 - Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean, J. Geophys. Res., 83, 88, 3949-3954.
- CANDE S.C. et KRISTOFFERSEN Y., 1977 - Late Cretaceous magnetic anomalies in the north Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 35, 215-224.
- CANDE S.C., MUTTER J. et WEISSEL J.K., 1981 - A revised model for the breakup of Australia and Antarctica. E.O.S., 62, 384.
- CARPENA J., 1984 - Contribution de la méthode traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes. Relation tectonique - métamorphisme. Thèse d'Etat, ORSAY, 208 p.
- CHARPAL O. de, GUENOC P., MONTADERT L. et ROBERTS D.G., 1978 - Rifting, crustal attenuation and subsidence in the bay of Biscay. Nature, 275, 5682.
- CHASE C.G., 1978 - Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world. Earth Planet. Sci. Lett. 37, 355-368.
- CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M. et SIBUET J.C., 1972 - Bay of Biscay and Pyrénées. Earth Planet. Sci. Lett., 18, 109-118.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A., 1973 - Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relation entre zone orogénique et mouvement des Plaques. Bull. Soc. Géol. Fr., XV, 601-611.
- CHOUKROUNE R. et MATTAUER M., 1978 - Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne: comparaison avec les modèles actuels. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XX, 5, 689-700.
- COLLETTE B.J., SCHOUTEN H., RUTTEN K. et SLOOTWEG A.P., 1974 - Structure of the Mid-Atlantic ridge province between 12° and 18° N. Mar. geophys. Res., 2, 143-179.
- CORNEN G., 1982 - Petrology of the alkaline volcanism of Gorringe Bank (South-West Portugal). Mar. Geol., 47, 101-130.
- CORNEN G. et MAURY R., 1980 - Petrology of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea, Marine Geol., 36, 253-267.

- CURNELLE E., DUBOIS P. et SEGUIN J.C., 1980 - Le bassin d'Aquitaine; substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques, in: La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain-languedocien, Durand-Delga M, coordinateur, Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3, 47-58.
- CURIE D., 1984 - Ouverture de l'Atlantique Sud et discontinuités intra-plaques: une nouvelle analyse. Thèse 3ème Cycle, U.B.O., BREST, 178 p.
- CURIE., OLIVET J.L., ET BEUZART P., 1983 - South Atlantic opening and its implication for the caribbean evolution. EUG Meeting. Terra Cognita 3, p. 240.
- CYAGOR II, 1983 - Oceanic tectonics on the Gorringes Bank, observations by submersible. in "Ophiolites and oceanic lithosphere". Ed. I.G. GASS, S.J. LIPPARD and A.W. SHELTON. Blackwell Sci. Publ., 113-120.
- DE PAEPE. P., KLERKX J.H. et PLINKE P., 1974 - Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 22, 347-354.
- DAIGNERES M., GALLART J., BANDA E. et HIRN A., 1982 - Implications of the seismic structures for the orogenic evolution of the Pyrenean range, Earth Planet. Sci. Lett., 57, 88-100.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C. III, RYAN W.B.F. et BONNIN J., 1973 - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137-3180.
- DIETZ R.S., HOLDEN J.C. et SPROLL W.P., 1970 - Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 1915-1928.
- DIETZ R.S. et HOLDEN J.C., 1973 - Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: reply. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3477-3482.
- DILLON W.P. et SOUGY J.M.A., 1974 - Geology of West Africa and Canary and Cape Verde islands, in: The ocean basins and margins, 2, Nairn A.E.M. et Stehli F.G. éd., Plenum Press, New-York - London, 315-390.
- DONNELLY F., FRANCHETEAU J. et al., 1979 - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 51, 52, 53, Washington (U.S. Government Printing Office) 625 p.
- DRAKE C.L. et WOODWARD H.P., 1963 - Appalachian curvature, wrench faulting and offshore structures. Trans. New-York Acad. Sci., II, 26, 48-63.
- EMERY K.O. et UCHUPI E., 1972 - Western North Atlantic ocean: topography, rocks, structure, water, life and sediments. Amer. Ass. Petrol. Geol. memoir, 17, Tulsa, Oklahoma, USA, 532 p.
- ENGLAND P., 1983 - Constraints on extension of continental lithosphere. J. Geophys. Res., 88, 1145-1152.
- EWING J., EWING M., WINDISCH C. et AITKEN T., 1974 - Lamont-Doherty survey of the world ocean. Talwani M. éd., Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, New-York. 10964, Part E: seismic reflection profiles, 285 p.
- FALL H.G., GIBB F.G.H. et KANARIS-SOTIRIOU R., 1982 - Jurassic volcanic rocks of the Northern North Sea. J. Geol. Soc., 139, 3, 277-292.
- FEATHERSTONE P.S., BOTT M.H.P. et PEACOCK J.H., 1977 - Structure of the continental margin of southeastern Greenland. Geophys. J.R. Astr. Soc., 48, 15-27.
- FEDEN R.H., FLEMING H.S., PERRY R.K. et PHILLIPS J.D., 1975 - The mid-Atlantic ridge at 33° N: the Hayes fracture zone. Earth Planet. Sci. Lett., 26, 292-298.
- FENWICK D.K.B., KEEN C. et LAMBERT A., 1968 - Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland. Canadian J. Earth Sci., 5, 483-500.
- FERAUD G., BONNIN J., OLIVET J.L., AUZENDE J.M. et BOUGAULT H., 1977 - Sur quelques datations du volcanisme alcalin de la ligne Açores-Gibraltar et leur contexte géodynamique. C.R. Acad. Sci. Paris, ser. C 285, 1203-1206.
- FERAUD G., GASTAUD J. AUZENDE J.M., OLIVET J.L. et CORNEN G., 1980 - Geochronology of Gorringe Bank formation by the 40 A/39 A dating method. Earth Planet. Sci. Lett. 57, 211-226.

