

N° d'ordre : A. O. 6783

THÈSE

présentée

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

pour obtenir le grade de
DOCTEUR-INGÉNIEUR

par

JEAN-CLAUDE SIBUET

**HISTOIRE STRUCTURALE
DU
GOLFE DE GASCOGNE**

Soutenu le 22 Mars 1972 devant la Commission d'Examen

MM. R. LECOLAZET	Président
A. ROCHE	Examineur
X. LE PICHON	Examineur

N° d'ordre : A. O. 6783

THÈSE

présentée

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

pour obtenir le grade de

DOCTEUR-INGÉNIEUR

par

JEAN-CLAUDE SIBUET

HISTOIRE STRUCTURALE
DU
GOLFE DE GASCOGNE

Soutenue le Mars 1972 devant la Commission d'Examen

MM. R. LECOLAZET Président
A. ROCHE Examineur
X. LE PICHON Examineur

Président : Professeur G. OURISSON
Vice-Président : Professeur A. CHAUMONT
 Professeur G. LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G. KIEL

PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS et MAITRES DE RECHERCHE DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ès-SCIENCES

Doyens honoraires : A. KIRMANN, P. LACROUTE, H.J. MARESQUELLE, J.H. VIVIEN, G. MILLOT.

Professeurs honoraires : P. DE BEAUCHAMP, L. BOISSELET, H. CARTAN, G. CERF, C. CHABAUTY, A. CHRETIEN, J. DENY, Ch. EHRESMANN, M. FRECHET, M^{le} S. GILLET, A. HEE, R. HOCART, A. KIRMANN, G. LEMEE, P. L'HERITIER, A. LICHNEROWICZ, H.J. MARESQUELLE, L. NEEL, Ch. SADRON, F. TERROINE, H. VILLAT, H. WEISS, Et. WOLF, J. YVON.

Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs :

H. FORESTIER	T	Chimie générale	P. CHEVALLIER	T	Physique
J. ROTHE	T	Physique du Globe	G. REEB	T	Topologie
P. LACROUTE	T	Astronomie	J. WUCHER	TTP	Physique
J.H. VIVIEN	T	Zool.& Embryol.exp.	Mme M. BRINI	TTP	Chimie
A. MAILLARD	T	Physicoch.du Pétrole	H. DURANTON	TTP	Botanique
S. GORODETZKY	T	Phys.gén.& Phys. nucl.	R. WEISS	TTP	Chimie
L. SACKMANN	T	Mécanique des Fluides	P. FEDERLIN	TTP	Chimie
J. BYE	T	Chimie Physique	J.P. SCHWING	TTP	Chimie
M ^{le} M. PEREY	T	Chimie nucléaire	M. SIESKIND	PSC	Physique
S. GOLDSTAUB	T	Minéral. & Pétrogr.	G. MONSONEGO	T	Physique théorique
P. JOLY	T	Biologie générale	C. WIPPLER	T	Physicoch.des Hts Polym.in
H. BENOIT	T	Physicoch.macromol.	G. WEILL	TTP	Physique
P. CUER	T	Phys.gén.& Phys.corpusc.	A. CLAUSS	PSC	Chimie
G. MILLOT	T	Géol.& Paléontologie	E. FOLLENIUS	PSC	Zoologie
R. LECOLAZET	TTP	Physique du Globe	J. LUCAS	TTP	Géologie
H. SAUCIER	TTP	Minéralogie	J.J.THIEBOLD	PSC	Biologie animale
R. ROHMER	T	Chimie minérale	G. GLAESER	T	Mathématiques
M ^{le} A.GAGNIEU	TTP	Botanique	J.H.WEIL	TTP	Chimie biologique
F.STUTINSKY	T	Physiologie générale	X. FERNIQUE	PSC	Mathématiques
B. WURTZ	TTP	Chimie biologique	F. GAUTIER	PSC	Physique
J. BRENET	T	Electrochimie	V. AVANISSIAN	T	Analyse supérieure
J.P. EBEL	T	Chimie biologique	F. LACROUTE	T	Biologie végétale
G. OURISSON	TTP	Chimie	J.P. EBERHART	PSC	Minéralogie
A. COCHE	TTP	Physique nucléaire	J.M. LEHN	TTP	Chimie
R. CERF	T	Physique générale	CI.ROBERT	PSC	Physique
J. FRENKEL	TTP	Mathématiques	F. BECKER	PSC	Physique mathématique
A. DELUZARCHE	TTP	Chimie	M. KAROUBI	TTP	Mathématique
R. ARMBRUSTER	TTP	Physique	Fr. SCHALLER	TTP	Biologie générale
A. ROCHE	TTP	Physique du Globe	Fr. GAULT	T	Chimie organique
L. HIRTH	T	Microbiologie	M. GOUNOT	PSC	Botanique
A. FUCHS	T	Mécanique rationnelle	J. DEHAND	PSC	Chimie minérale
A. GALLMANN	TTP	Physique	C. GOBILLON	PSC	Mathématiques
P. MIALHE	TTP	Physiologie animale	J. ROUX	PSC	Botanique
J. PARROD	TTP	Chimie	R. VOLTZ	PSC	Physique théorique
Mme D.MAGNAC	TTP	Physique	A. MICHARD	PSC	Géologie
M. DAUNE	PSC	Physique	Y. BOULANGER	PSC	Chimie biologique
J.P. ADLOFF	TTP	Chimie nucléaire	J.P.BRETAGNOLLE	PSC	Mathématiques
D. BERNARD	TTP	Méth.math. de la Phys.	J.J.RIEHL	PSC	Chimie
E. DANTEI	T	Physique expérimentale			

Professeurs associés

A.BANDERET (E.A.H.P.)- D. GOLDSMITH (chimie)- H.HAKEN (Phys.)- L. LEITE-LOPEZ (Phys.)-
M.HERRERA (Math.)- M.VAN-REGENMORTEL (Bot.)-

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement :

M. GROSMANN	Physique	G. SOLLADIE	Chimie organique
M. DAIRE	Chim.Phys.ind.& Sc.ds Matér.	P. BENVENISTE	Physiologie végétale
G. DUNOYER DE SEGONZAC	Géologie	Mme C. SCHOELLER	Mathématiques
J. MARTINET	Mathématiques	J. BERSTEL	Informatique
J.P. JOUANOLOU	Mathématiques	J. FARAUT	Mathématiques
Ph. ROPARTZ	Psycho-Physiologie	J.P. RAMIS	Mathématiques gén.
Ph. RICHARD	Physiologie animale		

Maître de Conférence adjoint :

Mme J. SITTLER Géologie

Maître de Conférences associé :

P. FELLNER Biochimie

Professeurs et Maîtres de Conférence en fonction au C.U.H.R. :

P. TALANG	T	Physique	Mme Chr. WINTER	M.de Cf.	Physique
J.P. DONNET	TTP	Chimie Physique	J. FAURE	M.de Cf.	Chimie physique
R. WEY	TTP	Chimie	Fr. SCHMITT	M.de Cf.	Physique
H. DANAN	PSC	Physique	G. SCHIFFMANN	M.de Cf.	Mathématiques
G. SUTTER	PSC	Physique électronique			
J. STREITH	PSC	Chimie			

Professeurs et Maîtres de Conférences en fonction dans les I.U.T. :

Strasbourg

Ch. TANIPELLIAN M.de Cf. Chimie
M. GROSS M.de Cf. Chimie

Mulhouse

G. PERNY T Phys. appliquée
R. MANQUENOUILLE M.de Cf. Math. appliquée
G. METZGER M.de Cf. Electronique
B. LAVILLE-St MARTIN M.de Cf. Phys. appliquée
R. STEIN M.de Cf. Phys. électro.

Directeurs et Maîtres de recherche :

P. DEJOURS	DR	Physiol. respiratoire	A. KNIPPER	MR	Physique
A. KOVACS	DR	Physicochim. macromol.	A. LIORET	MR	Physique nucléaire
J. MARCHAL	DR	Physicochim. macromol.	Mme C. MIALHE	MR	Physiologie
A. MEYER	DR	Physique	Th. MULLER	MR	Physique
J. MEYER	DR	Botanique	G. MUNSCHY	MR	Physique
S. NIKITINE	DR	Physique	R. PFIRSCH	MR	Botanique
N. PERAKIS	DR	Physique	A. PORTE	MR	Physiologie
P. REMPP	DR	Physicochim. macromol.	J. POUYET	MR	Biophysique
R. WEIL	DR	Minéralogie	J. RINGEISSEN	MR	Physique
F. BECK	MR	Physique nucléaire	F. SCHLEIBLING	MR	Spectrométrie nucl.
J.F. BIELLMANN	MR	Chimie	F. SCHUE	MR	Chimie
M. BONHOMME	MR	Géologie	P. SIFFERT	MR	Phys. rayon. & Electron. nucl.
P. BOUVEROT	MR	Physiol. respiratoire	V. SINN	MR	Physicoch. nucléaire
H. BRAUN	MR	Physique corpuscul.	CI. SITTLER	MR	Géologie
Mle M. CHAMPAGNE	MR	Biophysique	A. SKOULIOS	MR	Physicoch. nucléaire
A. CORET	MR	Physique	M. SUFFERT	MR	Basses Energies
M. CROISSIAUX	MR	Physique nucléaire	Mme A. TABOURET-KELLER	MR	Psychol. sociale
Mle J. DOUBINGER	MR	Géologie	R. VAROQUI	MR	Physicoch. macromol.
S. ELOKOMOSS	MR	Physique	A. VEILLARD	MR	Chimie
J.P. VON ELLER	MR	Géologie	G. WALTER	MR	Phys. rayon. & Electron. nucl.
A. FRIDMANN	MR	Phys. corpusculaire	J.P. WENIGER	MR	Zoologie
E. HEINTZ	MR	Psycho-physiologie	R. WOLFF	MR	Chimie
J.B. GRUN	MR	Physique	R. ZANA	MR	Physicoch. macromol.
G. KAUFFMANN	MR	Chimie			

SOMMAIRE

Page

Ière partie : <u>NIVELLEMENT DU GRAVIMETRE ET CALCULATEUR ANALOGIQUE</u>		
	<u>DE CROSS-COUPLING</u>	1
I.	INTRODUCTION	2
II.	NIVELLEMENT DU GRAVIMETRE	5
	a) Appareillage	5
	b) Résultats	6
III.	CALCULATEUR ANALOGIQUE DE CROSS-COUPLING	6
	a) Principe	6
	b) Description	9
	c) Etalonnage	10
	d) Résultats	13
	e) Discussion des erreurs	17
IV.	CONCLUSION	18
	BIBLIOGRAPHIE	20
	LEGENDE DES ILLUSTRATIONS	21
IIème partie : <u>HISTOIRE STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE</u>		23
	INTRODUCTION	24
	BIBLIOGRAPHIE	26
	<u>VITESSE DES ONDES SISMIQUES DANS LES COUCHES SEDI- MENTAIRES PROFONDES DU GOLFE DE GASCOGNE</u> par Bertrand SICHLER, Jacques MARTINAIS, Jean-Claude SIBUET et Xavier LE PICHON.	29
	Résumé	29
	I. Introduction	30
	II. Méthodes d'interprétation	30
	III. Profil I	35
	IV. Profil II	36
	V. Profil III	41
	VI. Conclusion	42
	BIBLIOGRAPHIE	47

	page
<u>STRUCTURE GRAVIMETRIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE ET LE FOSSE MARGINAL NORD-ESPAGNOL</u> par Jean-Claude SIBUET et Xavier LE PICHON	48
Résumé	48
I. Anomalies à l'air libre	49
II. Anomalies à l'air libre corrigées de l'effet de bord	49
III. Discussion de la carte d'anomalies à l'air libre corrigées de l'effet de bord	55
IV. Le fossé marginal nord-espagnol	56
Conclusion	60
BIBLIOGRAPHIE	62
<u>INTERPRETATION STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE A PARTIR DES PROFILS DE SISMIQUE</u> par Jean-Claude SIBUET, Guy PAUTOT et Xavier LE PICHON	64
Résumé	64
Introduction	65
I. Analyse des forages JOIDES et des profils sismiques voisins	65
II. Caractère des principaux domaines	78
III. L'évolution tectonique et les apports sédimentaires	87
Conclusion	91
BIBLIOGRAPHIE	94
<u>UNE HYPOTHESE D'EVOLUTION TECTONIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE</u> par Xavier LE PICHON, Jean BONNIN, Jean FRANCHETEAU et Jean-Claude SIBUET	96
Résumé	97
I. Introduction	98
II. Détermination du pôle d'ouverture : directions transformantes	101
III. Les provinces morphologiques marginales et les directions transformantes	110
IV. Importance de la direction transformante Aquitaine	114
V. La reconstitution pré-ouverture	119
VI. La phase de distension crétacée	122
VII. La phase de compression : les épisodes éocène moyen et miocène inférieur	126
VIII. La place de la plaque Ibérie dans la reconstitution des continents atlantiques avant leur dérive	127

	page
IX. Conclusion	134
Tableau I	132
BIBLIOGRAPHIE	137
<u>CRITIQUES DES HYPOTHESES D'EVOLUTION TECTONIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE A PARTIR DE RESULTATS RECENTS (1971)</u>	142
I. Introduction	142
II. Hypothèse d'évolution structurale du golfe de Gascogne	142
a) Hypothèse de BACON et GRAY	142
b) Hypothèse de BARD et al.	143
c) Hypothèse de LE PICHON et al.	144
d) Hypothèse de MATTAUER et SEGURET	144
e) Hypothèse de MONTADERT et WINNOCK	145
III. Nouvelles données magnétiques	146
IV. Nouvelles données géologiques	149
V. Nouvelles données gravimétriques	150
a) Relations entre la gravimétrie et la géologie du Massif Armoricaïn	154
b) Relations entre la Bretagne et le plateau continental adjacent	156
c) Le plateau continental armoricaïn	157
d) Conséquences	159
IV. Critiques des différentes hypothèses	159
a) Par la gravimétrie et la géologie	160
b) Par le magnétisme	160
c) Critique de l'hypothèse de MONTADERT et WINNOCK	160
d) Critique de l'hypothèse de LE PICHON et al.	166
VII. Orientation des travaux	167
BIBLIOGRAPHIE	169
LEGENDE DES ILLUSTRATIONS	174

La pagination globale, indiquée au sommaire, apparait au bas des pages du mémoire. La pagination partielle, par chapitre ou publication, apparait en haut des pages.

AVANT-PROPOS

Ce travail n'aurait pu être mené seul ; aussi est-ce avec une grande joie que j'exprime ici ma reconnaissance à tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidé, guidé, encouragé.

Monsieur LECOLAZET, Directeur du Laboratoire de Gravimétrie de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, trouvera ici l'expression de ma respectueuse gratitude pour son enseignement et l'encouragement dont il m'a fait bénéficier au cours de cette étude.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Monsieur le Professeur ROCHE, Président de l'U.E.R., Institut de Physique du Globe de Strasbourg, pour son enseignement et l'intérêt qu'il a manifesté envers mes travaux.

Je suis particulièrement heureux d'adresser mes plus vifs remerciements à Monsieur Xavier LE PICHON, responsable du Milieu Solide du Centre Océanologique de Bretagne, auprès duquel j'ai trouvé non seulement un maître mais aussi un conseiller, avec la compétence et l'esprit critique que l'on sait. Grâce à son aide active et amicale, cette étude synthétique a pu être réalisée.

L'exécution et l'exploitation des missions en mer ne peuvent être que le résultat d'un travail collectif où sont associés non seulement géophysiciens, géologues et physiciens, mais également les officiers et les équipages des navires océanographiques.

C'est avec joie que je remercie mes collègues J.P. ALLENOU, J. BERTHE, J. MARTINAIS, V. RENARD et A. WEILL pour leur aide précieuse dans la réalisation du calculateur de cross-coupling.

L'interprétation des mesures n'aurait été possible sans le concours dynamique et amical de tous les chercheurs du milieu solide. Je tiens spécialement à remercier J.M. AUZENDE, J. BONNIN, J. FRANCHETEAU, J.L. OLIVET, G. PAUTOT et B. SICHLER.

...

Je n'aurai garde d'oublier dans mes remerciements Monsieur CHAUVIN, Directeur du Centre Océanologique de Bretagne, qui, par son dynamisme et par la bienveillance qu'il témoigne à tous les chercheurs du Département Scientifique, contribue à créer une ambiance propice au travail de la recherche.

Enfin, je suis très reconnaissant à Madame Y. POTARD et Mademoiselle N. UCHARD, qui se sont chargées de la frappe du manuscrit, à D. CARRE et S. MONTI qui en ont effectué l'illustration et à Mesdames B. BERTHE et G. LEGRAND pour leur aide au calculateur.

1ère PARTIE :

NIVELLEMENT DU GRAVIMETRE ET
CALCULATEUR ANALOGIQUE DE CROSS-COUPLING

.....

I. INTRODUCTION

La précision des mesures gravimétriques en mer est souvent difficile à estimer du fait de la multiplicité des causes d'erreurs. Bien que la précision recherchée ou affirmée soit de quelques milligals, il n'est pas rare de trouver des valeurs de l'anomalie à l'air libre différant de plusieurs dizaines de milligals aux intersections de profils exécutés sur des navires différents. Dans le cas de levés détaillés, de telles erreurs peuvent conduire à un tracé fantaisiste des isanomales (HAWORTH, 1971). Si les erreurs ne sont pas trop grandes, il est bien sûr possible de lisser les courbes en perdant le détail des anomalies. Mais si les erreurs deviennent trop importantes et s'il n'est pas possible de les éliminer en les attribuant à un facteur précis, la plupart des données deviennent inutilisables.

Parmi les multiples causes d'erreurs, certaines sont communes à l'utilisation de tous les gravimètres marins :

- erreur sur la valeur de référence gravimétrique à terre suivant la précision des mesures et le réseau utilisé.
- erreur sur le coefficient d'étalonnage
- erreur sur l'estimation de la dérive du gravimètre
- erreur sur le positionnement.

Elles dépendent surtout du soin avec lequel sont exécutées les mesures et peuvent être inférieures à 3 mgal.

D'autres résultent de l'utilisation d'un gravimètre sur une plateforme stabilisée :

- erreur due au dénivellement statique de la plateforme et par suite du gravimètre
- erreurs dites d'off-levelling dues au dénivellement dynamique de la plateforme en présence d'accélération horizontales.

De plus, dans le cas du gravimètre Graf-Askania type GSS 2, il existe un couplage entre les accélérations horizontales et verticales qui est à l'origine d'une erreur dite de cross-coupling.