- FLEISCHER U., KORSCHUNOV A., SCHULZ G. et VOGT P.R., 1973 - Eine gravimetrische und erdmagnetische Vermessung des südlichen Reykjanes-Rückens mit F.S. Meteor, 22/4 - 9/6 1966, Meteor Forsch. Ergebnisse, 13, 64-84.
- FLEMING H.S., CHERKIS N.Z. et HEIRTZLER J.R., 1970 - The Gibbs fracture zone: a double fracture zone at 52°30'N in the Atlantic Ocean. Mar. Geophys. Res., 1, 37-45.
- FORSYTH D. et UYEDA S., 1975 - On the relative importance of the driving forces of plate motion. Géophys. J.R. Astr. Soc., 43, 163-200.
- FOUCHER J.P., LE PICHON X. et SIBUET J.C., 1982 - The ocean - continent transition in the uniform stretching model: role of partial melting in the mantle, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A305, 27-43.
- FOX P.J., SCHROEDER F.W., MOODY R.H., PITMAN W.C. III and HOOSE P.J., 1978 - The bathymetry of the Oceanographer fracture zone and Mid-Atlantic Ridge at 35° N with implications for central North Atlantic plate motions (unpublished manuscript, 1978).
- FOX P.J., PITMAN W.C. III et SHEPARD F., 1969 - Crustal plates in the Central Atlantic: evidence for at least two poles of rotation. Science, 165, 487-489.
- FOX P.J., LOWRIE A. Jr. et HEEZEN B.C., 1969 - Oceanographer fracture zone. Deep-Sea Res., 16, 59-66.
- FRANCHETEAU J., 1970 - Paleomagnetism and plate tectonics. Ph. D. Thesis Univ. Calif. San Diego, Marine Phys. Lab. Scripps Inst. Oceanogr. 345 p.
- FRANCHETEAU J., 1973 - Plate tectonic model for the opening of the Atlantic south of the Açores, in: Implication of continental drift to the earth sciences, Tarling and Runcorn ed., Academic London, vol. 1, 197-202.
- FUNELL B.M. et SMITH A.G., 1968 - Opening of the Atlantic Ocean. Nature, 219, 1328-1333.
- GALICE (Groupe), 1979 - The continental margin off Galicie and Portugal, acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution, in: Sibuet J.C., Ryan W.B.F. et al. (1979), Initial Reports of the D.S.D.P. Vol. VLVII, 2, Washington (US Govern. Print. Off.), 633-661.
- GEBCO, 1978 - (Carte générale bathymétrique des océans) n° 5.04 - Echelle 1/10 000 000 - Commission océanographique intergouvernementale. Publiée par le Service Hydrographique du Canada.
- GEBCO, 1982 - (Carte générale bathymétrique des océans) n° 5.08 - Echelle 1/10 000 000. Commission océanographique intergouvernementale. Publiée par le Service Hydrographique du Canada.
- GRAY F. et STACEY A.P., 1970 - Gravity and magnetic interpretation of Porcupine bank and Porcupine bight. Deep-Sea Res., 17, 467-475.
- GRIMAUD S., BOILLOT G., COLLETTE B., MAUFFRET A., MILES P.R. et ROBERTSD.G., 1982 - Western extension of the Iberian-European plate-boundary during early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. Mar. Geol., 45, 63-77.
- GRONLIE G. et TALWANI M., 1979 - Bathymetry of the Norwegian-Greenland Sea, Nor. Polarinst. Skr., 170, 3-24.
- GROW J.A., BOWIN C.O. et HUTCHINSON D.H., 1979 - The gravity field of the U.S. atlantic continental margin. Tectonophysics, 59, 27-52.
- GRUNAU H.R., LEHNER P., CLEINTNAR N.P., ALLENBACH P. et BAKKER G., 1975 - New radiometric ages and seismic data from Fuerte Ventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tome (Gulf of Guinea), in: Progress in geodynamics, Boradaille et al. edit., R. Netherland Acad. Arts Sci., Amsterdam. 89-118.
- GUENNOU P., JONQUET H. et SIBUET J.C., 1979 - Présentation d'une carte magnétique de l'Atlantique Nord-Est. C.R. Acad. Sci. Paris, 288, D, 1011-1013.
- HALLAM A. et SELLWOOD B.W., 1976 - Middle mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. J. Geology, 84, 301-321.
- HARBISON R.N., LATTIMORE R.K. et RONA P.A., 1973 - Structural lineations in the Canary basin, eastern central north Atlantic. Marine Geol., 14, 269-275.

- HAWORTH R.T., 1977 - The continental crust northeast of Newfoundland and its ancestral relationship to the Charlie fracture zone. Nature, 266, 5599, 246-249.
- HAWORTH R.T. et LEFORT J.P., 1979 - Geophysical evidence for the extent of the Avalon zone in Atlantic Canada, and its trans-Atlantic correlations, Can. J. Earth Sci., 16, 3, 552-567.
- HAYES D.E., PIMM A.C. et al, 1972 - Initial reports of the D.S.D.P, XIV, Washington (U.S. Government Printing Office) 975 p.
- HAYES D.E. et RABINOWITZ P.D., 1975 - Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off Northwest Africa. Earth Planet. Sci. Lett., 28, 105-115.
- HERRON E.M. et TALWANI M., 1971 - Magnetic anomalies on the Reykjanes ridge, Nature, 238, 390-392.
- HINZ K., WINTERER et al., 1981 - Preliminary results from D.S.D.P. Leg 79 seaward of the Mazagan Plateau off Central Morocco, in: Geology of the northwest african continental margin, u. von RAD et al. éd., Heidelberg, 23-33.
- HINZ K., DOSTMANN H. et FRITSH J., 1982 - The continental margin off Morocco: seismic sequences, structural elements and geological development: Geology of the northwest african continental margin, Rad, U. Von et al. éd. Heidelberg, 34-60.
- HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al., 1972 - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 43, Washington (U.S. Government Printing Office), 860 p.
- HOWITT F., ASTON E.R. et JAQUE M., 1975 - The occurrence of Jurassic volcanics in the North Sea, in: Petroleum and the continental shelf of North West Europe, Woodland A.W. (ed), 1, Applied JCI-Pub., Barking, 379-387.
- JANSA L.F. et WADE J.A., 1975 - Geology of the continental margin of Nova Scotia and Newfoundland. Geological Survey of Canada, paper 74-30, 2, 51-105.
- JANSA L.F., BUJAK J.P. et WILLIAM G.L., 1980 - Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic. Can. J. Earth Sci., 17, 5, 547-559.
- JOHNSON G.L., 1975 - The Jan Mayen Ridge, in: Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, Yorath, C.J. Parker E.R. and Glass D.J., eds. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 4, 205-224.
- JOHNSON G.L. et VOGT P.R., 1973 - Mid-Atlantic ridge from 47° to 51° North. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3443-3462.
- JOHNSON G.L., EGLOFF J., CAMPSIE J., RASMUSSEN M., DITTMER F. et FREITAG J., 1972 - Sediment distribution and crustal structure of the southern Labrador sea. Geol. Soc. Denmark Bull., 22, 7-24.
- JOHNSON G.L. et HEEZEN B.C., 1967 - Morphology and evolution of the Norwegian Greenland sea. Deep-Sea Res., 14, 755-771.
- JOHNSON R.J., 1975 - The base of the Cretaceous: a discussion, in: A.W. Woodland, ed., Petroleum and the continental shelf of North-West Europe: Barking, U.K., Applied Science Publishers LTD (New-York, John Wiley and sons) 1, 389-402.
- JONES E.J.W., LAUGHTON A.S., HILL M.W. et DAVIES D., 1966 - A geophysical study of part of the western boundary of the Madeira Cape Verde abyssal plain. Deep-Sea Res., 13, 889-907.
- JONQUET H., 1979 - Contribution à l'étude de l'anomalie J dans l'Atlantique Nord, thèse de 3ème cycle, Strasbourg, 144 p.
- KAY M., 1969 - Continental drift in North Atlantic Ocean, North Atlantic Geology and continental drift, a symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Oklahoma, U.S.A., 965-973.
- KEEN M.J. et CLARK D.B., 1974 - Tertiary basalts of Baffin bay: geochemical evidence for a fossil hot-spot, in: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area, Kristjánsson ed., (D. Reidel, Dordrecht), 127-137.
- KEEN C.E., HALL B.R. et SULLIVAN K.D., 1977 - Mesozoic evolution of the Newfoundland basin. Earth Planet. Sci. Lett., 37, 307-320.