Nous n'aborderons pas le problème de l'élimination des erreurs d'off-levelling dont l'amplitude est toujours inférieure au milligal (TALWANI et al., 1966). Par contre, nous avons cherché à nous affranchir de l'erreur causée par le dénivellement de la plateforme (plusieurs milligals) et de l'erreur de cross-coupling (jusqu'à 30 milligals) en mettant au point un ensemble comprenant un système de surveillance de nivellement de la plateforme

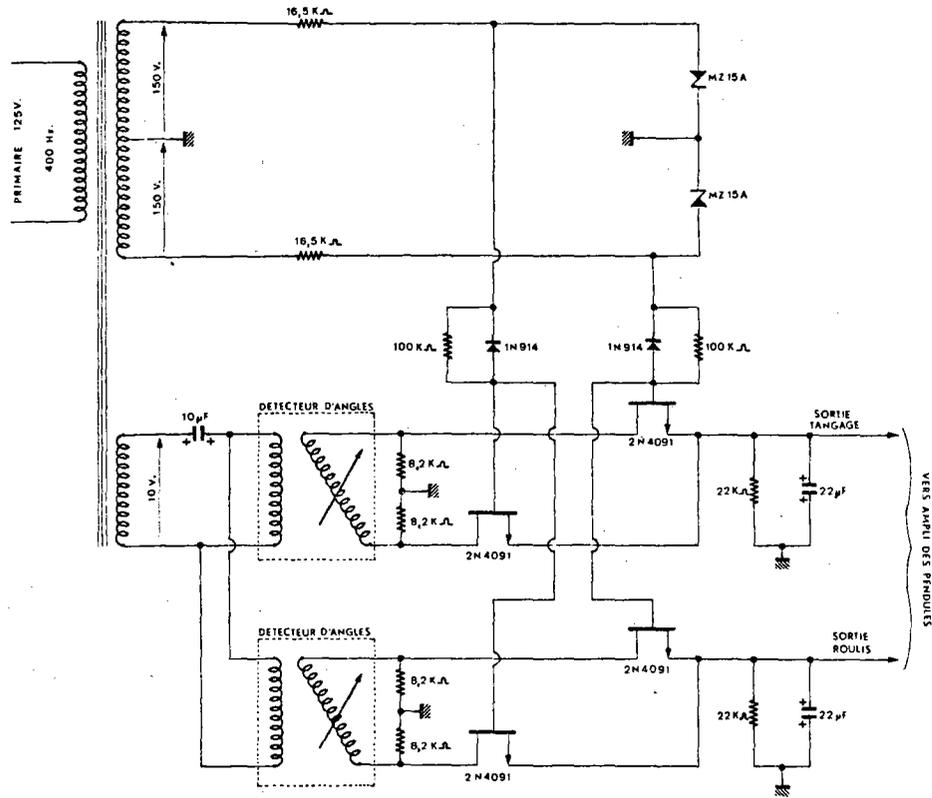


Fig. 1

et un calculateur analogique de cross-coupling.

II. NIVELLEMENT DU GRAVIMETRE

La pesanteur doit agir intégralement sur l'élément sensible. S'il existe un angle δ entre la verticale et la direction sensible, seule agit la projection de la pesanteur $g \cos \delta$ ou $g (1 - \frac{\delta^2}{2})$. Il y a lieu d'apporter aux mesures une correction parabolique $g \frac{\delta^2}{2}$ (LA COSTE et HARRISSON, 1961 ; COMOLET-TIRMAN, 1967). Un dénivèlement de 5' entraîne une erreur de 1 mgal. Par conséquent, si l'on veut que, toutes causes d'erreurs corrigées, la précision des mesures soit meilleure que quelques milligals, il est nécessaire que la plateforme stabilisée ne s'écarte pas de plus de 5' de la position horizontale. Dans ce but, nous avons construit un système de surveillance du nivellement moyen de la plateforme.

a) Appareillage

Pour des raisons de commodité, nous appellerons axe tangage, l'axe horizontal passant par le pivot du fléau, situé dans le plan de symétrie longitudinal du navire et orienté positivement vers l'avant et axe roulis, l'axe horizontal perpendiculaire à l'axe tangage et orienté positivement vers tribord. Le gravimètre Graf-Askania type GSS 2 n° 15 est monté au point tranquille du navire océanographique "Jean Charcot". L'axe du gravimètre, confondu avec l'axe du fléau en position d'équilibre, est parallèle à l'axe de tangage. Le capteur du système de nivellement se compose de deux pendules fixés sur le gravimètre et oscillant dans deux plans verticaux respectivement parallèles aux axes tangage et roulis. Chaque pendule oscille dans l'entrefer d'un aimant permanent de façon à être à l'amortissement critique. Le capteur d'angle est un resolver alimenté au primaire sous 10 V-400 Hz. La rotation de l'axe du détecteur fait varier la tension au secondaire. Cette tension est redressée double alternance par un détecteur synchrone composé de deux transistors à effet de champ commandés par deux signaux rectangulaires, obtenus par écrêtage des tensions du transformateur (fig. 1). La tension sinusoïdale au secondaire des détecteurs est remise en phase avec les tensions rectangulaires de commande par un condensateur de 10 μ F dans le circuit primaire. Le signal redressé est filtré par un réseau RC avant d'attaquer deux étages d'amplification (fig. 2). Deux sorties basse impédance sont prévues :

- une sortie non filtrée donnant les accélérations horizontales en tangage et en roulis.
- une sortie filtrée donnant le dénivèlement de la plateforme en tangage et en roulis.

b) Résultats

Le système présente une faible dérive en température (2 minutes d'angle de 15 à 25° C) et une légère instabilité dans le temps (0,2 minute d'angle). Si les petites variations de sensibilité ne nous gênent pas, puisque c'est une méthode de zéro, par contre la dérive du "zéro", bien que faible, doit être contrôlée périodiquement. La figure 3 montre un exemple d'enregistrement du nivellement de la plateforme. Tant que les stylets restent dans la plage d'enregistrement, l'erreur commise est inférieure au milligal.

III. CALCULATEUR ANALOGIQUE DE CROSS-COUPLING

L'effet de cross-coupling se manifeste sur les enregistrements de la gravité par des oscillations plus ou moins régulières, de pseudo-période de l'ordre de 10 minutes et d'une dizaine de milligals d'amplitude (fig. 7). Il serait facile de s'affranchir par simple lissage de ces manifestations pseudo-périodiques puisque les variations de la gravité, surtout en domaine profond, correspondent à des phénomènes réguliers de grande longueur d'onde (de l'ordre de la dizaine ou de plusieurs dizaines de minutes). Malheureusement, l'effet de cross-coupling se traduit principalement par l'existence d'une composante pseudo-continue pouvant atteindre 20 à 30 mgal d'amplitude dont on ne peut même pas connaître le signe lorsqu'on ne dispose que des enregistrements gravimétriques. Des erreurs de plusieurs dizaines de milligals peuvent donc entacher les mesures lorsque la correction de cross-coupling n'est pas effectuée.

a) principe

Soit un système d'axes orthonormés ($\vec{o}_x, \vec{o}_y, \vec{o}_z$) tel que l'origine soit le pivot du fléau du gravimètre, l'axe \vec{o}_z , orienté vers le haut, soit confondu avec la verticale vraie, l'axe \vec{o}_x soit l'axe tangage, l'axe \vec{o}_y soit l'axe roulis. Le gravimètre, solidaire de la plateforme stabilisée, est soumis à des accélérations $x(t), y(t), z(t)$ positives lorsqu'elles sont dirigées respectivement vers l'avant, vers tribord et vers le haut. Soit $\emptyset(t)$ l'angle que fait le fléau avec l'horizontale, compté positivement vers le bas. Soit γ l'angle entre l'axe du gravimètre, orienté positivement du pivot vers l'extrémité mobile du fléau, et l'axe tangage. L'accélération horizontale agissant dans le plan vertical du fléau a pour expression :

$$x(t) \cos \gamma + y(t) \sin \gamma$$

et sa composante verticale agissant sur le fléau :

$$x(t) \cos \gamma + y(t) \sin \gamma \sin \emptyset(t)$$

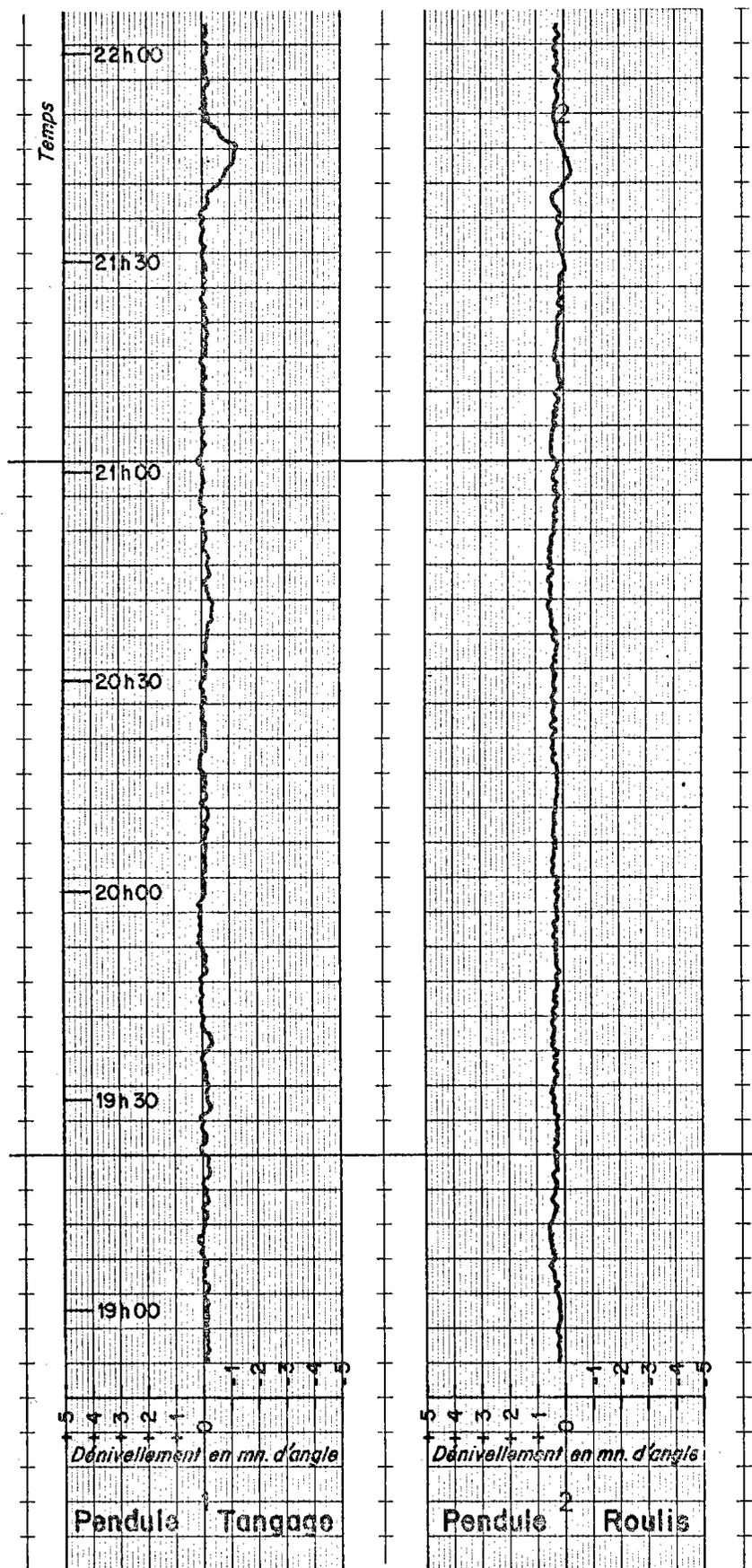


Fig. 3

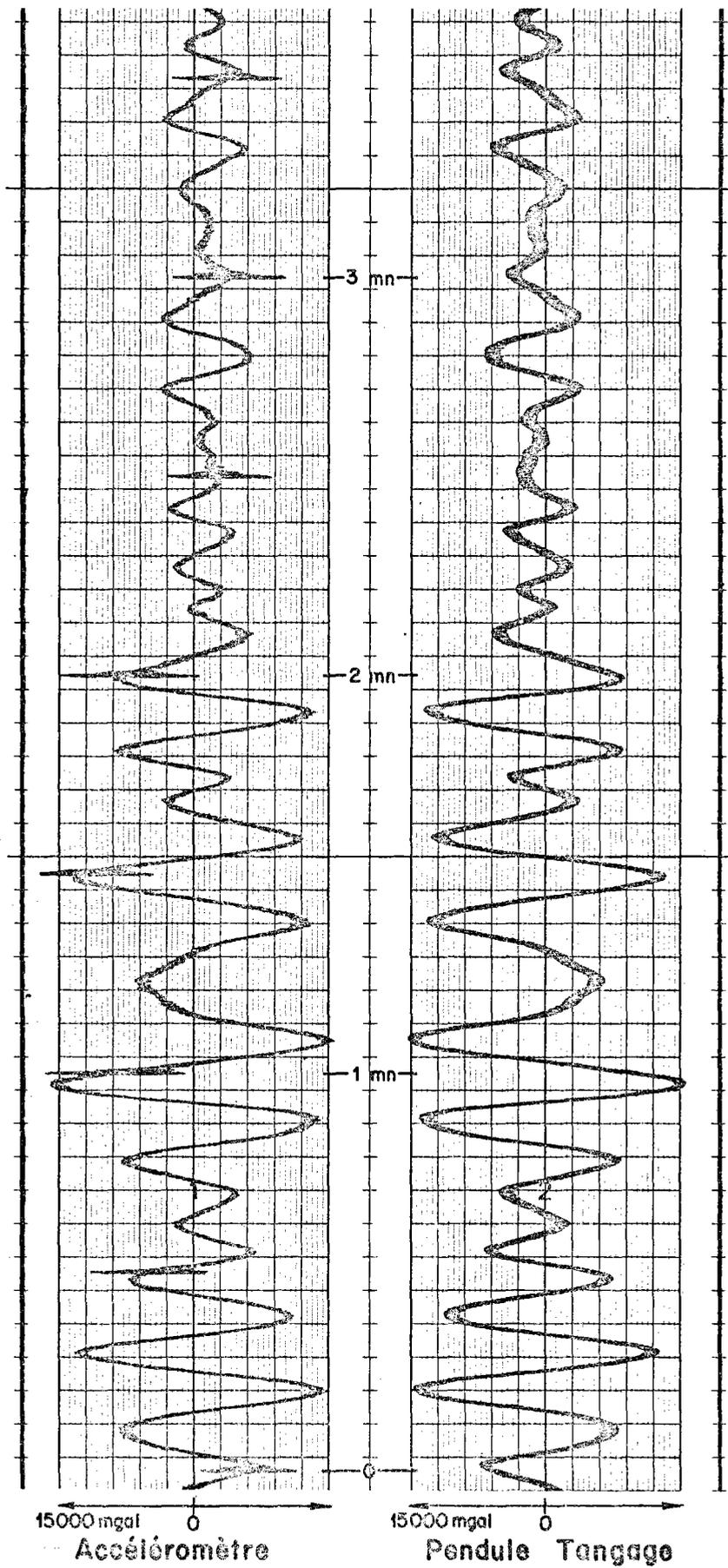


Fig. 4

est appelé le cross-coupling instantané (TALWANI et al., 1966 ; WALL et al., 1966).

L'angle $\phi(t)$ étant petit, l'expression devient :

$$x(t) \phi(t) \cos \gamma + y(t) \phi(t) \sin \gamma$$

Or, le gravimètre a été monté à bord du "Jean Charcot" de sorte que l'axe du gravimètre soit parallèle à l'axe tangage à 3 degrés près ($\gamma \neq 0$). En négligeant le deuxième terme, l'erreur commise n'atteint un milligal que dans les cas les plus défavorables. $x(t) \phi(t)$ est donc l'expression du cross-coupling instantané.

b) description

Le calculateur analogique de cross-coupling que nous proposons, réalisé par l'équipe d'instrumentation du Centre Océanologique de Bretagne, est construit sur le même principe que celui mis au point par TALWANI (1968) et repris par HAWORTH (1968) et ASKANIA (1969). Sa fonction principale est d'effectuer la multiplication $x(t) \phi(t)$. A la sortie du multiplicateur le signal passe à travers un filtre de même constante de temps que le gravimètre puis est ajouté, avec une amplification correcte au signal du gravimètre.

L'accélération horizontale $x(t)$ est donnée par un pendule ou par un accéléromètre. Un accéléromètre Systron-Donner à amortissement électrique, pesant environ 300 g et de faible encombrement (5 x 5 x 5 cm) est monté parallèlement au pendule tangage. Sa tension d'alimentation est de ± 15 V. Sa plage d'utilisation est de ± 100 gals pour une tension de sortie de $\pm 7,5$ V pleine échelle. La sortie filtrée du pendule tangage (figure 2) donne également l'accélération horizontale $x(t)$. La figure 4 montre une comparaison entre les signaux issus de l'accéléromètre et du pendule tangage. On constate que les signaux sont identiques mais en opposition de phase. Les deux signaux seraient en phase si l'on faisait pivoter de 180° l'accéléromètre. Sur les deux enregistrements, nous voyons qu'il existe un bruit de fond dû à l'effet des vibrations du navire sur les capteurs et au bruit de fond de l'électronique. Lorsque le procédé flexotir de sismique lourde est en fonctionnement, 50 g de dynamite explosent toutes les 30 s à quelques mètres derrière le navire. Chaque explosion provoque des vibrations dont la fréquence est de l'ordre d'une dizaine de Hertz, dans la bande passante de l'accéléromètre (figure 4) mais très en dehors de celles du système de contrôle de nivellement et du gravimètre. La présence des vibrations de cette fréquence n'intervient pas dans le calcul du cross-coupling, le filtrage passe-bas à la sortie du multiplicateur coupant ces fréquences. Par conséquent, nous pouvons utiliser indifféremment l'un des deux signaux issus de

l'accéléromètre ou du pendule tangage pour le calcul du cross-coupling.

L'angle \emptyset (t) peut également être obtenu de différentes façons :

- soit directement à partir du signal non-filtré sortant du gravimètre et donnant l'angle que fait le fléau avec l'horizontale.
- soit à partir du signal issu d'un accéléromètre vertical (TALWANI et al., 1966) passant à travers un filtre passe-bas de 250 s de constante de temps environ.