- KELLER F.J., MENSCHKE L. et ALLDREDGE L.R., 1954 - Aeromagnetic survey in the Aleutian, Marschall and Bermuda Islands. Trans. Am. Geophys. Union, 35, 4, 558-572.
- KING E.R., ZIETZ I. et DEMPSEY W.J., 1961 - The significance of a group of aeromagnetic profiles off the eastern coast of North America. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 424-D, 299-303.
- KLITGORD K.D. and SCHOUTEN H., 1977 - The onset of sea-floor spreading from magnetic anomalies, in: Symposium on the geological development of the New-York Bight: Palisades N.Y., Lamont-Doherty Geol. Obser., 12-13.
- KLITGORD K.D. and BEHRENDT J.C., 1979 - Basin structure of the U.S. Atlantic Margin, in: Geological and Geophysical Investigation of Continental Margins, Am Assoc. Petrol. Geol. Mem., 29, 85-112.
- KRISTOFFERSEN Y., 1977 - Sea floor spreading and the early opening of the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 273-290.
- KRISTOFFERSEN Y. et TALWANI M., 1977 - Extinct triple junction south of Groenland and the tertiary motion of Groenland relative to the North America. Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 1037-1040.
- LANCELOT Y. et SEIBOLD E., 1977 - The evolution of the central northeastern Atlantic, summary of results of D.S.D.P. XLI, in: Lancelot Y., Seibold E. et al., 1977, Initial Report of the D.S.D.P., XLI, Washington (U.S. Government Printing Office), 1215-1245.
- LANGSETH Jr.M.G., LE PICHON X. and EWING M., 1966 - Crustal structure of the mid-ocean ridges, 5, Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents. J. Geophys. Res., 71, 5321-5355.
- LARSON R.L. et HILDE T.W., 1975 - A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. J. Geophys. Res., 80, 2586-2594.
- LAUBSCHER H. et BERNOUILLI D., 1977 - Mediterranean and Thetys, in: Structural history of the Mediterranean basins, C.I.E.S.M., Split, 1976, éd. Technip, 129-132.
- LAUGHTON A.S., 1975 - Tectonic evolution of the northeast Atlantic Ocean: A review. Nor. Geol. Unders. Publ. 316, 169-193.
- LAUGHTON A.S., and WHITMARSH R.B., 1974 - The Azores-Gibraltar plate boundary, in: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area, L. Kristjansson, ed. (D. Reidel, Dordrecht), 63-81.
- LAUGHTON A.S., WHITMARSH R.B., RUSBY J.S.M., SOMERS M.L., REVIE J., MCCARTNEY B.S. et WAFE J.E., 1972 - A continuous east-west fault on the Azores-Gibraltar ridge. Nature, 237, 217-220.
- LAUGHTON A.S., ROBERTS D.G. et GRAVES R., 1975 - Bathymetry of the northeast Atlantic: mid-Atlantic ridge to southwest Europe. Deep-Sea. Res., 22, 791-810.
- LAUGHTON A.S., 1971 - South Labrador sea and the evolution of the North Atlantic. Nature, 232, 612-617.
- LAUGHTON A.S., ROBERTS D.G. et HUNTER P.M., 1982 - Bathymetry of the Northeast Atlantic, 1, Reykjanes ridge and Rockall plateau, 6566, Taunton, U.K.
- LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A. et al., 1972 - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XII, Washington D.C. (U.S Government Printing Office).
- LAUGHTON A.S., ROBERTS D.G., et GRAVES R., 1975 - Bathymetry of the Northeast Atlantic, 3: Mid-Atlantic ridge to southwest Europe, C 6568, Taunton U.K.
- LE DOUARAN S. et FRANCHETEAU J., 1981 - Axial depth anomalies from 10° to 50° North along the Mid-Atlantic Ridge: correlation with other mantle properties. Earth Planet. Sci. Lett., 54, 29-47.
- LEFORT J.P., 1980 - Un "fit" structural de l'Atlantique Nord: arguments géologiques pour corrélér les marqueurs géophysiques reconnus sur les deux marges. Mar. Geol., 37, 355-369.
- LEFORT J.P. et HAWORTH R.T., 1981 - Geophysical correlation between basement features in North Africa and Eastern New-England: their control over North Atlantic structural evolution. Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, C, XIII, 2, 103-116.