Nous utiliserons la solution la plus simple et la plus fiable, c'est-à-dire un accéléromètre horizontal et le signal non filtré sortant du gravimètre, bien que dans cette première version du calculateur de cross-coupling toutes les possibilités en entrée soient prévues. Les signaux issus de l'accéléromètre horizontal (acc. H, 20 $\mu\text{v}/\text{mgal}$) et du gravimètre (gravim., 7.5 V/ 0.1 g) sont amplifiés de telle façon que, quelque soit l'état de la mer, ils ne saturent pas le multiplicateur (figure 5). Acc. H est amplifié par un facteur inférieur à 10, Gravim par un facteur de l'ordre de 2000. A la sortie du multiplicateur, le signal, qui correspond au cross-coupling instantané, passe à travers un filtre dont la fonction de transfert est la même que celle du gravimètre et de sa chaîne d'amplification. Deux possibilités sont prévues suivant que le gravimètre fonctionne en position "manuel" ou en poursuite automatique. En position "manuel", le signal passe à travers une série de filtres RC en cascade puis est ajouté à celui du gravimètre (Enograph) de façon à ce que les sensibilités du calculateur de cross-coupling et du gravimètre soient identiques avant sommations des signaux. On obtient alors le signal correspondant à la gravité corrigée. Lorsque le gravimètre est utilisé en poursuite automatique, le signal sortant du multiplicateur passe à travers un système bouclé dont les différents amplificateurs simulent l'amortissement magnétique du gravimètre, l'amortissement électronique de la chaîne d'amplification et le système d'asservissement du gravimètre. De même qu'en position "manuel", le signal calibré est ajouté à celui du gravimètre (Minicomp). Sur un enregistreur Brush Mark 260 - 6 voies nous enregistrons, en plus du contrôle de nivellement de plateforme en roulis et en tangage, la gravité non corrigée, le cross-coupling et la gravité corrigée.

c) étalonnage

L'étalonnage du calculateur de cross-coupling peut être fait de différentes manières :

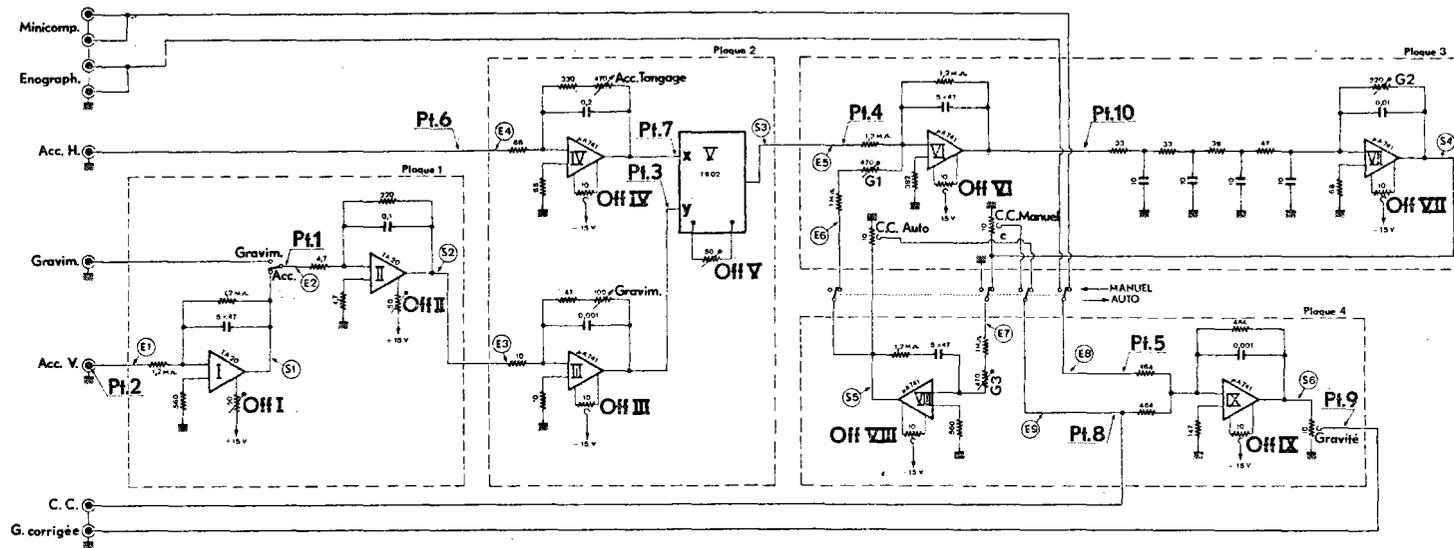


Fig. 5

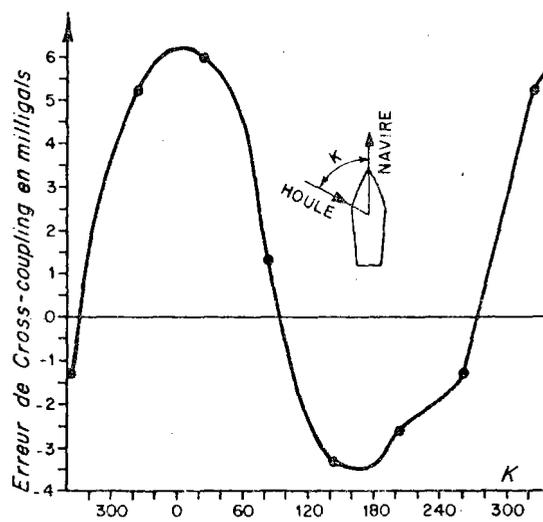


Fig. 6

- Connaissant les sensibilités de l'accéléromètre et du gravimètre, en calculant ou en mesurant les gains des différents étages d'amplification pour deux signaux sinusoïdaux de 10 à 20 s de période, déphasés d'un angle donné l'un par rapport à l'autre, il est possible de calculer la sensibilité de l'appareil pour la période utilisée.
- La méthode la plus pratique (RENARD, communication personnelle) consiste à comparer le signal issu du calculateur de cross-coupling avec celui de la gravité non corrigée et à ajuster les constantes de temps puis les niveaux de sortie afin que les variations du signal de la gravité corrigée soient indépendantes de l'erreur de cross-coupling.

Nous étalonnerons le calculateur en employant la deuxième méthode. Pour vérifier que l'amplification de la chaîne reste constante ou pour obtenir l'amplification initiale après une modification de l'appareillage, un montage simple, à partir d'une alimentation stabilisée, permet de mettre à l'entrée du calculateur des tensions continues fixes. Les réglages des tensions d'offset de tous les amplificateurs ont été réalisés en laboratoire, ceux de la constante de temps et de la sensibilité au cours de la campagne WALDA (mai à août 1971). Durant les tests, le système bouclé, simulant la fonction de transfert du gravimètre utilisé en poursuite automatique a été abandonné. En effet, en utilisant le calculateur en position "manuel", les enregistrements présentent des fluctuations de période voisine d'une dizaine de minutes, directement comparables à celles des enregistrements de la gravité non corrigée alors qu'en position "automatique" la correspondance n'est pas meilleure.

d) Résultats

Supposons que les variations de $\ddot{x}(t)$ et $\ddot{\phi}(t)$ correspondent à des mouvements sinusoïdaux de même période (approximativement 20 s) et déphasés d'un angle φ

$$\begin{aligned}\ddot{x}(t) &= A \cos \omega t \\ \ddot{\phi}(t) &= B \cos (\omega t + \varphi)\end{aligned}$$

Le cross-coupling instantané s'écrit :

$$\begin{aligned}\ddot{x}(t) \ddot{\phi}(t) &= AB \cos \omega t \cos (\omega t + \varphi) \\ &= \frac{AB \cos \varphi}{2} + \frac{AB \cos (2 \omega t + \varphi)}{2}\end{aligned}$$

La constante de temps du gravimètre étant élevée (3,5 mn), l'erreur de cross-coupling se décompose donc en une composante continue d'amplitude $\frac{AB \cos K}{2}$

2

et une composante périodique presque éliminée par filtrage. L'erreur de cross-coupling est donc d'autant plus importante que les amplitudes de $x(t)$ et de $\phi(t)$ sont plus grandes, c'est-à-dire que la mer est plus agitée. TALWANI et al. (1966) ont déterminé expérimentalement les erreurs moyennes de cross-coupling pour différents angles d'attaque K du navire par rapport à la direction de la houle, l'état de la mer restant constant au cours de l'expérience. La figure 6 montre que la courbe expérimentale obtenue est approximativement une sinusoïde dont l'axe de symétrie parallèle à l'axe des abscisses est décalé de un milligal environ. Par conséquent, le déphasage est voisin de l'angle K à une constante près. Notre hypothèse simple de départ permet de comprendre pourquoi, dans l'erreur de cross-coupling, il existe une composante pseudo-continue et une composante de période quelques dizaines de secondes. Nous avons vu qu'une troisième composante de période intermédiaire (une dizaine de minutes) apparaissait sur les enregistrements de la gravité (figure 7). TALWANI et al. (1966) pensent que ces phénomènes sont en relation avec l'apparition, à intervalles réguliers, de groupes de vagues d'amplitude plus forte que la houle normale.

Sur les enregistrements de g "corrigé" (figure 7), nous constatons que les phénomènes de longueur d'onde de l'ordre d'une dizaine de minutes ont pratiquement disparu. Par contre, des oscillations de période voisine de 1 minute, d'une amplitude de 2 ou 3 mgal apparaissent sur l'enregistrement. Les valeurs de la constante de temps et de l'amplification du calculateur sont-elles correctes ? Les enregistrements du cross-coupling et de g "non corrigé" ont été digitalisés et g "corrigé" a été obtenu en décalant systématiquement la courbe du cross-coupling par rapport à celle de g "non corrigé" afin de simuler grossièrement les variations de la constante de temps du calculateur, de 10 s en 10 s. Les courbes de g "corrigé" ont été tracées les unes en dessous des autres pour pouvoir choisir visuellement celle dont les fluctuations sont les plus faibles. Il ressort que la constante de temps choisie expérimentalement était correcte à 10 ou 20 s près. Le même traitement a été effectué en simulant une variation d'amplitude du signal de cross-coupling au lieu d'une variation de la constante de temps. Là encore, le réglage fait à bord était correct si bien que la précision sur l'étalonnage du calculateur est meilleure que 10 %. Sur les enregistrements de g "corrigé", l'erreur de cross-coupling est donc retirée de façon satisfaisante. S'il reste des fluctuations

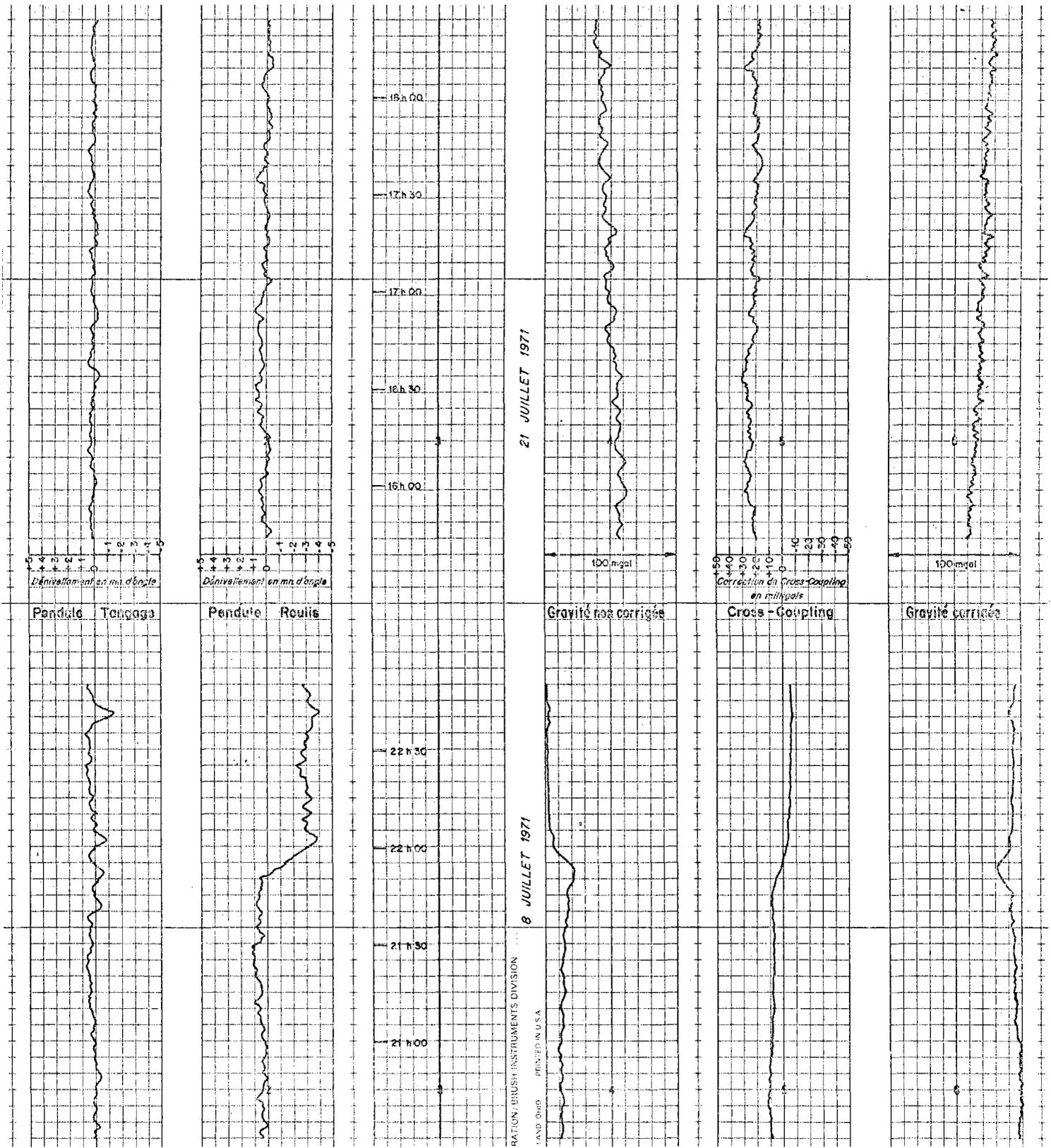


Fig. 7

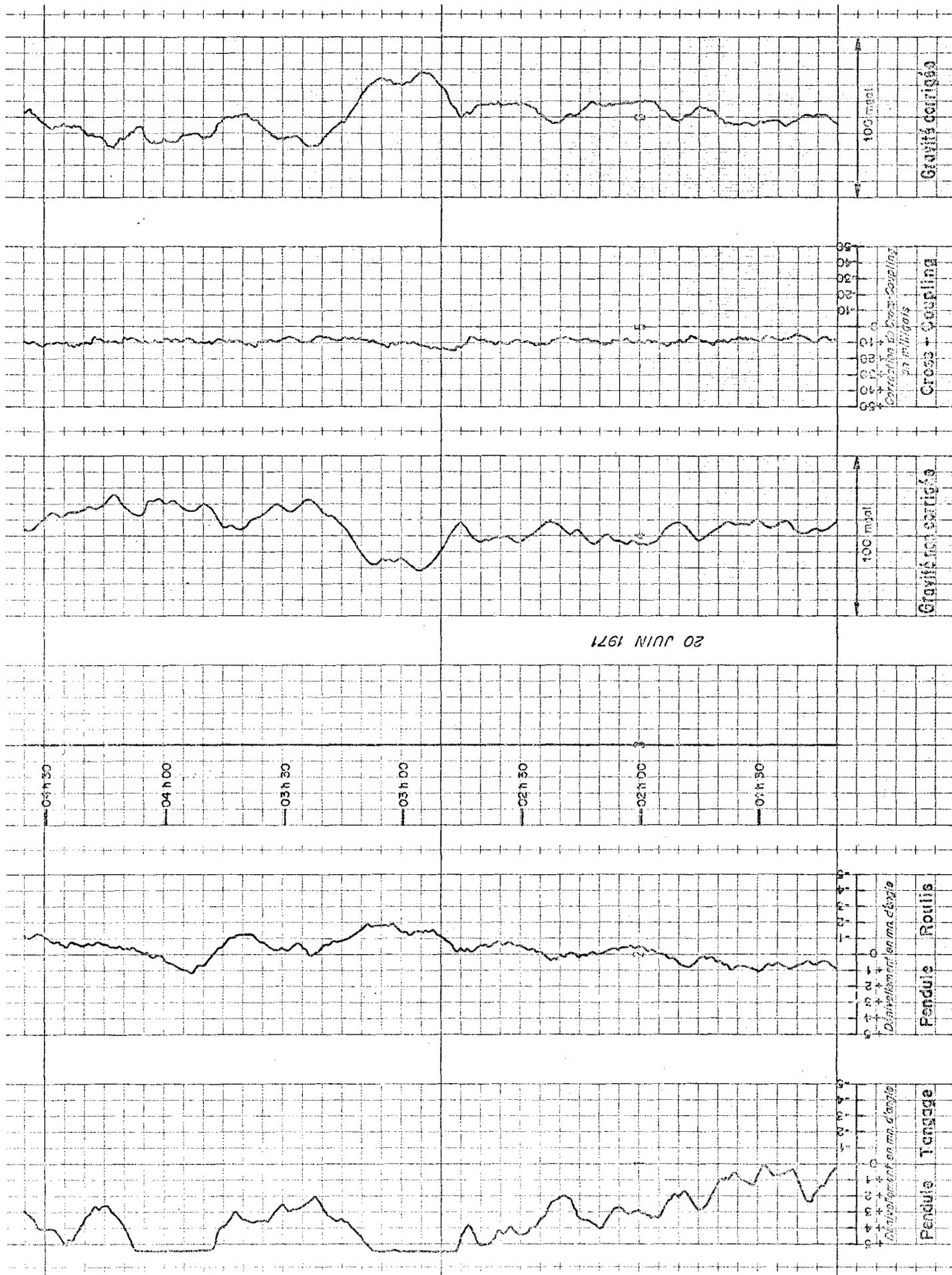


Fig. 8

de période voisine de la minute, il est toujours possible de les éliminer par lissage. Ces fluctuations proviennent du fait qu'il est difficile d'ajuster exactement les constantes de temps et que les fonctions de transfert du gravimètre et du calculateur sont différentes.

Les figures 7 et 8 montrent des exemples d'enregistrement où le cross-coupling peut être important (de l'ordre de 20 mgal). Le nivellement de la plateforme stabilisée est parfait dans le cas de la figure 7 alors que la plateforme se dénivelle périodiquement dans le cas de la figure 8. Ceci provient du fait que nous utilisons non pas un gyroscope à érection électrique mais un gyroscope à huile dont la réponse est trop lente par mer forte. Par conséquent, même si la correction de cross-coupling est effectuée, les dénivelllements périodiques de la plateforme sont à l'origine d'erreurs difficiles à estimer et se manifestent aussi sur les enregistrements de g "non corrigé" par des fluctuations de plusieurs milligals d'amplitude et de période d'une dizaine ou plusieurs dizaines de minutes. Par conséquent, la précision des mesures et les possibilités de fonctionnement du gravimètre augmenteront si nous utilisons un gyroscope électrique au lieu d'un gyroscope à huile.

e) Discussion des erreurs

L'expression théorique du cross-coupling instantané est :

$$x'' \sin \phi \cos \gamma + y'' \sin \phi \sin \gamma$$

L'erreur de cross-coupling n'atteint 30 mgal que dans les cas les plus défavorables et est du même ordre de grandeur le long des axes tangage et roulis. Par conséquent, en négligeant le deuxième terme, l'erreur commise est inférieure au milligal si γ est inférieur à 3° . Comme l'angle ϕ est petit, l'expression devient donc $cc = x'' \phi \cos \gamma$ au lieu de $x'' \sin \phi \cos \gamma$. L'erreur commise est donc :

$$\left| x'' \cos \gamma (\phi - \sin \phi) \right|$$

$$\text{soit } \left| x'' \phi \cos \gamma \left(1 - \frac{\sin \phi}{\phi}\right) \right|$$

$$\text{soit } \left| cc \times \frac{\phi^2}{6} \right|$$

La sensibilité statique du gravimètre est de $3 \cdot 10^{-6}$ rad/mgal. Comme le gravimètre est équivalent à un filtre RC d'atténuation 30, $\phi = 10^{-2}$ radian pour une accélération verticale de 100 000 mgal. L'erreur maximale commise sera donc de $5 \cdot 10^{-4}$ mgal, c'est-à-dire négligeable. Nous utiliserons donc pour le calcul d'erreur l'expression du cross-coupling instantané suivante :

$$cc = x'' \phi \cos \gamma$$

Or, nous ne commettons pas d'erreur sur l'angle ϕ puisque le même signal est utilisé à la fois pour les déterminations de la gravité et du cross-coupling. Nous ne différencions donc l'expression du cross-coupling que par rapport à \ddot{x} et γ :

$$\frac{d_{cc}}{cc} = \frac{d\ddot{x}}{\ddot{x}} - \text{tg } \gamma d \gamma$$

Passons aux incertitudes absolues :

$$\left| \frac{\Delta_{cc}}{cc} \right| = \left| \frac{\Delta\ddot{x}}{\ddot{x}} \right| + \left| \text{tg } \gamma \times \Delta\gamma \right|$$

L'incertitude relative sur les mesures fournies par l'accéléromètre Systron Donner que nous utilisons est de $3 \cdot 10^{-3}$; l'incertitude absolue sur l'angle γ est de 3° . Par conséquent $\frac{\Delta_{cc}}{cc} = 0.05$. L'incertitude absolue pour une erreur maximale de cross-coupling de 30 mgal est donc de 1.5 mgal.

Comme l'étalonnage du calculateur a été réalisé à bord de telle façon à ce que les variations de "g corrigé" soient minimisées, ce n'est qu'à postériori, et en simulant des variations d'amplitude du signal de cross-coupling qu'il a été possible d'estimer à 10 % l'erreur relative sur l'étalonnage du calculateur, ce qui correspond à une incertitude absolue de 3 mgal. Compte-tenu des précautions prises pour le choix des composants actifs, la dérive de l'électronique est négligeable. Par conséquent, l'incertitude absolue sur la mesure du cross-coupling est de 5.5 mgal (1 mgal dû à la simplification de l'expression théorique du cross-coupling + 1,5 mgal d'incertitude absolue sur l'erreur maximale de cross-coupling + 3 mgal d'incertitude absolue sur l'étalonnage du calculateur) et l'incertitude relative de 20 %.

Or, l'incertitude absolue sur la détermination de l'anomalie à l'air libre, sans tenir compte de l'incertitude absolue sur l'erreur de cross-coupling, est de 3 mgal. L'incertitude absolue sur la valeur de l'anomalie à l'air libre est donc inférieure à 10 mgal. L'erreur absolue n'atteindra cette valeur que dans les cas les plus défavorables de telle sorte que, sur 90 % des mesures, l'erreur absolue sera inférieure à 5 mgal.

IV. CONCLUSION

Les mesures fournies par le gravimètre Askania type GSS 2 n° 15 sont très fiables lorsque la mer est calme. Dès que la mer devient agitée

L'erreur de cross-coupling peut très rapidement atteindre une dizaine de milligals sans que l'opérateur puisse estimer l'amplitude de cette erreur, s'il ne dispose que des enregistrements gravimétriques. La meilleure solution pour éliminer l'erreur de cross-coupling est de calculer indépendamment cette erreur et de la retrancher du signal de la gravité. Cette fonction est remplie par le calculateur analogique de cross-coupling auquel est associé un système de contrôle du nivellement de la plateforme stabilisée. L'incertitude absolue est de 5.5 mgal sur la mesure de l'erreur de cross-coupling et de 10 mgal sur la valeur de l'anomalie à l'air libre. Cependant, nous pouvons estimer que, lorsque la correction de cross-coupling est effectuée, l'erreur absolue sur plus de 90 % des valeurs de l'anomalie à l'air libre est inférieure à 5 mgal.

BIBLIOGRAPHIE

ASKANIA, 1969. Askania cross-coupling computer (Notice).

COMOLET-TIRMAN A., 1967. Rapport sur l'étude du gravimètre marin Askania GSS2 n° 15, extrait des Annales hydrographiques, n° 1412, p. 1 - 103.

HAWORTH R.T., 1968. Cross-coupling errors in gravity measurements at sea, Ph. D, Université de Cambridge, Angleterre, non publié.

HAWORTH R.T., 1971. The elimination of cross-coupling errors in systematic sea gravity surveys. Geophys. J.R. Soc., 22, p. 545 - 556.

LACOSTE L.J.B. and HARRISON J.C., 1961. Some theoretical considerations in the measurement of gravity at sea. Geophys. J. R. astr. Soc., 5, p. 89 - 103.

TALWANI M., EARLY W.P. and HAYES D.E., 1966. Continuous analog computation and recording of cross-coupling and off-leveling errors. J. Geophys. Res., 71, p. 2079 - 2090.

TALWANI M., 1968. Lamont analog computers and signal monitoring system used with the Graf Askania GSS2.- sea gravimeter. Technical report n° 3, CU 3 - 68 - NONR 266 (79), Lamont Geological Observatory.

WALL R.E., TALWANI M. and WORZEL J.L., 1966. Cross-coupling and off-leveling errors in gravity measurements at sea. J. Geophys. Res., 71, p. 465-485.

LEGENDE DES ILLUSTRATIONS

- Figure 1 : Schéma électronique des détecteurs d'angles des pendules.
- Figure 2 : En haut, schéma de l'alimentation en ± 12 V à partir d'une alimentation SODILEC ± 15 V. En bas, schéma de l'amplificateur des pendules. La sensibilité du système de contrôle du nivellement de plateforme est de 3 mV par minute d'angle.
- Figure 3 : Exemple de nivellement de la plateforme. A 21 H 40, un changement de cap entraîne un dénivellement de la plateforme stabilisée tout de suite rattrapé par un nivellement manuel.
- Figure 4 : Comparaison du signal issu de l'accéléromètre horizontal et de la sortie non filtrée du pendule tangage. Remarquons que les bandes passantes sont différentes et que les vibrations naturelles ou causées par les explosions du système Flexotir, de période inférieure à la seconde, sont visibles sur l'enregistrement de l'accéléromètre. Les signaux sont en opposition de phase mais ont même forme et même amplitude.
- Figure 5 : Schéma électronique du calculateur analogique de cross-coupling. Les résistances sont exprimées en $K\Omega$ et les capacités en μF . A l'entrée, Minicomp et Enograph correspondent aux signaux de deux enregistreurs du gravimètre utilisés respectivement lorsque le gravimètre fonctionne en poursuite automatique (auto) ou en position "manuel". Acc. H et gravim. correspondent aux signaux respectivement issus de l'accéléromètre tangage et du gravimètre (sortie non filtrée). Les points tests sont symbolisés par PT, les potentiomètres de réglage des offsets par OFF.
- Figure 6 : Erreur de cross-coupling en fonction de l'angle d'attaque du navire par rapport à la houle (TALWANI et al., 1966).
- Figure 7 : Sur BRUSH MARK 260 - 6 voies sont enregistrées, le contrôle de nivellement de la plateforme stabilisée (en tangage et en roulis), la gravité non corrigée, le cross-coupling et la gravité corrigée. Le 8.7.1971 à 22.00 H, la route du navire

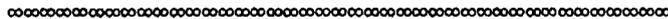
est passée de 142° à 32° . Remarquons que la plateforme stabilisée s'est dénivellée de 3 minutes d'angle suivant l'axe roulis. La valeur de g "non corrigé" change de plus de 10 mgal alors que la variation de la correction Eötvös n'est que de 3 mgal et que les variations de la gravité sont négligeables. Par conséquent, l'erreur de cross-coupling est importante. L'enregistrement de l'erreur de cross-coupling montre qu'elle passe de 8 à -6 mgal après le changement de route. Sur l'enregistrement de g "corrigé", il n'y a plus de décalage entre les enregistrements avant et après le changement de route. Des fluctuations de période inférieure à une minute subsistent mais peuvent être facilement éliminées par filtrage ou par lissage.

Le 21.6.71, la plateforme est bien nivelée et l'erreur de cross-coupling atteint 20 mgal.

Figure 8 : Sur BRUSH MARK 260 - 6 voies sont enregistrés le contrôle de nivellement de la plateforme stabilisée (en tangage et en roulis), la gravité non corrigée, le cross-coupling et la gravité corrigée. Bien que l'erreur de cross-coupling soit relativement faible, la plateforme ne compense plus correctement les mouvements du navire et se dénivelle. Les fluctuations des enregistrements de g "non corrigé" et de g "corrigé" sont dues essentiellement aux dénivellements de la plateforme. L'utilisation d'un gyroscope à erection électrique plutôt qu'à huile aurait permis de niveller correctement la plateforme et d'obtenir de bonnes mesures puisque l'erreur de cross-coupling est faible.

2ème PARTIE

HISTOIRE STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE



INTRODUCTION

Le golfe de Gascogne est l'une des zones océaniques où les données géologiques et géophysiques sont les plus nombreuses. Compte-tenu du fait que le continent adjacent est maintenant bien connu, une exploitation systématique des données marines pouvait être entreprise et déboucher sur un schéma structural et tectonique du golfe de Gascogne.

Les données dont nous disposons sont d'origines très diverses mais proviennent essentiellement d'organismes français ou anglais.

- Données bathymétriques : Sous l'égide de BERTHOIS, les levés bathymétriques du golfe de Gascogne furent sans cesse complétés (BERTHOIS et BRENOT, 1964 ; BERTHOIS et BRENOT, 1965 ; BERTHOIS ET BRENOT, 1967 ; BERTHOIS et al., 1965 ; BERTHOIS et al., 1968) si bien que nous disposons actuellement d'une excellente carte bathymétrique.

- Données magnétiques : MATTHEWS et WILLIAMS (1969) établissent la première carte d'anomalies magnétiques d'après les mesures en mer. Puis, en 1969, LE BORGNE et LE MOUËL (1970) effectuent la cartographie aéromagnétique du golfe (équidistance des lignes de vol : 10 km).

- Données gravimétriques : De nombreuses données de surface d'origine diverses (DAY et al., 1970 ; BACON et al., 1969 ; Navado III, 1967 ; Bedford Institute, CNEXO) ont permis l'élaboration d'une carte d'anomalie à l'air libre (SIBUET et LE PICHON, 1970) complétée dans sa partie sud par la carte d'anomalies isostatiques de CORON et al. (1970).

- Données de sismique réflexion : Aux profils de sismique réflexion légère (JONES, 1968 ; JONES et FUNELL, 1968 ; STRIDE et al., 1969 ; BOILLOT et al., 1970 ; BOUYASSE et HORN, 1968 ; ...) s'ajoutent plus de 6000 km de sismique lourde Flexotir effectués par le CNEXO au cours des campagnes Noratlante et Nestlante I (Résultats de la campagne Noratlante, 1971 ; SIBUET et al., 1970), par le Comité d'Etudes Marines (DAMOTTE et al., 1969, MONTADERT et al., 1970) et par l'Université de Montpellier (MURAOUR et al., 1970).

- Données de sismique réfraction : c'est en sismique réfraction que les mesures sont les moins nombreuses puisqu'il n'existe guère plus d'une vingtaine de sondages inégalement répartis sur l'ensemble du golfe (BACON et al., 1969 ;

SICHLER et al., 1970 ; DAMOTTE et al., MARTIN et al., 1968 ; MALZAC, 1970).

- Données stratigraphiques : Pour la partie profonde du golfe elles proviennent de carottages sur les montagnes sous-marines (JONES et FUNNELL, 1968 ; MONTADERT et al., 1970) mais surtout des résultats des deux forages 118 et 119 effectués au cours du leg XII du programme JOIDES (LAUGHTON, et al., 1970). En outre de nombreux dragages ou carottages ont été réalisés tant sur la pente continentale que sur le plateau continental.

L'histoire structurale du golfe de Gascogne ne peut être esquissée qu'en tenant compte des levés géologiques et géophysiques exécutés à terre depuis la péninsule ibérique jusqu'à la Bretagne. Bien que les données marines soient abondantes, il est incontestable que la quantité d'informations de détail ou de microdétail dont on dispose à terre est énorme. Cependant, les données marines sont plus faciles à interpréter. C'est ainsi qu'à l'aide de la sismique réflexion on peut définir en domaine océanique les grandes unités morphologiques et les principales phases tectoniques puisque le remplissage sédimentaire est essentiellement constitué par des turbidites et puisque, par conséquent, les corrélations entre réflecteurs sismiques sont possibles sur de grandes distances. A terre, par contre, la géologie de surface est très compliquée et l'on manque de profils de sismique réflexion sauf dans les zones d'intérêt pétrolier. De même, à partir des anomalies magnétiques en domaine océanique, il est possible de suivre les linéations magnétiques et de définir, dans le cadre de la tectonique des plaques, des directions transformantes beaucoup plus facilement qu'en domaine continental où les directions transformantes se matérialisent par des failles souvent masquées par la couverture sédimentaire ou dont les rejets et les périodes d'activité sont mal connus. Les données marines comme les données terrestres apportent donc leur faisceau d'informations propres. Par conséquent, il est indispensable de tenir compte aussi bien des données géologiques et géophysiques d'origine marine que d'origine terrestre dans l'élaboration de toute hypothèse d'évolution tectonique.

- BACON M., GRAY F., et MATTHEWS D.H., 1969. Crustal Structure studies in the Bay of Biscay. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 6, p. 377 - 385.
- BERTHOIS L., et BRENOT R., 1964. Commentaires sur le levé complémentaire des feuilles n° 9 et 10 des abords du plateau continental (golfe de Gascogne). *Com. Int. Exploit. Mer. P. V. de la 32ème réunion*, sept. - oct. 1964, 77.
- BERTHOIS L., et BRENOT R., 1965. Morphologie de la partie est de la plaine abyssale du golfe de Gascogne. *Bulletin S.S.S. Franç. pour l'étude des grandes profondeurs océaniques*. Année 1965. n° 5, p. 11 - 21.
- BERTHOIS L. et BRENOT R., 1967. Carte bathymétrique du talus du plateau continental. Levés exécutés à bord des N.O. P.T.T. et Thalassa (I.S.T.P.M.), Jean Charcot (D.G.R.S.T.), Job Ha Zelian (C.R.E.O.). Cartes publiées avec le concours du C.N.R.S. *C.R. Som. Soc. Géol. France*, 7, p. 147.
- BERTHOIS L., BRENOT R., et AILLAUD P., 1965. Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie Sud-Est du golfe de Gascogne. *Rev. Trav. Inst. Pêches Maritimes*, 28, 3, p. 321-342.
- BERTHOIS L., BRENOT R., et DEBYSER J., 1968. Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finistère. *Rev. Inst. Franc. Petr. Ann. Comb. Liquides*, 23, p. 1046-1048.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., LAMBOY M., D'OZOUVILLE L., et SIBUET J.C., 1970. Etude structurale de la marge continentale nord-espagnole entre 4° W et 9° W. *Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne*, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).
- BOUYASSE P., et HORN R., 1971. Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanographiques*, 23, p. 495-517.
- CORON S., GUILLAUME A., et BOUVET J., 1970. Contribution gravimétrique à l'étude du golfe de Gascogne et des Pyrénées. *C.R. Hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris*, 271, p. 756-759.

DAMOTTE B., DEBYSER J., DELTEIL J.R., et MONTADERT L., 1969. Nouvelles données structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "Flexotir", Rev. Inst. Franc. Petr., 24, p. 1061-1072.

DAMOTTE B., GRAU G., GRAY F., LIMOND W.Q., et PATRIAT P., 1970. Utilisation conjointe des méthodes sismique-réflexion et réfraction pour la détermination des vitesses. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).

DAY G.A. et WILLIAMS C.A., 1970. Gravity compilation in the N.E. Atlantic and Interpretation of Gravity in the Celtic sea. Earth & Planet. Sci. Letters, 8, p. 205-213.

JONES E.J.W., 1968. Continuous reflexion profiles from the European Continental Margin in the Bay of Biscay. Earth and Planet. Sci. Letters, 5, p. 127-134.

JONES E.J.W., and FUNNELL B.M., 1968. Association of a seismic reflector and Upper Cretaceous sediment in the Bay of Biscay. Deep-sea Research, 15, p. 701-709.

LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A., BENSON R., DAVIES T.A., FRANZ U., MUSICH L., PERCH-NIELSEN M., RUFFMAN A., VAN HINTE J.E., et WHITMARSH R.B., 1970. Deep Sea Drilling Project, Leg 12. Geotimes, 15, 9, p. 10-14.

LE BORGNE E. et LE MOUËL J., 1970. Cartographie aéromagnétique du golfe de Gascogne. C.R. Acad. Sc. Paris, 271, p. 1167-1170.

MALZAC J., 1971. Remarques sur la structure de la plaine abyssale et de quelques élévations sous-marines du golfe de Gascogne à la suite d'une étude de sismique réflexion. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, 10, p. 253-271.

MARTIN G., MURACUR P., et RICOLVI M., 1963. Etude par sismique réfraction du plateau continental au large de Belle-Ile. Trav. Lab. Geophys. Appl. Océanographie, Un. Montpellier, Fac. Sci., fasc. 2, p. 1-6.

MATTHEWS D.H., et WILLIAMS C.A., 1968. Linear Anomalies in the Bay of Biscay : a qualitative interpretation. Earth and Planet. Sci. Letters, 4, p. 315-320.

MONTADERT L., DAMOTTE B., DEBYSER J., DELTEIL J.R., FAIL J.P., et VALERY P. 1971. Continental Margin in the Bay of Biscay. In the Geology of the East Atlantic Continental Margin, I.C.S.U. - S.C.O.R. Working Party 31 Symposium, Cambridge 1970, Report n° 70/15, I.G.S.

MURAOUR P., MARTIN G., RICOLVI M., et FRAPPA M., 1971. Etude par sismique réfraction de la marge continentale des Landes. Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine, 10, p. 101-109.

NAVADO III, 1967. Bathymetric, Magnetic and Gravity Investigations, H. NETH M.S. SNELLIUS, 1964-1965. Hydrographic Newsletter, Special Publication Number 3, Netherlands Hydrographer.

Résultats de la Campagne Noratlante du N.O. Jean Charcot (3 août - 2 novembre 1969), 1971. Publication CNEXO, p. 1 - 385.

SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1970. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).

SIBUET J.C., PAUTOT G., et LE PICHON X., 1970. Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils sismiques. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).

SICHLER B., MARTINAIS J., SIBUET J.C., et LE PICHON X., 1970. Vitesse des ondes sismiques dans les couches sédimentaires profondes du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne. 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).

STRIDE A.H., CURRAY J.R., MOORE D.G., et BELDERSON R.H., 1969. Marine Geology of the Atlantic margin of Europe. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-264, p. 31 - 75.

VITESSE DES ONDES SISMIQUES
DANS LES COUCHES SEDIMENTAIRES PROFONDES DU GOLFE DE GASCOGNE †

Par Bertrand SICHLER, Jacques MARTINAIS, Jean-Claude SIBUET et
Xavier LE PICHON

Centre Océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29 N. BREST, France.

RESUME

On présente les résultats de 3 profils de sismique réflexion oblique, le long desquels des réfractions ont également été obtenues. Ces résultats sont en bon accord avec ceux obtenus par BACON et al. (1969). Les vitesses obtenues correspondent à des sédiments peu consolidés, sauf pour une couche à 4 km/s, présente au pied des marges armoricaine et nord-espagnole, qui pourrait correspondre à des évaporites.

SEISMIC VELOCITIES IN DEEP SEDIMENTARY LAYERS OF THE BAY OF BISCAY.

ABSTRACT

Three wide angle reflection seismic profiles with refracted arrivals are presented. The results are in good agreement with those of BACON et al. (1969). The computed velocities correspond to semiconsolidated sediments, except for a 4 km/s layer at the foot of the northern and southern margins which could correspond to evaporites.

† Contribution n° 38 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne.

INTRODUCTION

Nous présentons les résultats de trois profils de sismique réflexion à grand angle, réalisés dans le golfe de Gascogne en utilisant le flexotir comme source sonore. Des ondes se propageant le long d'interfaces sédimentaires, que nous appelons par commodité : ondes réfractées, ont été également observées sur deux de ces profils et nous discuterons de la cohérence de ces deux sources indépendantes d'information : en effet l'analyse de mesures de réflexion oblique permet de déterminer une vitesse de propagation moyenne sur l'épaisseur d'une couche supposée homogène, alors que l'étude d'ondes réfractées donne la possibilité de mesurer la vitesse de propagation le long d'interfaces séparant des couches acoustiquement différentes. Nous comparerons d'autre part ces résultats aux mesures de réfraction faites, dans le golfe, par BACON et al. (1969). Enfin nous utiliserons ces résultats pour proposer une interprétation de la nature lithologique de la couverture sédimentaire de la plaine abyssale du golfe de Gascogne.

La figure 1 montre l'emplacement des trois profils sismique réflexion oblique et des profils de réfraction de BACON et al. (1970). Les profils 1, B et D sont situés dans la partie centrale du golfe, les profils 2, 3 et A à l'aplomb du fossé marginal nord-espagnol et le profil C au pied de la marge armoricaine. Le profil 2 fut réalisé en collaboration avec l'Institut Français du Pétrole, le navire Jean CHARCOT servant de navire boute-feu et le navire FLORENCE recevant sur une "flûte sismique" de 24 traces. Les profils 2, 3 et A d'une part et D, B et 1 d'autre part sont très voisins et devraient être directement comparables.