- LEFORT J.P. et HAWORTH R.T., 1979 - The age and origin of the deep correlative structures recognized off Canada and Europe. Tectonophysics, 59, 139-150.
- LE LANN A., 1979 - Une étude géologique par submersible: le banc de Gorringe (Atlantique du N.E.). Thèse 3ème Cycle, U.B.O., BREST, 115 p.
- LEMOINE M., 1983 - Rifting and early drifting: mesozoic Central Atlantic and Ligurian Thetys, in Sheridan R.E., Gradstein F.M. et al., 1983. Initial Reports of the deep Sea Drilling Project, LXXVI, Washington, U.S. Government Printing Office, 885-895.
- LEMOINE M., 1982 - Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes Occidentales: Naissance et évolution d'une marge continentale passive. Mém. Géol. Univ. Dijon, 7, Livre Jubilaire Gabriel Lucas.
- LE PICHON X., 1968 - Sea floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, 12, p. 3661-3697.
- LE PICHON X., SIBUET J.C. et FRANCHETEAU J., 1977 - The fit of the continents around the North Atlantic ocean. Tectonophysics, 88, P. 109-209.
- LE PICHON X., HYNDMAN R. et PAUTOT G., 1971 - Geophysical study of the opening of the Labrador Sea. J. Geophys. Res., 76, 4724-4743.
- LE PICHON X. and FOX P.J., 1971 - Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. J. Geophys. Res., 76, 6294-6308.
- LE PICHON X. and HAYES D.E., 1971 - Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. J. Geophys. Res., 76, 6283-6293.
- LE PICHON X., BONNIN J. FRANCHETEAU J. and SIBUET J.C., 1971 - Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne, in: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, éd. Technip, V1, 11, 1-44.
- LE PICHON X., BONNIN J., PAUTOT G., 1970 - The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar plate boundary: an exemple of compressive tectonics (résumé). Upper mantle committee symposium, Flagstaff, Arizona.
- LE PICHON X. et SIBUET J.C., 1971 - Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean opening. Earth Planet. Sci. Lett., 12, 83-88.
- LE PICHON X. et SIBUET J.C., 1981 - Passive margins: a model of formation. J. Geophys. Res., 86, 85, 3708-3720.
- LIGER J.L., 1979 - Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien, interprétation de données gravimétriques et magnétiques, Thèse 3ème cycle, Fac St-Jerôme, Marseille, 156 p.
- LONGAREVIC B.D. et EWING G.N., 1967 - Geophysical study of the Orpheus gravity anomaly. Proc. 7th World Petrol. Congr., 827-835.
- LUYENDYK B.P. et BUNCE E.T., 1973 - Geophysical study of the northwest African margin off Morocco. Deep-Sea Res., 20, 537-549.
- MAHER C. et APPLIN E.P., 1971 - Geologic framework and petroleum potential of the Atlantic coastal plain and continental shelf. U.S Geol. Survey Prof. Paper 659, 98 p.
- MALOD J., 1982 - Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la péninsule Ibérique, Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 235 p.
- MARKL R.G. et BRYAN G.M., 1983 - Stratigraphic evolution of Blake outer ridge. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 67, 4, 666-683.
- MATTAUER M. et SEGURET M., 1971 - Les relations entre la chaîne pyrénéenne et, le golfe de Gascogne, in: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, ed. Technip, Paris, IV, 4, 1-24.
- MATTAUER M et HENRI J., 1974 - Pyrénées, in: Mesozoic, Cenozoic, orogenic belts; Data for orogenic studies, Spencer A.M. éd., published for the Geol. Soc. Lond. by Scottish Acad. Press LTD, Edimburgh, 3-12.
- MAUFFRET A., BOILLOT G., AUXIETRE J.L. et DUNAND J.P., 1978 - Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, Bull. Soc. Géol. Fr., XX, 4, 375-388.

- McKENZIE D.P. and SCLATER J.G., 1969 - Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading. Bull. Volcanol., 33 (1): 101-118.
- McKENZIE D.P., 1972 - Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- McQUILLIN R., DONATO J.A. et TULSTRUP J., 1982 - Development of basins in the Inner Moray Firth and the North sea by crustal extension and dextral displacement of the Great Glen fault. Earth Planet. Sci. Lett., 60, 127-139.
- MEAGHER L.J., RUFFMAN A.S., MC G. STEWART J., VAN DER LINDEN W.J.M. et ZUKAUSKAS W., 1977 - Le Baffin: contribution à la géophysique et à la géologie du plateau continental et de la marge continentale du Sénégal et de la Gambie, Afrique de l'Ouest, Min. Energie, Mines et Ressources, Ottawa, Ont., 85 p.
- MEYERHOFF A.A. et HATTEN G.W., 1974 - Bahamas salient of North America, in the geology of continental margins. Burke C.A. et Drake C.L. éd., Springer-Verlag New-York inc., 429-443.
- MEYERHOFF A.A., KHUDDOLEY K.M. et HATTEN G.W., 1969 - Geologic significance of radiometric dates from Cuba. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 53, 12, 2494-2500.
- MINSTER J.F. et JORDAN T.H., 1978 - Present day plate motions. J. Geophys. Res. 83, 5331-5354.
- MINSTER J.F., JORDAN T.H., MOLNAR P. et HAINES E., 1974 - Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. Geophys. J. Astr. Soc., 36, 541-576.
- MOHR P.A., 1970 - The Afar triple junction and sea-floor spreading. J. Geophys. Res., 75, 7340-7352.
- MOLNAR P. et TAPPONNIER P., 1975 - Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 189, 419-426.
- MOLNAR P. et FRANCHETEAU J., 1975 - The relative motion of "hot spots" in the Atlantic and Indian Oceans during the Cenozoic. Geophys. J. R. Astr. Soc., 43, 763-774.
- MONTADERT L., CHARPAL O. de, ROBERTS D., GUENOC P. et SIBUET J.C., 1979 - a) Northeast Atlantic continental margins: rifting and subsidence processes, in: Deep-drilling results in the Atlantic ocean: continental margins and paleoenvironment (Talwani M., Hay W.W. et RYAN W.B.F. éd.) Maurice Ewing series, 3, Washington, D.C., Amer. Geophys. Un., 154-186.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., FAIL J.P., DELTEIL J.R. et VALERY P., 1971 - Structure géologique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne, in: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, Editions Technip, Paris, 22, VI 14-1 à VI 14-42.
- MONTADERT L., CHARPAL O. de, ROBERTS D., GUENOC P. et SIBUET J.C., 1979 - a) Northeast Atlantic continental margins: rifting and subsidence processes, in: Deep-drilling results in the Atlantic ocean: continental margins and paleoenvironment (Talwani M., Hay W.W. et RYAN W.B.F. éd.) Maurice Ewing series, 3, Washington, D.C., Amer. Geophys. Un., 154-186.
- MORGAN W.J., 1968 - Rise, trenches, great fault, and crustal blocks. J. Geophys. Res., 73, 1959-1982.
- MORGAN W.J., 1971 - Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230, 42-43.
- MORGAN W.J., 1983 - Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. Tectonophysics, 94, 123-139.
- MOUGENOT D., MONTEIRO J.H., DUPEUBLE P.A. et MALOD J., 1979 - La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, 5, 223-246.
- MULLINS H.T. et LYNTS G.W., 1977 - Origin of the northwestern Bahama platform: review and reinterpretation. Geol. Soc. Amer. Bull., 38; 1447-1461.
- NAVOCEANO., 1977 - Standart Navy ocean area world relief maps (North Atlantic Ocean) World bathmetric Unit, U.S. Naval oceanographic office, Bay St-Louis, Miss., unpub.