METHODES D'INTERPRETATION

La méthode d'interprétation est celle décrite par LE PICHON et al. (1968). Sans entrer dans le détail, rappelons que, dans cette méthode, on admet que le milieu dans lequel se propagent les ondes acoustiques comprend un certain nombre de couches homogènes, limitées par des surfaces planes. Les hyperboles de réflexion étant dépouillées par points, une méthode des moindres carrés permet un calcul de la vitesse et de l'épaisseur des différentes couches sans faire d'approximation sur la géométrie du parcours des ondes. Une évaluation de la cohérence des mesures est faite à partir de l'écart-type des points autour de l'hyperbole la plus probable : LE PICHON et al. (1968) ont montré que cette évaluation permettait en général d'estimer la précision de la mesure lorsqu'il n'y avait pas d'erreurs systématiques importantes. Toutefois, une grande cohérence de mesures ne garantit pas nécessairement leur valeur physique, en particulier si les points retenus lors du dépouillement d'une hyperbole sont peu nombreux ou si les couches sont de faible épaisseur. Seule la comparaison de mesures effectuées sur des profils voisins permet de tester la valeur de ces estimations. Les

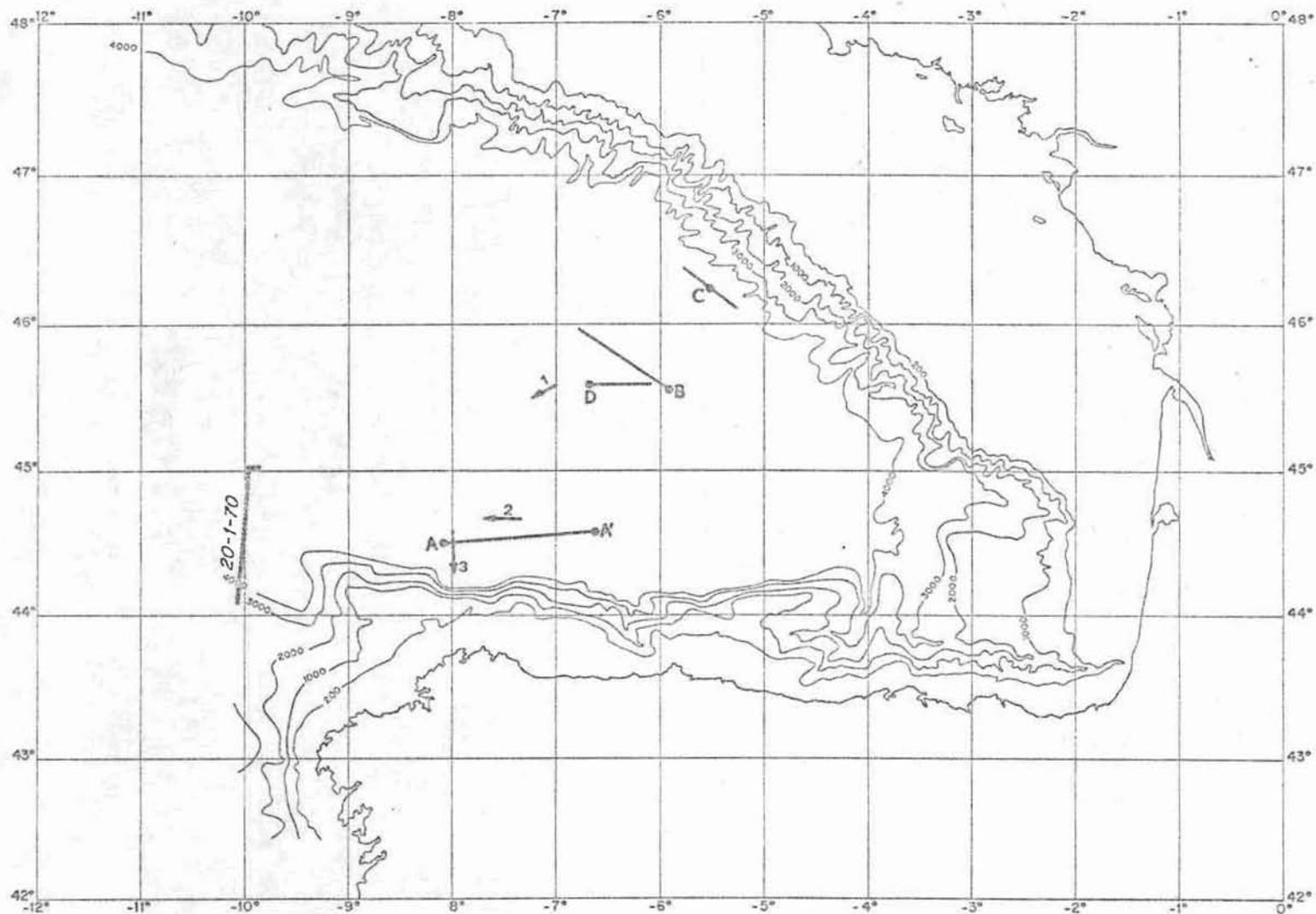


Fig. 1. Plan de position des différents profils. 1, 2, 3, réalisés par le Centre Océanologique de Bretagne. A, B, C, D réalisés par BACON et al. En pointillés profil de sismique réflexion continue (fig. 6).

Location of seismic profiles. Line with circles represents a continuous seismic reflection profile (Fig. 6). Profiles 1, 2, 3 by "Centre Océanologique de Bretagne". A, B, C, D, by BACON et al.

BOUEE 1

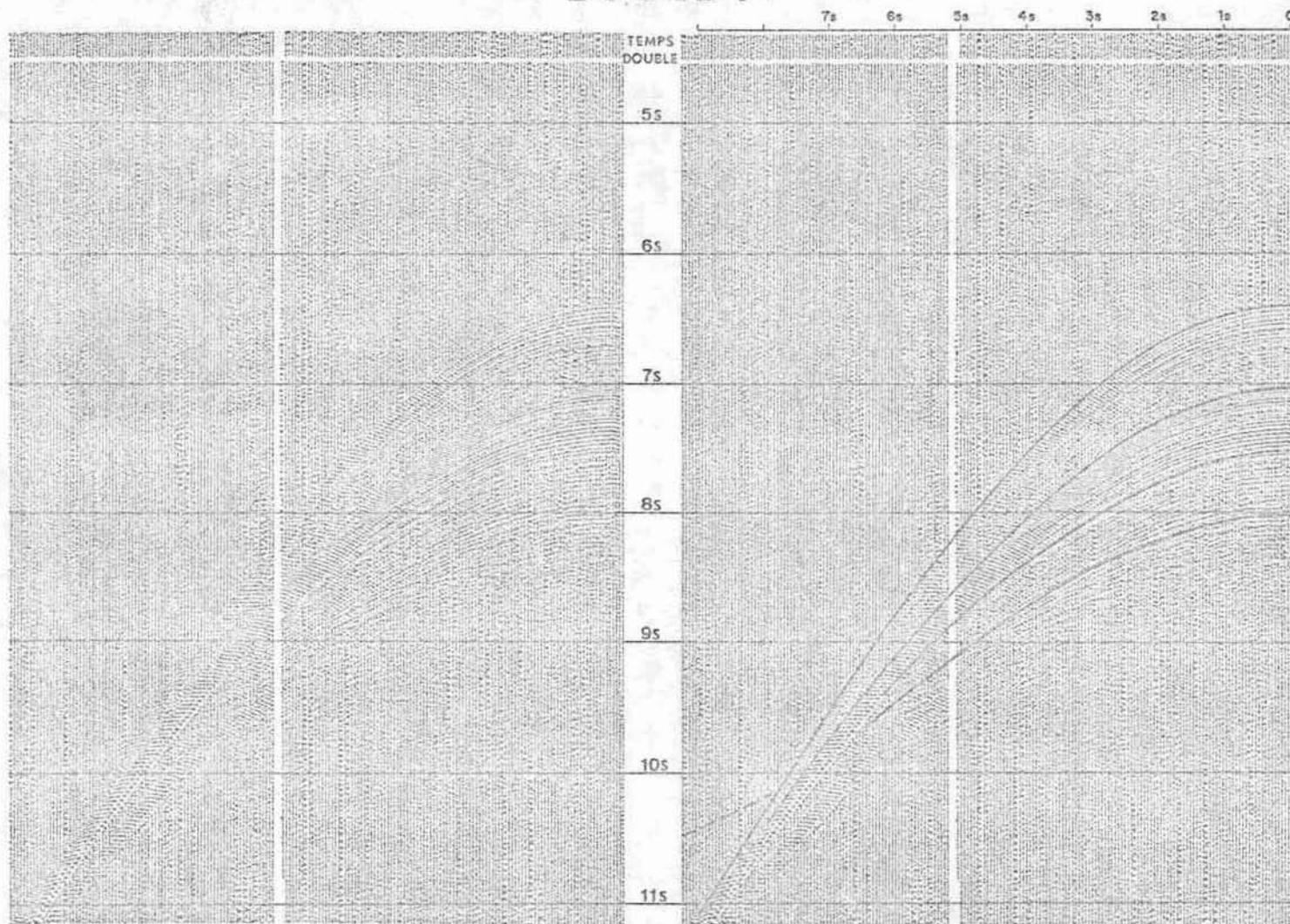


Fig. 2A. Enregistrement "flexotir" réalisé à l'aide d'une "bouée perdue" ("expendable Sonobuoy").
"Flexotir" record obtained with expendable sonobuoy.

Fig. 2B. Hyperboles retenues pour le dépouillement.
Selected hyperbolas.

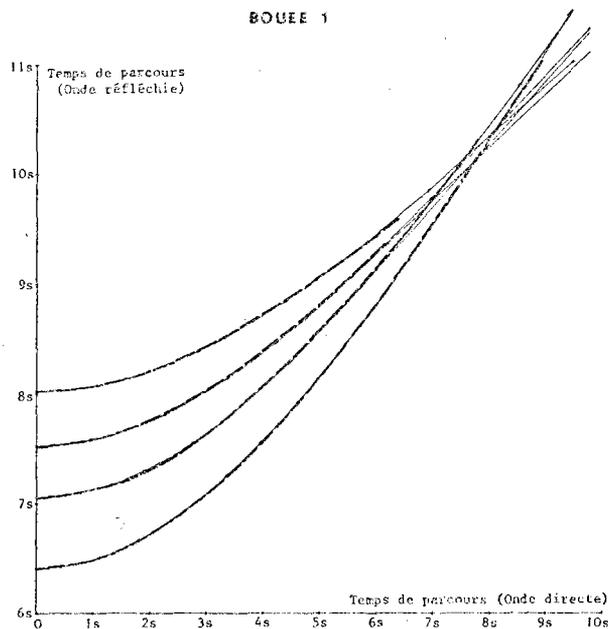


Fig. 2C. Superposition des hyperboles retenues (en traits forts) et, (en traits fins) hyperboles obtenues par le calcul à partir du modèle. Les réfractions théoriques (en traits fins) apparaissent sauf pour la première hyperbole.

Heavy line : selected hyperbolas; light line : computed hyperbolas from the model showing theoretical refracted arrivals.

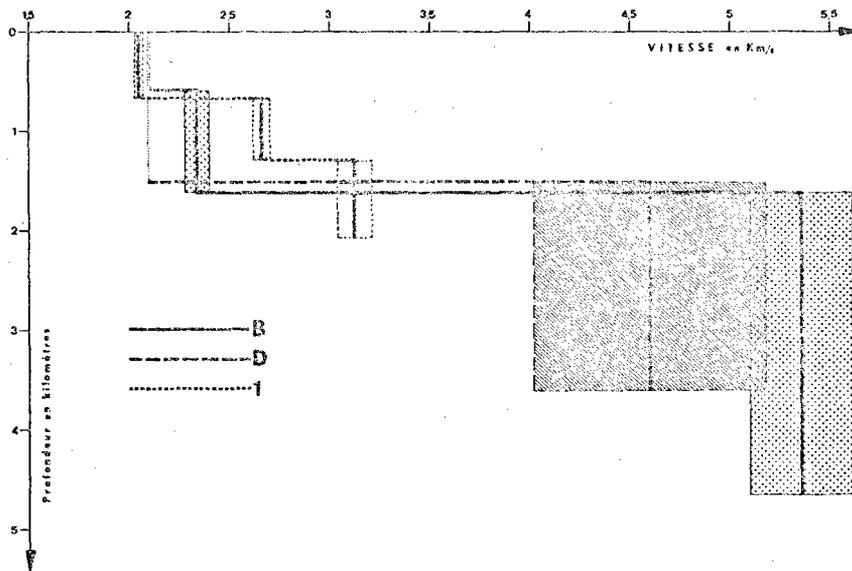


Fig. 2D. Vitesse en fonction de la profondeur dans la partie centrale du golfe de Gascogne. Les rectangles d'incertitude ont une extension suivant l'axe des abscisses égale à quatre fois l'écart-type des points autour de l'hyperbole la plus probable selon la méthode des moindres carrés.

Velocity versus depth in the center of the Bay of Biscay. The error bands have a width along the X axis equal to four times the standard deviation of the data about the most probable hyperbola.

TABLEAU I
 RESULTATS DES MESURES DE SISMIQUE A GRAND ANGLE

POSITIONS EXTREMES DU PROFIL	NUMERO DU PROFIL	EAU	SERIE SEDIMENTAIRE PEU CONSOLIDEE				EVAPORITES ?
			1	2	3	4	
45°36'N 7°0'W 45°30',5N 7°12',5W	1	1,511 km/s 4,800 km	(2,04±0,02)km/s 0,665 km	(2,66±0,04)km/s 0,624 km	(3,13±0,08)km/s 0,778 km		
44°37' 7°20' 44°37' 8°10'	2	1,511 km/s 4,860 km	(1,99±0,04)km/s 0,596 km	(3,02±0,06)km/s 1,515 km	(3,89±0,13)km/s 2,720 km		
44°34'7 7°59'7 44°18',2 7°59'	3	1,511 km/s 4,850 km	(1,78±0,02)km/s 0,304 km	(2,29±0,03)km/s 0,343 km	(2,54±0,07)km/s 0,713 km	(2,82±0,02)km/s 0,647 km	(3,99±0,07)km/s 3,910 km

résultats obtenus sur la vitesse et l'épaisseur des diverses couches sédimentaires par cette méthode de réflexion oblique, définissent un modèle pour lequel il est facile de calculer les réflexions et les réfractions théoriques. On peut alors comparer les réflexions et réfractions issues du modèle avec le document initial et vérifier en particulier si les ondes réfractées apparaissent à la distance prédite par le modèle. Ceci est une condition nécessaire à la validité du modèle.

Les figures 2 A, 3 A et 4 A présentent les enregistrements originaux en aire variable. Les figures 2 B, 3 B et 4 B, montrent les hyperboles retenues lors du dépouillement pour l'interprétation. Les figures 2 C, 3 C et 4 C, montrent les tracés théoriques des hyperboles de réflexion et des droites de réfraction déduites du modèle et les tracés des hyperboles observées des figures 2 B, 3 B et 4 B. Le tableau 1 présente l'ensemble des résultats concernant ces trois profils.

Il est possible d'utiliser un nombre de couches plus grand que celui que nous avons retenu, mais alors il n'y a plus cohérence, dans le détail, entre réflexion et réfraction et entre profils : il ne nous est plus possible d'estimer la réalité physique des résultats. Ceci ne veut pas dire qu'il n'existe pas de variations des propriétés physiques à l'intérieur des couches retenues mais que le schéma obtenu est une première approximation qui ne peut être améliorée en utilisant cette méthode. L'identification des différents réflecteurs sédimentaires avec des marqueurs géologiques d'âge déterminé s'appuie sur l'interprétation des profils de sismique réflexion continue dans le golfe (SIEUET et al., 1970).

PROFIL N° 1 (figure 2 A, 2 B, 2 C, 2 D).

Ce profil a été réalisé avec une "bouée perdue" ("expendable sonobuoy") au-dessus de la plaine abyssale par 4800 m de profondeur. Ce type de bouées peut être mouillé sans modifier la vitesse du bateau ; elles sont suffisamment bon marché pour qu'il ne soit pas nécessaire de les récupérer en fin de profil. Elles coulent d'elles-mêmes après un temps déterminé à l'avance.

A l'interprétation on a retenu trois couches sédimentaires assez peu consolidées, d'une épaisseur totale d'environ 2100 m.

- une première couche à environ 2,0 km/s et de 670 m d'épaisseur dont la base correspondrait à la base des "turbidites inférieures" de JONES et EWING (1968), et dont l'âge va du Miocène supérieur au Pliocène inférieur.

- une deuxième couche de sédiments stratifiés à 2,7 km/s, de 620 m d'épaisseur, dont la base correspondrait au Miocène inférieur.

- une troisième couche à 3,1 km/s et de 780 m d'épaisseur, dont la base serait le toit du socle.

Les profils de réfraction D et B indiquent tous deux la présence d'une couche de sédiments non consolidés d'environ 1600 m d'épaisseur, ce qui est en assez bon accord avec nos résultats (figure 2 D) puis une couche de 2000 m (profil D) et 3000 m (profil B) d'épaisseur, dont la vitesse est respectivement 4,6 km/s et 5,3 km/s, mais avec une incertitude notable. Cette couche représente probablement le socle basaltique que nous ne pénétrons pas en réflexion oblique. Pourtant sur les figures 2 (en pointillé sur la figure 2 B) apparaît un signal faible mais d'une certaine cohérence. Les arrivées s'alignent sur une droite qui se place largement en-dessous de la dernière hyperbole de réflexion. La pente de cette droite, bien que définie avec peu de précision, nous permet de déterminer une vitesse d'environ 6,6 km/s. Il est possible qu'il s'agisse d'une réfraction provenant de la couche océanique. En effet BACON et al. trouvent respectivement une vitesse de 6,64 km/s et de 6,75 km/s le long des profils B et D pour la couche située au-dessous de celle que nous assimilons au socle basaltique.

PROFIL N° 2 (figure 3 A, 3 B, 3 C).

Le fond de la plaine abyssale est à 4860 m de profondeur. Nous retrouvons une série sédimentaire peu consolidée d'environ 2100 m. Dans le détail, cette série sédimentaire se décompose en une couche de 600 m d'épaisseur et de vitesse 2 km/s, dont la base correspond à la base des "turbidites inférieures", et une couche de 1500 m à 3,0 km/s correspondant vraisemblablement à l'ensemble des deux dernières couches du profil n° 1.

La discontinuité acoustique du Miocène inférieur du profil n° 1 n'apparaît pas nettement sur cet enregistrement. En-dessous de cette série sédimentaire peu consolidée se trouve une couche à 3,9 km/s de 2700 m d'épaisseur qui n'existe pas dans le premier groupe de profils situés au centre du golfe. Le toit de cette couche donne lieu à une forte réfraction, de vitesse 3,8 km/s. L'accord entre les vitesses obtenues par réflexion oblique et réfraction est donc remarquable (figure 3 C).

.../...