- NAYLOR D. et MOUNTENEY S.N., 1975 - Geology of the north-west european continental shelf, V.1, London, Graham Trotman Dudley Pub. LTD, 162 p.
- NUNNS A.G., 1980 - Marine geophysical investigations in the Norwegian-Greeland Sea between the latitudes of 62° N and 74° N. P.H.D. Thesis. University of Durham, 185 p.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J., 1982 - Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques, C.R. Acad. Sci., Paris, D, 294, II, 383-386.
- OLIVET J.L., 1978 - Un nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord Central, Thèse d'Etat, Univ. Paris VII,
- OLIVET J.L., LE PICHON X., MONTI S. et SICHLER B., 1974 - Charlie-Gibbs fracture zone, J. Geophys. Res., 79, 14, 2059-1071.
- OLIVET J.L., BONNIN J. et AUZENDE J.M., 1976 - Manifestation des phases de compression tertiaire dans l'Atlantique du Nord-Est (Résumé) 4ème Réun. Ann. Sci. T., Paris, (Publ. Soc. Géol.) p. 311.
- OLIVET J.L., PASTOURET L., AUZENDE J.M. et AUFFRET G.A., 1976 - Armorican margin evolution in relation with the bay of Biscaye genesis (abstract), Coll. IUSGS, Durham, April 1976.
- OLIVET J.L., BEUZART P., BOUGAULT H., MONTI S., ARGYRIADIS J. et BONNIN J., 1981 - Sea-beam survey of the Azores triple junction, (abstract) E.O.S., 62, 17, p. 405.
- OLIVET J.L., AUZENDE J.M. et BEUZART P., 1983 - Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model, a comment, et reply by Grimaud et al. Marine Geol., 53, 237-239.
- OSTENSO N.A., 1972 - Sea-floor spreading and the origin of the Arctic Basin, in: Continental drift, Sea-floor spreading and plate tectonics, D.H. Tarling et S.K. Runcorn, eds., London: Academic Press, 165-173.
- PARSONS B. et SCLATER J.G., 1977 - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. J. Geophys. Res., 82, 5, 803-827.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P., BONNIN J. et OLIVET J.L., 1982 - Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. Géol. France, (7) XXIV, n° 2, 363-373.
- PEGRUM R.M. et MOUNTENEY N., 1978 - Rift basins flanking North Atlantic Ocean and their relation to North sea area. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62, 3, 419-441.
- PHIL. TRANS. ROY. SOC. LONDON (Symposium on Continental Drift), 258, 145 p.
- PHILLIPS J.D. et TAPSCOTT C., 1980 - A plate kinematic synthesis for the Greenland-Norwegian Sea and Arctic Ocean (in preparation).
- PHILLIPS J.D. et LUYENDYK B.P., 1970 - Central North Atlantic plate motions over the last 40 million years. Science, 170, 727-729.
- PHILLIPS J.D., FLEMING H.S., FEDEN R.H., KING W.F. et PERRY R.K., 1975 - Aeromagnetic study of the Mid Atlantic Ridge near the Oceanographer fracture zone. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1348-1357.
- PITMAN W.C. III et TALWANI M., 1972 - Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 619-632.
- PITMAN W.C. III et TALWANI M., 1971 - Comments on a paper by J.D. PHILLIPS and B.P. LUYENDYK entitled "Central North Atlantic plate motions over the last 40 million years". Science.?...
- PITMAN W.C. III, TALWANI M. et HEIRTZLER J.R., 1971 - Age of the North Atlantic Ocean from magnetic anomalies. Earth Planet. Sci. Lett., 11, 195-200.
- PROUST F., PETIT J.P. et TAPPONNIER P., 1977 - L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut-Atlas occidental. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XIX, 3, 541-551.
- PURDY G.M., RABINOWITZ P.D. et VELTEROX J.J.A., 1979 - The Kane fracture zone in the central Atlantic Ocean. Earth Planet. Sci. Lett., 45, 429-434.