PROFIL 2

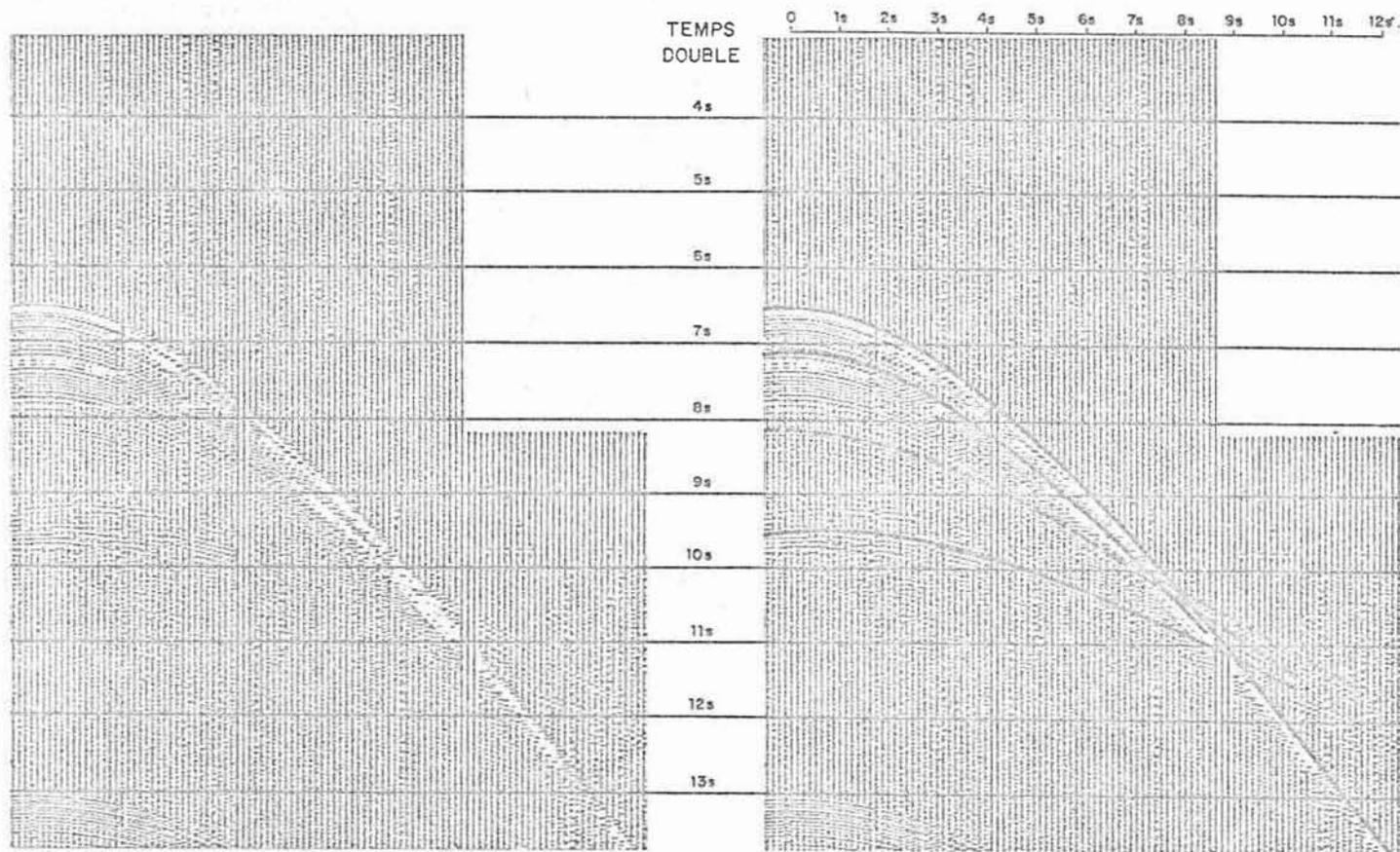


Fig. 3A. Enregistrement "flexotir" sur "flûte" horizontale avec deux bateaux selon le dispositif indiqué dans le texte.

"Flexotir" record obtained with towed horizontal streamer. N/O CHARCOT shooting and FLORENCE receiving.

Fig. 3B. Hyperbole de réflexion et droite de réfraction retenues pour le dépouillement.

Selection of recorded hyperbolas and refracted arrivals.

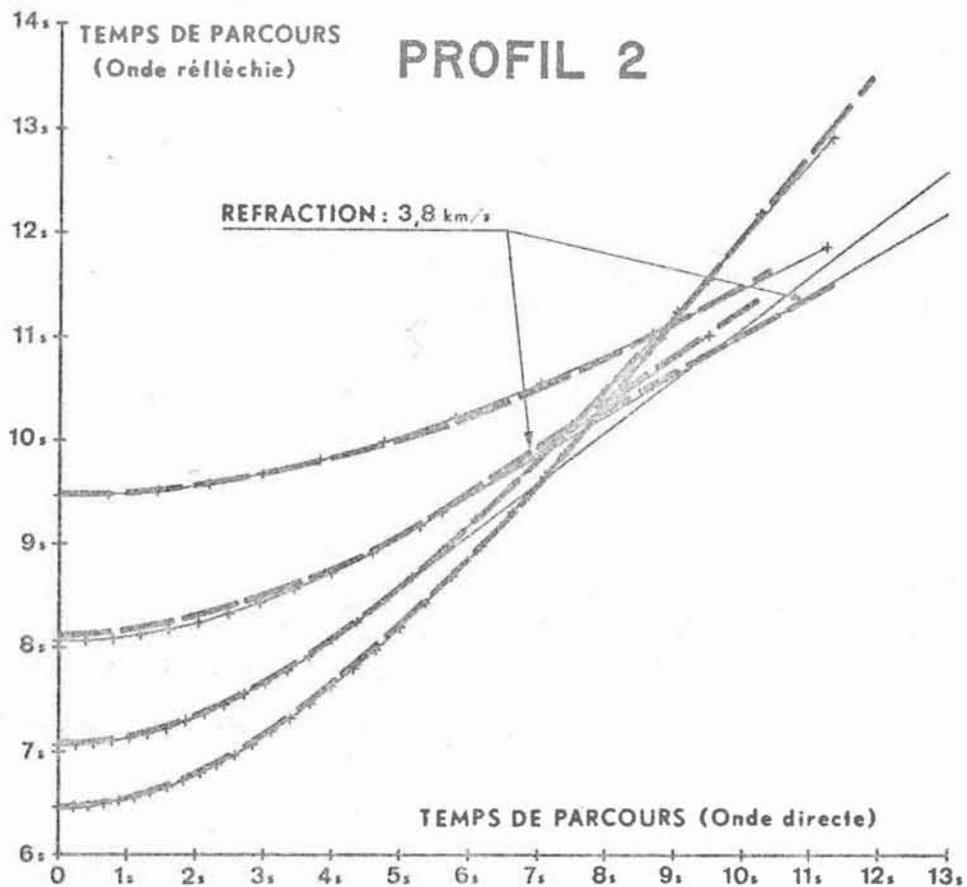


Fig. 3C. Superposition des hyperboles retenues (en traits forts) et, (en traits fins) hyperboles obtenues par le calcul à partir du modèle. Les réfractions théoriques (en traits fins) apparaissent sauf pour la première hyperbole.

Heavy line : selected hyperbolas; light line : computed hyperbolas from the model showing theoretical refracted arrivals.

BOUEE 3

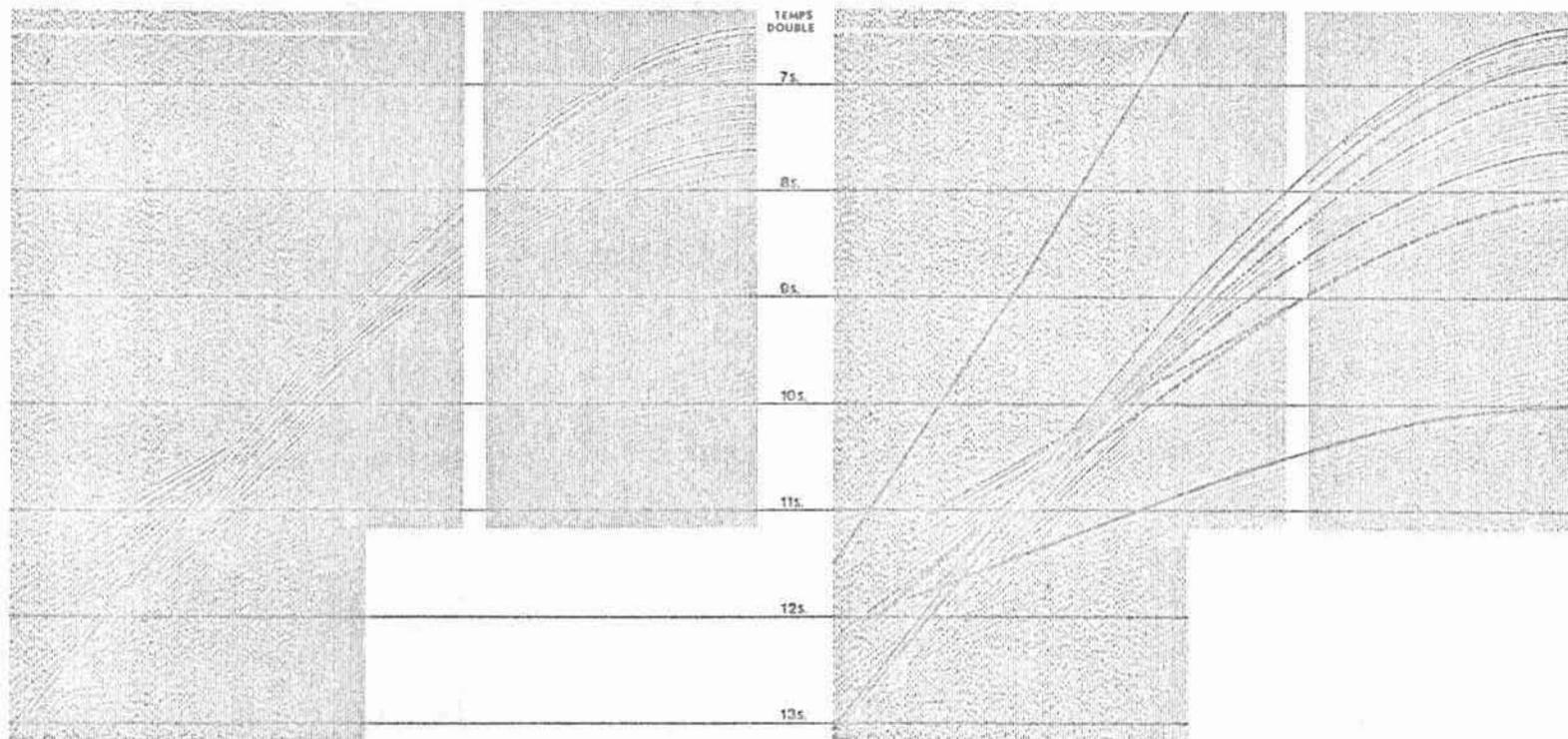


Fig. 4A. Enregistrement "flexotir" sur "flûte" verticale (bouée C.O.B.).

Flexotir record obtained with a vertical hydrophone array suspended from a buoy made by "Centre Oceanologique de Bretagne".

Fig. 4B. Hyperboles de réflexion et droite de réfraction retenues pour le dépouillement. L'arrivée de l'onde directe montre une rupture de pente qui indique une variation de la vitesse du bateau.

Selection of reflections and refracted arrivals. Change in the slope of direct arrivals indicates variations of ship's speed.

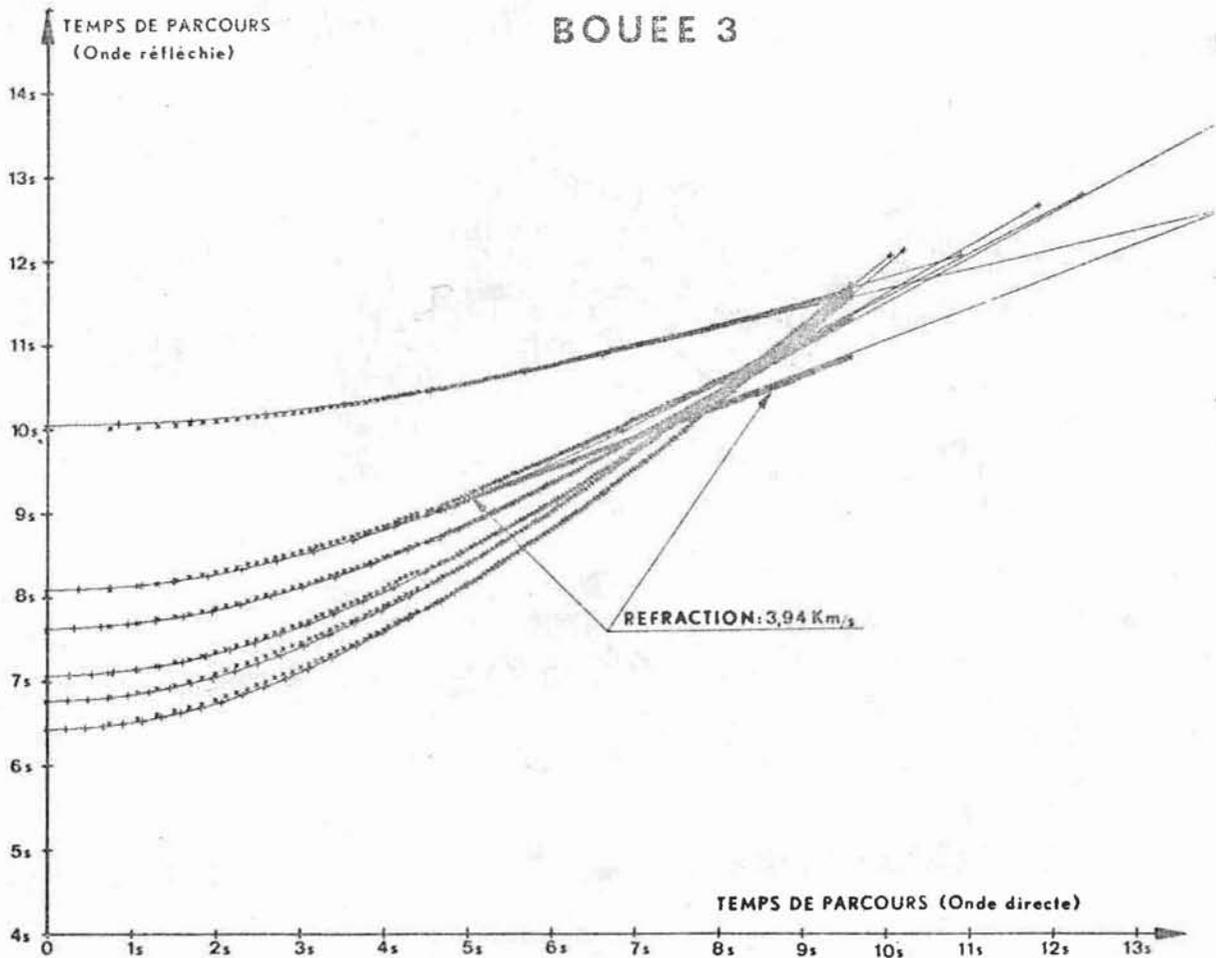


Fig. 4C. Superposition des hyperboles retenues et des hyperboles calculées. Pourtant nous n'avons pas pu superposer directement les hyperboles de la figure 4B aux hyperboles calculées. Les premières ont subi une correction consécutive à la variation de vitesse du bateau.

Crosses : selected hyperbolas; light line : computed hyperbolas. The direct fit of hyperbolas of Figure 4B with the computed ones is not excellent. The fit is good after correction compensating for variation in the ship's speed.

PROFIL N° 3 (figure 4 A, 4 B, 4 C).

La profondeur est constante (4850 m) au début du profil mais diminue très légèrement en direction de la marge nord-espagnole. La bonne qualité technique de cet enregistrement est due à un dispositif particulier mis au point au Centre Océanologique de Bretagne (MARTINAIS, en préparation). Le récepteur est constitué par une antenne dont la directivité est due à un système interférométrique d'hydrophones, pondérés suivant les coefficients de TCHEBICHEV. L'ensemble atténue très fortement tout signal de fréquence assez élevée qui l'atteindrait avec une incidence trop forte, comme le montrent les diagrammes de réceptivité de la figure 5. La chaîne verticale d'hydrophones, de 180 m de long, est suspendue à une bouée par l'intermédiaire d'un amortisseur pour diminuer l'effet de la houle. La transmission des signaux de la bouée au navire se fait par modulation de fréquence.

Au cours de l'enregistrement, la vitesse du navire a varié, mais l'arrivée de l'onde directe est suffisamment nette pour qu'on puisse tenir compte de l'effet de cette variation.

La partie supérieure de la série sédimentaire correspond à des sédiments peu consolidés sur 2000 m d'épaisseur. Dans le détail, nous avons retenu 4 couches formées par des sédiments stratifiés. La première couche correspondrait au Plioquaternaire, la base de la deuxième à la base des "turbidites inférieures", la base de la troisième au Miocène inférieur, la base de la quatrième à l'Oligocène. Cette série recouvre une couche à 4,0 km/s dont l'épaisseur est de 3900 m. Une réfraction très nette se propage le long du toit de cette couche avec une vitesse de 3,9 km/s. L'accord entre réflexion et réfraction d'une part, et entre les profils 2 et 3 d'autre part, est bon et nous permet de penser que cette dernière couche est homogène. Le profil de réfraction A A' indique une épaisseur de 2500 m de sédiments peu consolidés. Cette différence de 500 m soulignée par une flèche (figure 4 D) n'est pas significative. Elle peut être considérée :

- soit comme une "erreur de mesure" type, en effet la précision des déterminations issue des mesures de réfraction, est faible en ce qui concerne les couches sédimentaires.

- soit comme une différence au niveau des discontinuités : c'est-à-dire que des couches à plus grande vitesse ont pu être incorporées à la série sédimentaire peu consolidée. Elle s'en trouve épaissie d'autant et sa vitesse moyenne est augmentée..

- soit comme une combinaison de ces deux explications.

En revanche, pour la dernière couche de vitesse voisine de 4 km/s, nous trouvons une épaisseur très inférieure à celle déterminée par BACON et al., ce qui suggère que la pénétration du flexotir était insuffisante pour atteindre comme ces auteurs le toit du socle océanique. En ce qui concerne la couche à 4 km/s, les profils de sismique réflexion continue, au voisinage de ce deuxième groupe de profils, montrent des structures diapiriques très nettes (figure 6). Il est donc raisonnable de penser que cette couche est formée, au moins en grande partie, par des évaporites. D'autre part nous retrouvons des faciès semblables sur les profils de réflexion, au pied de la marge armoricaine, dans le voisinage du profil C. (SIBUET et al. 1970 ; MONTADERT et al. 1970). Or ce profil donne, en-dessous d'une couche épaisse de 2300 m et de vitesse moyenne 2,5 km/s une couche à 4,4 km/s dont l'épaisseur n'est pas déterminée. Il est probable que, là aussi, nous avons affaire à une couche d'évaporites, semblable à celle qui se trouve au pied de la marge nord-espagnole.

CONCLUSION

Nos mesures, en accord avec celles de BACON et al. (1969), nous conduisent à penser que le domaine profond du golfe de Gascogne est occupé par une série sédimentaire peu consolidée, d'une épaisseur remarquablement constante (figure 7), dans laquelle la vitesse de propagation des ondes acoustiques est comprise entre 1,8 et 3 km/s. La stratification de ces sédiments suggère qu'ils comprennent une forte proportion de turbidites. Au centre du golfe cette série surmonte directement le socle océanique de vitesse voisine de 5 km/s. Au pied des marges armoricaine et nord-espagnole, vient s'insérer entre ces deux ensembles, une puissante couche, constituée en majeure partie d'évaporites, dont la vitesse, déterminée indépendamment par la réflexion oblique et la réfraction, est d'environ 4 km/s.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Messieurs CHOLET, GRAU et FAIL de nous avoir aidés à réaliser le profil n° 2. J. BONNIN et J. FRANCHETEAU ont lu et critiqué le manuscrit. L'équipe instrumentation du Centre Océanologique de Bretagne et Monsieur ALLENOU du Navire Océanographique Jean CHARCOT, nous ont aidés à recueillir les données en mer.

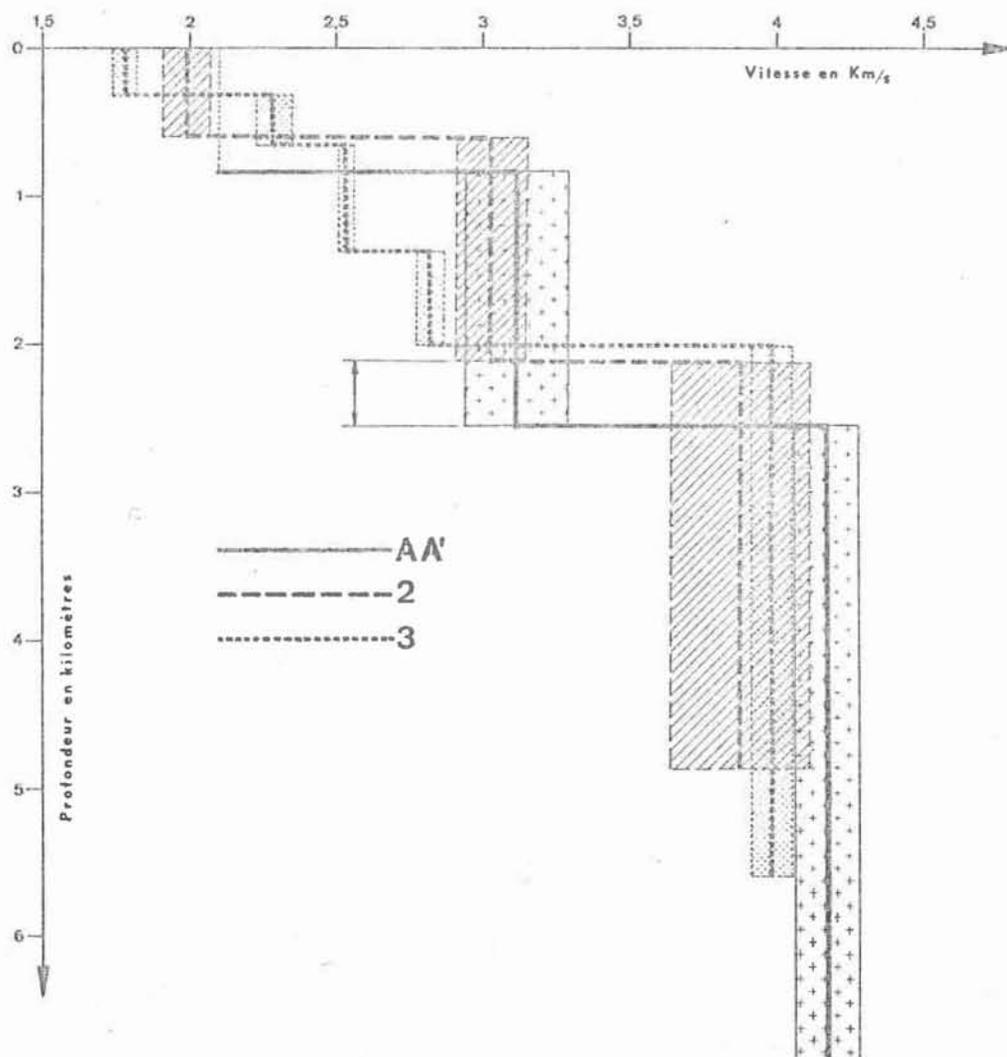


Fig. 4D. Diagramme vitesse-profondeur au pied de la marge nord-espagnole.
Velocity versus depth at the foot of the Northern Spanish margin.

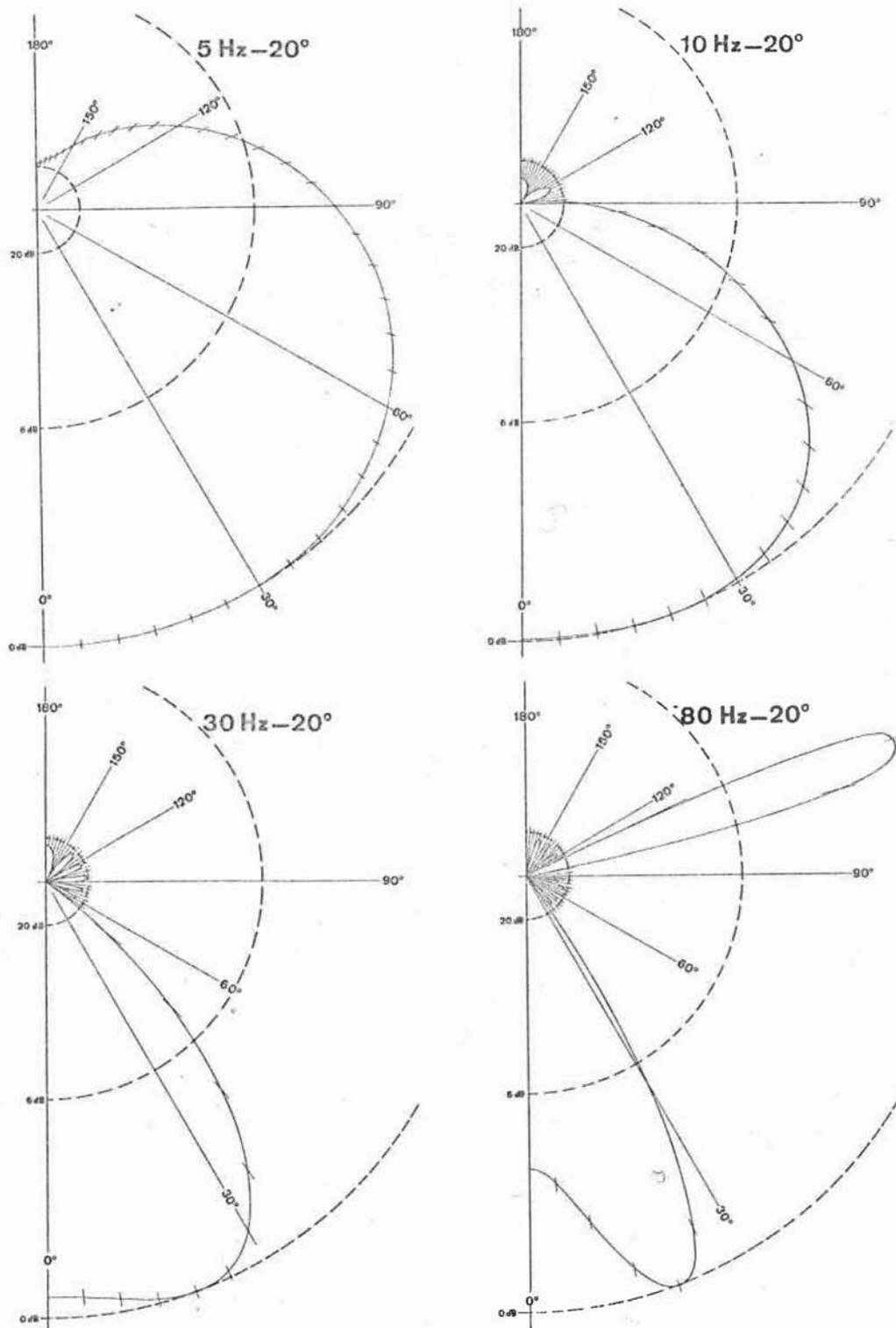


Fig. 5. Diagramme de réceptivité de la "flûte verticale" en coordonnées polaires à différentes fréquences. Le rayon vecteur ρ représente l'atténuation, l'angle polaire θ est l'angle d'incidence d'un signal par rapport à la verticale. Lorsque l'angle d'incidence a 20° , l'atténuation est de 0dB.

Receptivity diagram of the vertical hydrophone array in polar coordinates, at several frequencies. The radius vector ρ represents the attenuation. The polar angle θ is the angle of incidence of an arrival to the vertical. When θ is equal to 20° attenuation is 0dB.

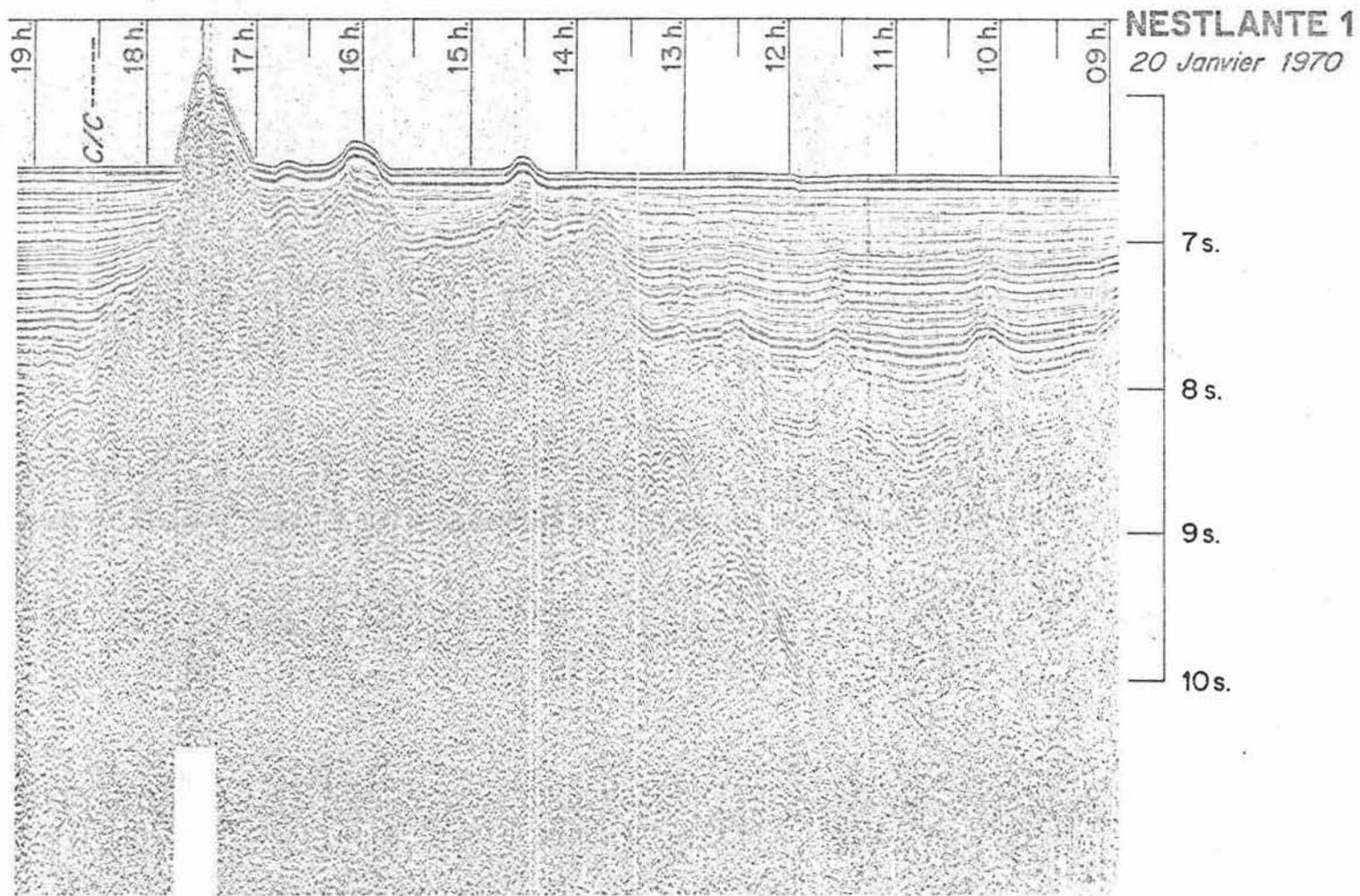


Fig. 6. Profil de sismique réflexion continue "Flexotir". Des structures diapiriques apparaissent entre 9 h et 13 h.

Flexotir reflection profile. Diapirs appear between time-marks 9 a.m. and 13 p.m.

REFERENCES

BACON M., GRAY F. et MATTHEWS D.H., 1969. Crustal Structure Studies in the Bay of Biscay. Earth. Planet. Sci. Letters, 6, p. 377-385.

JONES E.J.W. et EWING J.I., 1969. Age of the Bay of Biscay : Evidence from Seismic Profiles and Bottom Samples. Science, 166, p. 102-105.

LE PICHON X., EWING J. et HOUTZ R., 1968. Deep-sea Sediment Velocity Determination made while Reflection Profiling. J. Geophys. Res., 73, 2597-2613.

MONTADERT L., DAMOTTE B., DEBYSER J., FAIL J-P., DELTEIL J-R. et VALERY P., 1970. Continental Margin in the Bay of Biscay. S.C.O.R. Symposium on the Geology of the East Atlantic Margin. Cambridge, March 1970 (à l'impression).

SIBUET J-C., PAUTOT G. et LE PICHON X., 1970. Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils sismiques. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 Déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).

STRUCTURE GRAVIMETRIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE
ET LE FOSSE MARGINAL NORD-ESPAGNOL [†]

par Jean-Claude SIBUET et Xavier LE PICHON

Centre Océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29 N. BREST, France

RESUME

On présente une carte d'anomalies à l'air libre couvrant l'ensemble du golfe de Gascogne et de ses marges. Cette carte, une fois corrigée de l'effet de bord, confirme la dissymétrie fondamentale de la structure profonde du golfe. Au pied de la marge nord-espagnole existe un minimum gravimétrique important, qui correspondrait à un fossé océanique fossile ayant joué à l'Eocène, postérieurement à la création du golfe. On l'interprète comme la continuation vers l'ouest, de la zone compressive pyrénéenne, décalée vers le nord par une faille transformante N-S au niveau du canyon de Santander.

ABSTRACT

GRAVITY PATTERN IN THE BAY OF BISCAY AND THE MARGINAL TRENCH OF NORTHERN SPAIN.

A Free-air anomaly map of the Bay of Biscay and its margins is presented. After removal of the edge effect associated with the margins, the asymmetry of the deep structure of the Bay is apparent. An important gravity minimum lies at the foot of the margin of Northern Spain and is probably related to a fossil oceanic trench formed during the Eocene after the opening of the Bay. This trench is interpreted as the western continuation of the compressive Pyrenean zone, shifted northward by a North-South transform fault at the longitude of the Santander Canyon.

[†] Contribution n° 39 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne.

I - ANOMALIES A L'AIR LIBRE

Les données obtenues le long de plus de 5000 km de profils exécutés par le Centre Océanologique de Bretagne ont été combinées à celles préalablement publiées par BACON et al. (1969) et DAY et WILLIAMS (1970) pour établir une nouvelle carte d'anomalies à l'air libre couvrant l'ensemble du golfe et de ses marges (figure 1). La précision des différents levés est estimée à mieux que 10 mgal.

Le trait majeur de cette carte est l'existence d'un minimum gravimétrique au pied de la marge nord-espagnole. Ce minimum, d'une amplitude de 150 mgal, occupe une zone de 100 km de largeur et de 400 km de longueur, orientée E-W entre $3,5^{\circ}$ W et $9,0^{\circ}$ W. A l'ouest de 9° W, la zone minimale s'infléchit vers le sud-ouest et se prolonge au moins jusqu'à 12° W. A l'est de $3,5^{\circ}$ W, la zone minimale s'arrête contre un maximum gravimétrique qui occupe l'emplacement du plateau marginal landais ; d'autre part, la zone minimale se dédouble en deux parties, séparées par un maximum relatif d'au moins 30 mgal au niveau du méridien 7° W. Ce maximum relatif se place le long de la prolongation en mer du canyon d'Avilès (figures 6 et 8) suivant une direction que LE PICHON et al. (1970) ont appelé direction transformante cantabrique. Parallèlement à la marge armoricaine, en domaine abyssal, notons également la présence d'un minimum gravimétrique moins développé, de 50 mgal d'amplitude. Enfin, les anomalies positives du domaine central correspondent à des accidents topographiques. Plusieurs d'entre elles s'alignent d'ailleurs suivant la ligne Cantabria - Dôme de Gascogne, orientée N 255° , dont la direction diffère de celle de la marge nord-espagnole orientée E-W. La carte gravimétrique du plateau continental espagnol est très perturbée alors que celle de la plateforme continentale armoricaine semble calme, bien que la densité des levés y soit faible.

La marge continentale est une juxtaposition de deux distributions de masse très différentes dont l'attraction agit de manière sensible sur l'ensemble de la marge. Pour isoler l'anomalie gravimétrique due uniquement à la distribution des masses sous le point de mesure, il est donc nécessaire d'éliminer la partie de l'anomalie due à l'attraction des masses adjacentes : c'est la correction d'effet de bord.

II - ANOMALIES A L'AIR LIBRE CORRIGÉES DE L'EFFET DE BORD.

La partie centrale du golfe est proche de l'équilibre isostatique. Les mesures de sismique réfraction (BACON et al., 1969) dans la partie

centrale du golfe, sans être très précises, nous conduisent à adopter le modèle simplifié de la figure 2 e, qui est une coupe, suivant le méridien 7° W, depuis le centre du golfe jusqu'à la péninsule ibérique. La limite croûte-manteau est à 11,8 km sous la partie océanique d'après les résultats de BACON et al. (1969). La densité des sédiments est déduite des vitesses obtenues par SICHLER et al. (1970) et de la courbe expérimentale de NAFE et DRAKE (non publié) ; les densités de 2,84 pour la croûte et 3,40 pour le manteau sont les densités moyennes généralement utilisées. Le choix des densités fixe la profondeur du manteau à 30 km sous le continent avoisinant que l'on suppose en équilibre isostatique. L'effet de bord est calculé pour ce modèle à 2 dimensions par la méthode de TALWANI et al. (1959 a) en retranchant, des densités adoptées, la densité de la croûte (figure 2d).

Si nous retranchons l'effet de bord de l'anomalie à l'air libre (figure 2 c), un maximum local demeure au niveau de la pente continentale. Ce maximum ne peut être éliminé par une modification de pente ou de position de l'interface croûte-manteau. Ceci est démontré dans la figure 3 où nous faisons varier la pente de la limite croûte-manteau à partir d'une position verticale : l'amplitude du maximum varie mais celui-ci reste toujours localisé au niveau de la pente continentale, en même temps que se déforme le minimum principal. De même, si nous déplaçons latéralement la pente de la limite croûte-manteau, il est impossible de faire disparaître le maximum alors que le minimum principal est profondément déformé. On peut conclure que ce maximum local de faible largeur ne peut être éliminé par une modification simple de la position ou de la géométrie de l'interface croûte-manteau. Il pourrait correspondre soit à une géométrie plus compliquée de cette interface, soit à un épaissement de couches denses intermédiaires, soit à une variation latérale de la densité de la croûte au niveau de la pente continentale, soit à la présence de corps intrusifs dans la croûte ou encore à une combinaison des différentes possibilités précédentes.