- RABINOWITZ P.D., 1974 - The boundary between oceanic and continental In "Continental Margins", Burk and Drake Eds., 67-84.
- RABINOWITZ P.D. et PURDY G.M., 1976 - The Kane fracture zone in the western central Atlantic ocean. Earth Planet. Sci. Lett., 33, 21-26.
- RABINOWITZ P.D., CANDE S.C. et HAYES D.E., 1979 - The J-anomaly in the central North Atlantic ocean, in: TUCHOLKE B.E., VOGT P.R. et al., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 43, Washington (U.S. Government Printing Office).
- RAVIER J., 1959 - Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées, Mém. Soc. Géol. Fr., XXXVIII, 86.
- REUNION EXTRAORDINAIRE DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 1978 - Les Pyrénées (8-15 septembre 1977). Bull. Soc. Géol. Fr., XX, 5, 585-800.
- RICOU L.E., 1980 - La tectonique de coin et la genèse de l'arc égéen. Rev. Géol. Dyn et Géogr. Phys., XXII, 2, 147-155.
- ROBERTS D.G., 1974 - Structural development of the British Isles, the continental margin, and the Rockall Plateau, in: The geology of continental margins, Burk G.A. et Drake C.L. ed., Springer-Verlag, New-York, Heidelberg-Berlin, 343-359.
- ROBERTS D.G., MONTADERT L. et SEARLE R.C., 1979 - The western Rockall plateau - Stratigraphy and structural evolution, in: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, (U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.)-1061-1088.
- ROBERTS D.G., MASSON D.G. et MILES P.R., 1981 - Age and structure of the southern Rockall trough: new evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 115-128.
- RODGERS J., 1970 - The tectonics of the Appalachians. New-York, Wiley Interscience, 271 p.
- ROESER H.A., 1976 - Magnetic anomalies of the african Red Sea shelf and their implications for the anomalies of Atlantic continental margin. J. Geophys., 42, 73-80.
- ROESER H.A., 1982 - Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco, in: VON RAD U. et al. (ed.): Geology of the northwest African continental margin, Heidelberg, 61-68.
- ROHR K., et TWIGT W., 1979 - Mesozoic complementary crust in the North Atlantic. Nature, 283, 758-760.
- RONA P.A. et GRAY D.F., 1980 - Structural behavior of fracture zones symmetric and asymmetric about a spreading axis: Mid-Atlantic ridge (lat. 23°N to 27°N). Geol. Soc. Amer. Bull., 1, 91, 485-494.
- ROUSSEL J. et LIGER J.L., 1983 - A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (West Africa). Tectonophysics, 91 123-211.
- RUFFMAN A. et VAN HINTE J.E., 1973 - Orphan Knoll, a "chip off the North American plate. Earth Sci. Symp. on Offshore Eastern Canada, Geol. Surv. Can., Paper 71-23, 407-449.
- RUSSEL M.J. et SMYTHE D.K., 1978 - Evidence for an early Permian oceanic rift in the North Atlantic, in: Paleorift Systems with emphasis on the Permian Oslo rift, Petrology and Geochemistry of Continental Rifts, NATO advanced study Inst. Ser. C, 36, 173-179.
- RYAN W.B.F., HSU K.J. et al., 1973 - Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, XIII (U.S. Government Printing Office, Washington D.C.), 1447 p.
- SCHILLING J.C., 1973 - Iceland mantle plume; Geochemical study of Reykjanes ridge. Nature, 242, 565-575.
- SCHILLING J.G., BERGERON M.B. et EVANS R., 1980 - Halogens in the mantle beneath the North Atlantic. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 297, 147-178.
- SCHLICH R., MULLER C. et SIGAL J., 1979 - Le Maestrichtien du site 239 (DSDP) (Océan Indien) dans son cadre régional et son incidence sur l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre. Bull. Soc. Géol. France, 7, XXI, 1, 57-63.

- SCHOTT J.J., MONTIGNY R. et THUIZAT R., 1981 - Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic, Earth Planet. Sci. Lett., 53, 457-470.
- SCHOUTEN H. et KLITGORD K.D., 1977 - Map showing Mesozoic magnetic lineations, western Atlantic: U.S. Geol. Survey Misc. Field studies Map MF-915, Scale 1: 2 000 000, Reston, Virginia.
- SCHOUTEN H. et WHITE R.S., 1980 - Zero offset fracture zones. Geology, 8, 175-179.
- SCLATER J.G., HELLINGER S. et TAPSCOTT C., 1977 - The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. J. Geol., 85, 5, 509-662
- SCLATER J.G. et CHRISTIE P.A.F., 1980 - Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. J. Geophys. Res., 85, B 7, 3711-3739.
- SCRUTTON R.A. et ROBERTS D.G., 1970 - Structure of the Rockall plateau and trough, northeast Atlantic, in: Geology of the East Atlantic continental margin, Inst. Geol. Sci. London Rept., 70/14, 79-86.
- SCRUTTON R.A., 1979 - Structure of the crust and upper mantle at Goban Spur, southwest of the British Isles - some implications for margin studies. Tectonophysics, 59, 201-215
- SEARLE R.C. et WHITMARSH R.B., 1978 - The structure of King's Trough, Northeast Atlantic from bathymetric, seismic and gravity studies. Geophys. J. R. Astron. Soc., 53, 259-287.
- SEARLE R., 1977 - Geophysical studies of the Atlantic sea-floor near 40° N, 24° W, and its relation to King's Trough and the Azores. Mar. Geol., 25, 299-320.
- SEARLE R.C., 1979 - Side-scan sonar studies of North Atlantic fracture zones. J. Geol. Soc. Lond., 136, 283-292.
- SEARLE R.C., 1980 - Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction, Earth Planet. Sci. Lett., 51, 415-434.
- SEARLE R.C., 1981 - The active part of Charlie Gibbs fracture zone: a study using sonar and other geophysical techniques. J. Geophys. Res., 86, B1, 243-262.
- SEGOUFIN J. et PATRIAT P., 1981 - Anomalies magnétiques mésozoïques dans l'océan Indien occidental, paléoposition de Madagascar, Bull. Soc. Géol. Fr., XXIII, 6, 603-607.
- SHERIDAN R.E., 1978 - Structural and stratigraphic evolution and petroleum potential of the Blake Plateau, Proceedings, Offshore.
- SHERIDAN R.E., GROW J.A., BEHRENDT J.C. et BAYER K.C., 1979 - Seismic refraction study of the continental edge off the eastern United States, Tectonophysics, 59, 1-26.
- SHERIDAN R.E., CROSBY J.T., BRYAN G.M. et STOFFA P.L., 1981 - Stratigraphy and structure of southern Blake Plateau, Northern Florida straits, and northern Bahama platform from multichannel seismic reflection data, Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 65, 12, 2571-2593.
- SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. et al., 1972 - Early history of the Atlantic ocean and gaz hydrates on the Blake Outer Ridge: results of the Deep-Sea Drilling Project Leg 76, Geol. Soc. Amer. Bull., 03, 876-885.
- SHERWIN D.F., 1973 - Scotian shelf and Grand Banks, in: The future petroleum provinces of Canada, R.G. McCrossan éd., Canadian Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alta., 519-559.
- SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1971 - Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol, in: Histoire structurale du golfe de Gascogne, Technip, Paris, VI.9.1, VI.9.18.
- SIBUET J.C., PAUTOT G., et LE PICHON X., 1971 - interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils sismiques, in: Histoire structurale du golfe de Gascogne, Technip, Paris, VI.10.1 - VI.10.32.

- SIBUET J.C. et 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., Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project; 47, 2, Washington (U.S. Government Printing Office) 461-475.
- SIBUET J.C., MATHIS B., PASTOURET L., AUZENDE J.M., FOUCHER J.P., HUNTER P.M., GUENNOG P. et DE GRACIANSKY P.C., 1984 - Morphology and basement structures of the Goban Spur continental margin (N.E. Atlantic) and the role of the Pyrenean orogeny, in: DE GRACIANSKY P.C., POAG W. et al., in press, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, LXXX, Washington, US Government Printing Office.
- SICHLER B., OLIVET J.L., AUZENDE J.M., JONQUET H., BONNIN J. et BONNIFAY A., 1980 - Mobility of Morocco, Can. J. Earth. Sc., 17, 1, p. 1546-1558.
- SMITH D.L., 1982 - Review of the tectonic history of the Florida basement, Tectonophysics, 88, 1-22.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILLOTTE M. et DEBROAS E.J., 1977 - la chaîne alpine des Pyrénées, Géologie alpine, 53, 2, 193-216.
- SPEIGHT J.M. et MITCHELL J.G., 1979 - The permo-carboniferous dyke-swarm of northern Argyll and its bearing on dextral displacement of the Great Glen fault, J. Geol. Soc. London, 136, 3-11.
- SRIVASTAVA S.P., 1978 - Evolution of the Labrador sea: its bearing on the early evolution of the North Atlantic. Geophys. J. R. Astron. Soc., 52, p.313-357.
- STILLMAN G.J., FURNES H., LE BAS M.J., ROBERTSON A.H.F. et ZIELONKA J., 1982 - The geological history of Maio, Cape Verde Islands. J. Geol. Soc. London, 139, 347-361.
- SULLIVAN K.D., 1983 - The Newfoundland basin: ocean-continent boundary and mesozoic seafloor spreading history, Earth Planet. Sci. Lett., 62, 321-339.
- SUPKO P.R. et PERCH-NIELSEN K., 1977 - General synthesis of central and south Atlantic drilling results, leg 39, Deep-Sea Drilling Project, in: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 39, Washington (U.S. Government Printing Office), 1099-1131.
- SURLYK F., 1975 - Blok faulting and associated marine sedimentation at the Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland, N.P.F. Jurassic Northern North Sea symposium, Stavenger, 28-30 sept., JNNS/7, 1-31.
- SWANSON M.T., 1982 - preliminary model for an early transform history in central Atlantic rifting, Geology, 10, 317-320.
- TALWANI M. et ELDHOLM O., 1977 - Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 38, p. 273-290.
- TAPPONNIER., 1977 - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée, poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull. Soc. Géol. France, 19, 3, p. 437-460.
- TUCHOLKE B., VOGT P. et al., 1979 - Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, 43, Washington (U.S. Government Printing Office), 1115 p.
- TUCHOLKE B., HOUTZ R.E. et LUDWIG W.J., 1982) - Sediment thickness and depth of basement in western north Atlantic ocean basin, Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 66, 9, 1384-1395.
- TURCOTTE D.L. et OXBURGH E.R., 1973 - Mid-plate tectonics, Nature, 244, 337-339.
- TWIGHT W., VERHOEF J., ROHR K., MULDER Th. F.A. et COLLETTE B.J., 1983 - Topography, magnetics and gravity the kane fracture zone in the cretaceous magnetic quiet zone (African plate) Geophysics, 8 86, 2, 181-210.
- UCHUPI E., 1971 - Bathymetric Atlas of the Atlantic, Caribbean, and Gulf of Mexico, réf. n° 71-72, Woods Hole Oceanogr. Inst., Mass.
- UCHUPI E. et EMERY K.O., 1974 - Seismic reflexion, magnetic and gravity profiles of the Eastern Atlantic continental margin and adjacent deep-sea floor: II, Congo Canyon to Lisbon, réf. n° 74-19, Woods Hole Oceanogr. Inst., Mass.

- UCHUPI E. et AUSTIN J.A. Jr., 1979 - The geologic history of the passive margin off New England and the Canadian maritime provinces, Tectonophysics, 59, 5, 269-300.
- UCHUPI E. et HAYS H., 1980 - Bathymetry of the Atlantic ocean, gulf of Mexico, and Caribbean, revised edition, 10 sheets, scale 1⁰ = 0,8": Woods Hole Oceanogr. Inst., Mass., unpublished.
- UDIAS A., LOPEZ-ARROYO A. et MEZCUA J., 1976 - Seismotectonic of the Azores-Alboran region, Tectonophysics, 31, 259-289.
- UNTERNEHR P., 1982 - Etude structurale et cinématique de la mer de Norvège et du Groënland. Evolution du microcontinent de Jan Mayen, Thèse 3ème cycle, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 228 p.
- VAN ANDEL T.H., PHILLIPS J.D. et VON HERZEN R.P., 1969 - Rifting origin for the Vema fracture zone in the North Atlantic, Earth Planet. Sci. Lett., 5, 269-300.
- VAN DER VOO R., MANK F.J. et FRENCH R.B., 1976 - Permian-triassic continental configurations and the origin of the gulf of Mexico, Geology, 4, 177-180.
- VAN HOUTEN F.B., 1977 - Triassic-liaassic deposits of Morocco and eastern North America, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 61, 1, 79-89.
- VIALARD P., 1973 - Recherches sur le cycle alpin dans la chaîne ibérique sud-occidentale, Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 p.
- VIELZEUF D. et KORNPROBST J., 1984 - Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites, Earth Planet. Sci. Lett., 67, 87-96.
- VINE F.J., 1976 - Spreading of the ocean floor: new evidence, Science, 154, 1405-1415.
- VOGT P.R., AVERY O.E., SCHNEIDER E.D., ANDERSON C.J. et BRACEY D.R., 1969 - Discontinuities in sea-floor spreading, Tectonophysics, 8, 285-317.
- VOGT P.R., OSTENSO N.A. et JOHNSON G.L., 1970 a - Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floors spreading north of Iceland, J. Geophys. Res., 75, 903-920.
- VOGT P.R., ANDERSON C.J., BRACEY D.R. and SCHNEIDER E.D., 1970 b - North Atlantic magnetic smooth zones, J. Geophys. Res., 75, 3955-3968.
- VOGT P.R. et JOHNSON G.L., 1971 - Cretaceous sea-floor spreading in the western North Atlantic, Nature, 234, 22-25.
- VOGT P.R., ANDERSON C.N. et BRACEY D.R., 1971 - Mesozoic magnetic anomalies, sea-floor spreading, and geomagnetic reversals in the southwestern North Atlantic. J. Geophys. Res., 76, 20, 4796-4823.
- VOGT P.R., 1973 - Early events in the opening of the North Atlantic, in: Implication of continental drift to the earth sciences, TARLING et RUNCORN éd., 2, Academic Press London and New-York, 693-712.
- VOGT P.R., 1974 - The Iceland phenomenon: imprints of a hot spot on the ocean crust, and implications for flow below the plates, in: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area, L. KRISTJANSSON, ed. (D. REIDEL, Dordrecht), 105-126.
- VOGT P.R. et AVERY O.E., 1974 - Detailed magnetic surveys in the Northeast Atlantic and Labrador Sea. J. Geophys. Res., 79, 363-389.
- VOGT P.R. et TUCHOLKE B.E., 1979 - The New England seamounts: testing origins, in TUCHOLKE B.E., VOGT P.R. et al., 1979, Initial Rep. of the Deep-Sea Drilling Project, 43, Washington (U.S. Government Printing Office), 847-856.
- VOGT P.R. et EINWICH A.M., 1979 - Magnetic anomalies and sea-floor spreading in the western North Atlantic, and revised calibration of the Keathley (M) geomagnetic reversal chronology, in: TUCHOLKE B.E., VOGT P.R. et al., 1979, Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 43, Washington (U.S. Government Printing Office).
- VOGT P.R., PERRY J.K., FEDEN R.H., FLEMING M.S. et CHERRIS N.Z., 1981 - The Greenland-Norwegian Sea and Iceland environment: Geology and geophysics; in: The Ocean Basins and Margins - The Arctic Ocean; NAIRN A.E.M., CHURKIN M. Jr., and STEHLI F.G., eds., p. 493-598.

- VOPPEL D., SRIVASTAVA S.P. et FLEISCHER U., 1979 - Detailed magnetic measurements South of the Iceland-Feroë ridge, Deutsche Hydrogr. Zeit., 32, 154-172.
- VOPPEL D. et RUDLOFF R., 1980 - on the evolution of the Reykjanes Ridge south of 60° N between 40 and 12 Million years before present, Geophys., vol. 47, p. 61-66.
- WATSON J.A. et JOHNSON G.L., 1970 - Seismic studies in the region adjacent to the Grand Bank of Newfoundland, Can. J. Earth Sci., 7, 306-315.
- WATTS A.B., 1981 - The U.S. Atlantic continental margin: subsidence history, crustal structure and thermal evolution, in: Geology of passive continental margins: history, structure and sedimentologic record, Am. Assoc. Petrol. Géol., Education course Note Series, 19, 75 p.
- WEBB G.W., 1968 - Paleozoic wrench faults in Canadian Appalachians, in: North Atlantic - Geology and continental drift; KAY M. ed., Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 12, 754-786.
- WENDT I., KREUZER H., MULLER P., VON RAD U. et RASCHKA H., 1976 - K-Ar age of basalt from Great Meteor and Josephine seamounts (eastern North Atlantic), Deep-Sea Res., 23, 849-862.
- WHITBREAD D.R., 1975 - Geology and petroleum possibilities west of the United Kingdom, in: A.W. WOODLAND, ed., Petroleum and the continental shelf of north-west Europe; Geology, New-York, John Wiley, 45-59.
- WHITEMAN A.J., REES G., NAYLOR D. et PEGRUM R.M., 1975 - North Sea trough and plate tectonics, Norges Geol. Unders., 316, 137-161.
- WHITMARSH R.B., GINZBURG A. et SEARLE R.G., 1982 - The structure and origin of the Azores-Biscay Rise, North-East Atlantic ocean, Geophys. J.R. astr. Soc., 70, 79-107.
- WILLIAMS C.A. and MCKENZIE D., 1971 - The evolution of the Northeast Atlantic. Nature, 232, 168-173.
- WILLIAMS C.A., 1973 - A fossil triple junction in the NE Atlantic west of Biscay, Nature, 244, 5411, 86-88.
- WILLIAMS C.A., 1975 - Sea-floor spreading of the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic, Earth Planet. Sci. Lett., 24, 440-456.
- WILLIAMS C.A., VERHOEF J. et COLLETTE B.J., 1983 - Magnetic analysis of some large seamounts in the North Atlantic, Earth Planet. Sci. Lett., 63, 399-407.
- WILLIAMS C.A., 1972 - The evolution of the North East Atlantic, Ph.D. Thesis, Darwin College, Cambridge, 156 p.
- WINNOCK E., 1974 - Le bassin d'Aquitaine, in: Géologie de France, vol. I, Vieux massifs et grands bassins sédimentaires (J. DEBELMAS, ed.), Doin édit, Paris, 259-293.
- WILSON J.T., 1965 - Submarine fracture zones, aseismic ridges and the international council of scientific unions line: proposed western margin of the east Pacific ridge, Nature, 5000, 907-909.
- WILSON J.T., 1965 - Evidence from ocean islands suggesting movements in the earth, in: A symposium on continental drift, Roy. Soc. Philos. Trans. 1088, 145-169.
- WISSMANN G. et ROESER H.A., 1982 - A magnetic and halokinetic structural Pangea fit of Northwest Africa and North America, Geol. Jahrb., 23, 43-61.
- ZIEGLER W.H., 1975 - Outline of the geological history of the North sea. In: Petroleum and the continental shelf of the North-West Europe, v.1, WOODLAND A.W. ed., Applied Science Publication, Barking, U.K., p. 165-190.
- ZIEGLER P.A., 1980 - Northwestern Europe: subsidence patterns of post-variscan basins, in: Proceedings of the International Geology Congress, Paris, 1980, Géologie de l'Europe, coll. C 6, 249-280.
- ZIEGLER P.A., 1981 - Evolution of sedimentary basins in North-West Europe, in: Petroleum Geology of the continental shelf of North-West Europe, Institute of Petroleum, London, 3-39.

ZIEGLER P.A., 1982 - Faulting and graben formation in western and central Europe,
Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 2-31.

ZIEGLER P.A., 1982 b - Geological atlas of western and central Europe, Shell Intern.
Petrol. M., Elsevier, 130 p.

Imprimé par
INSTAPRINT - 268, rue d'Entraigues
37006 Tours cedex - tél. (47) 38.16.04