Dans tous les cas, ceci se ramène à une augmentation locale de la densité moyenne à faible profondeur sous la pente continentale. Remarquons que de nombreux auteurs ont été amenés à adopter une solution du même type dans leur interprétation gravimétrique des fossés océaniques et parfois des marges continentales. Ainsi, par exemple, BACON et al. (1969) (figure 4 a) ont proposé une remontée de matériaux de densité $2,95 \text{ g/cm}^3$ entre des matériaux de densité $2,44$ et $2,84 \text{ g/cm}^3$. TALWANI et al. (1959 b) introduisent une excroissance du manteau (figure 4 b). WORZEL (1965), reprenant un modèle de RAITT et al. (1955), élimine le maximum local moins simplement, en utilisant simultanément les deux solutions précédentes (figure 4 c). La présence d'un maximum local de densité moyenne à l'aplomb du bord continental des

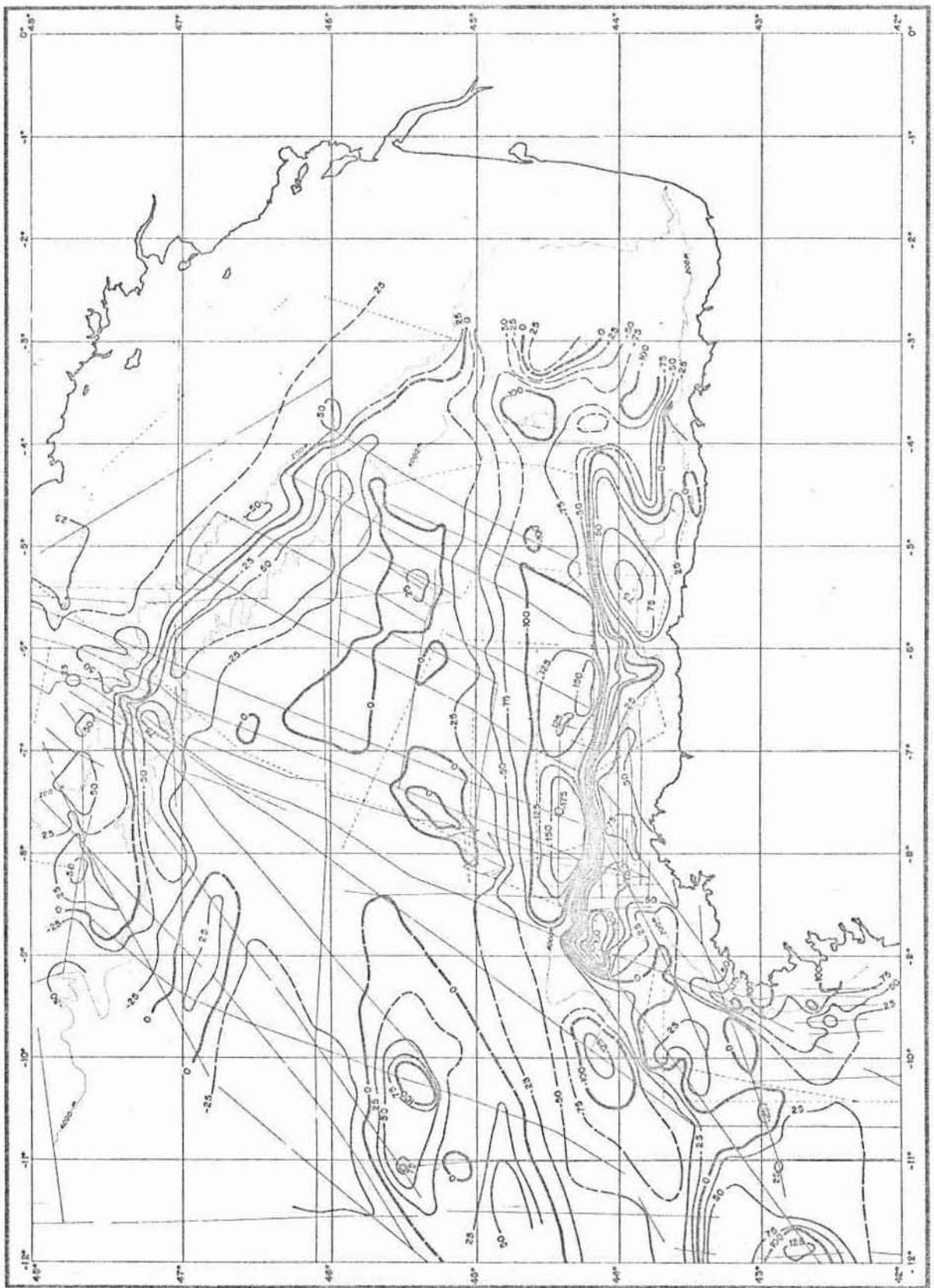


Fig. 1. Carte gravimétrique des anomalies à l'air libre du golfe de Gascogne d'après les levés de BACON et al. (1969), DAY et WILLIAMS (1970) (traits pleins) et du Centre Océanologique de Bretagne (tiretés). Equidistances des isanomaes 25 mgal.

Free-air anomaly map of the Bay of Biscay after BACON et al. (1969), DAY and WILLIAMS (1970) (full lines) and unpublished data of the "Centre Océanologique de Bretagne" (dashed lines). Contour interval is 25 mgal.

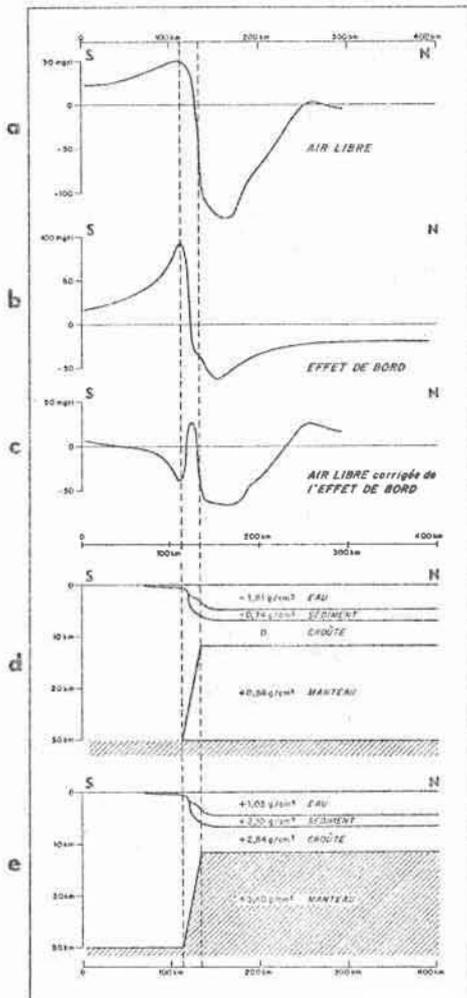


Fig. 2. Coupe simplifiée suivant le méridien 7°W à travers le golfe de Gascogne; modèle du calcul de l'effet de bord et de l'anomalie à l'air libre corrigée de l'effet de bord.

Simplified North-South cross-section through the Bay of Biscay. Edge effect and corrected free-air anomalies.

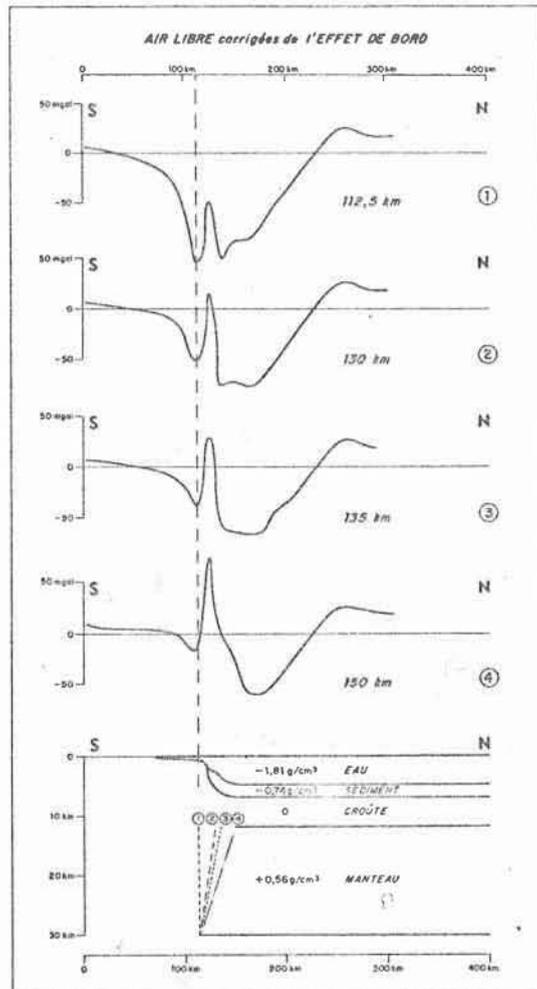


Fig. 3. Essais d'élimination du maximum local le long de la pente continentale.

Variation of the local gravity maximum above the continental slope for various simple crust-mantle topographies.

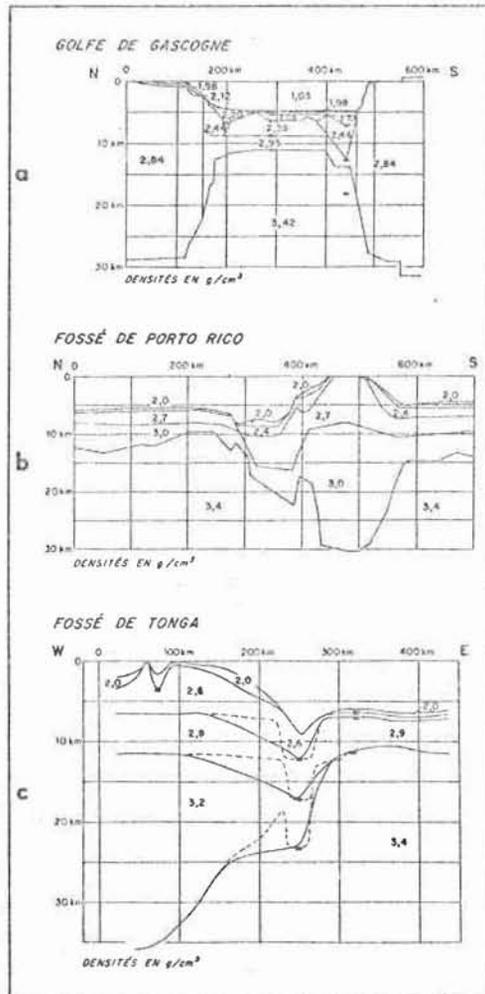


Fig. 4. Différentes façons d'éliminer le maximum local le long de la pente continentale:
 (a) d'après BACON et al. (1969), (b) d'après TALWANI et al. (1959 b) et (c) d'après WORZEL (1965).

Models accounting for the local gravity maximum above the continental slope from BACON et al. (1969)(a), TALWANI et al. (1959) (b) and WORZEL (1965) (c).

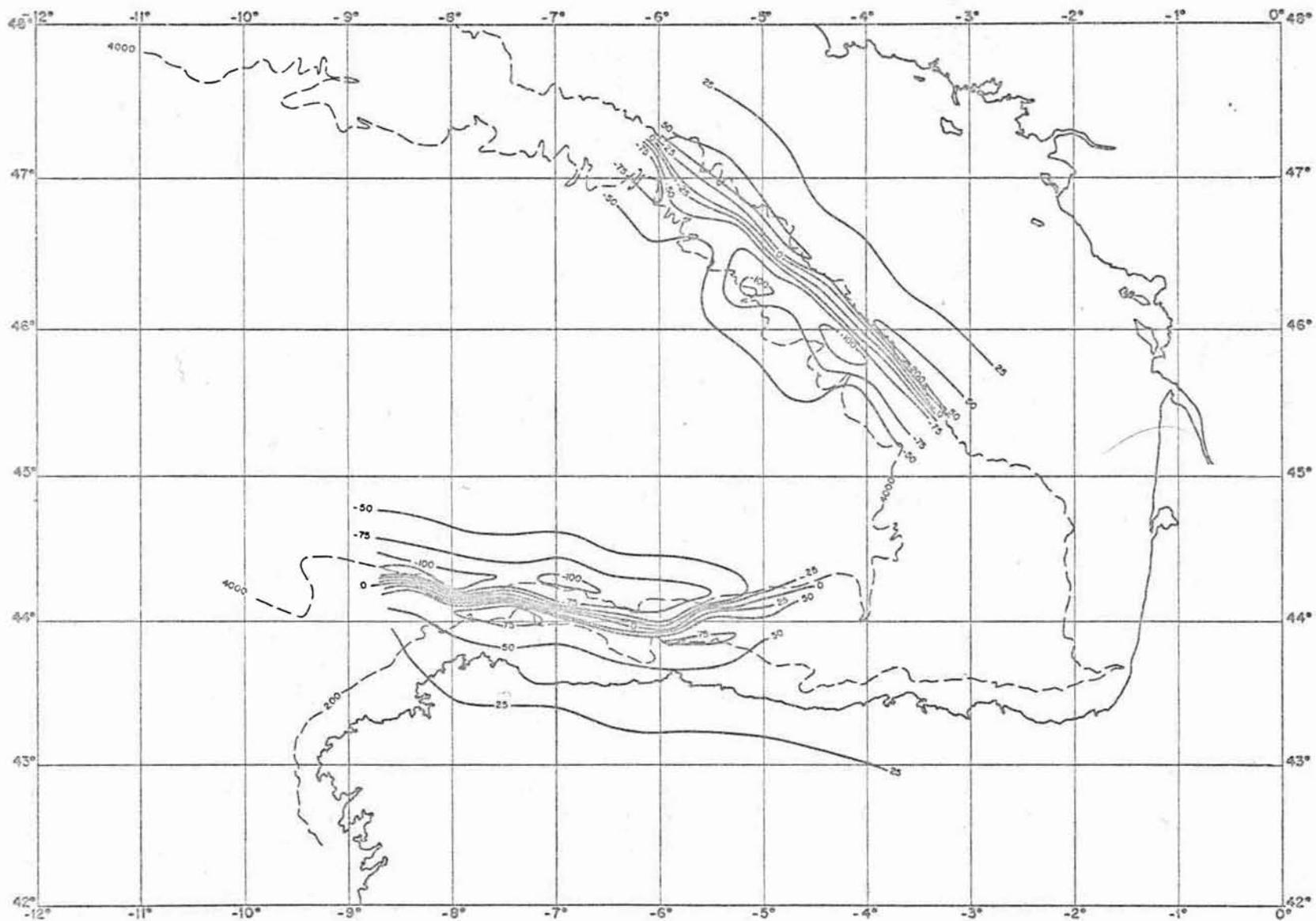


Fig. 5. Carte d'effet de bord du golfe de Gascogne établie d'après des profils perpendiculaires à la marge et espacés de 30 km. Equidistance des isanomales 25 mgal.
 Map of the edge effect in the Bay of Biscay. Contour interval is 25 mgal.

fossés semble donc un phénomène général.

Nous avons choisi une position et une pente du bord latéral du manteau telles que le maximum local soit minimisé et que l'allure générale du minimum principal soit simple. Sur cette base, nous avons calculé l'effet de bord pour une série de profils perpendiculaires aux marges et espacés de 30 km (figure 5). La profondeur du manteau est de 30 km sous la marge jusqu'à l'aplomb du rebord du plateau continental, et de 11,8 km vers le large à partir de la verticale du point d'intersection de la droite correspondant à la pente moyenne et du plan horizontal à 4,8 km. Bien que le choix effectué pour cette correction soit forcément arbitraire, nous pensons, sur la base des résultats de la figure 3, qu'une grande partie de l'effet de bord se trouve ainsi éliminé.

III - DISCUSSION DE LA CARTE D'ANOMALIES A L'AIR LIBRE CORRIGÉES DE L'EFFET DE BORD.

En retranchant l'effet de bord des anomalies à l'air libre, nous obtenons une carte d'anomalies résiduelles que nous avons complétée par celle des anomalies isostatiques (CORON et al., 1970) dans la partie orientale du golfe (figure 6), les données de l'anomalie à l'air libre correspondant à la carte de CORON et al. n'étant pas disponibles. Toutefois, l'équilibre isostatique étant respecté et l'effet de bord étant négligeable dans la partie centrale, la différence de réduction n'est pas significative, même si les densités adoptées diffèrent (3,40 au lieu de 3,27 pour le manteau, 2,84 au lieu de 2,67 pour la croûte). Ceci explique la concordance des isanomaes des deux cartes dans la partie centrale. Par contre, sur la pente continentale et près de celle-ci, la concordance ne peut être aussi bonne.

Une dissymétrie fondamentale apparaît dans le golfe entre le fossé marginal nord-espagnol occupé par une anomalie négative de - 75 mgal et le bassin nord dans son ensemble proche de l'équilibre isostatique. Au pied de la marge nord-espagnole, le fossé est bien délimité. Il s'étend de 3,5° W à 8,5° W et est limité au nord par le parallèle 45° N. Son orientation est fort voisine de celle définie sur la carte d'anomalies à l'air libre. Dans sa partie orientale, il s'écarte progressivement de la marge pour venir buter contre la structure positive du plateau marginal des Landes. Plus au Sud, entre 2° W et 3,5° W, une série d'anomalies négatives de 50 mgal d'amplitude occupe la partie sensiblement E-W du canyon de Capbreton. Elles sont suivies à l'est d'anomalies positives de plus de 50 mgal d'amplitude, le long du massif axial pyrénéen. Nous interprétons les anomalies négatives du canyon de Capbreton comme correspondant aux anomalies négatives du fossé, décalées de 120 km au niveau du canyon de Santander par un accident N-S. D'autre part

les anomalies positives jalonnant la ligne Cantabria - Dôme de Gascogne, d'amplitude supérieure à 25 mgal, se prolongeant jusqu'à la pente continentale armoricaine. On peut les mettre en relation avec l'anomalie positive du plateau des Landes, bien que l'orientation générale de celle-ci soit plutôt NW-SE, reflétant sans doute une orientation structurale ancienne (LE PICHON et al., 1970). Comme dans le cas des anomalies négatives, le décrochement aurait un rejet N-S de 120 km, le long du prolongement nord du canyon de Santander. Les anomalies plus faiblement négatives du bassin de Parentis et de son extension sur le plateau continental ne seraient pas, dans cette hypothèse, une prolongation directe du fossé marginal nord-espagnol.

L'anomalie positive sur la pente continentale nord-espagnole est atténuée au niveau du canyon d'Avilès par de fortes accumulations sédimentaires et par un effet topographique. Le long de la pente armoricaine le maximum, d'amplitude comparable, est moins accentuée et pourrait s'expliquer par une modification de la distribution profonde des masses. Le maximum s'interrompt brutalement à 5,5° W, à l'endroit où la marge change de direction et de morphologie, mais reprend plus au nord-ouest.

IV - LE FOSSE MARGINAL NORD-ESPAGNOL.

Les données de la sismique réfraction (SICHLER et al., 1970) et réflexion (SIBUET et al., 1970) indiquent l'existence d'une dépression au pied de la marge nord-espagnole, où la croûte océanique s'enfonce à plus de 10 km, ce qui représente un épaississement d'environ 3 km de la couche sédimentaire. En admettant qu'il s'agisse d'un graben sans changement de densité ni d'épaisseur des couches, l'anomalie créée devrait être de - 105 mgal pour une densité de la couche inférieure des sédiments de $2,45 \text{ g/cm}^3$. Notons que si, comme le proposent SICHLER et al. (1970) et SIBUET et al. (1970), une partie importante des sédiments correspond à des évaporites (densité $2,15 \text{ g/cm}^3$), l'anomalie négative créée serait un peu plus forte, de l'ordre de - 130 mgal au lieu de - 105 mgal. Or, l'anomalie résiduelle n'est que de - 75 mgal. Il faut en conclure ou bien que la croûte océanique s'amincit, ou bien que le manteau augmente localement de densité. C'est la conclusion à laquelle étaient également arrivés BACON et al. (1969). Toutefois les données disponibles ne nous permettent pas d'aller plus loin dans cette analyse. La structure du bassin nord s'explique bien par un modèle voisin de celui de BACON et al. (1969). Il est néanmoins possible de placer une couche d'évaporites dans un modèle tenant compte, outre des données de la sismique réfraction, de celles de la sismique réflexion.

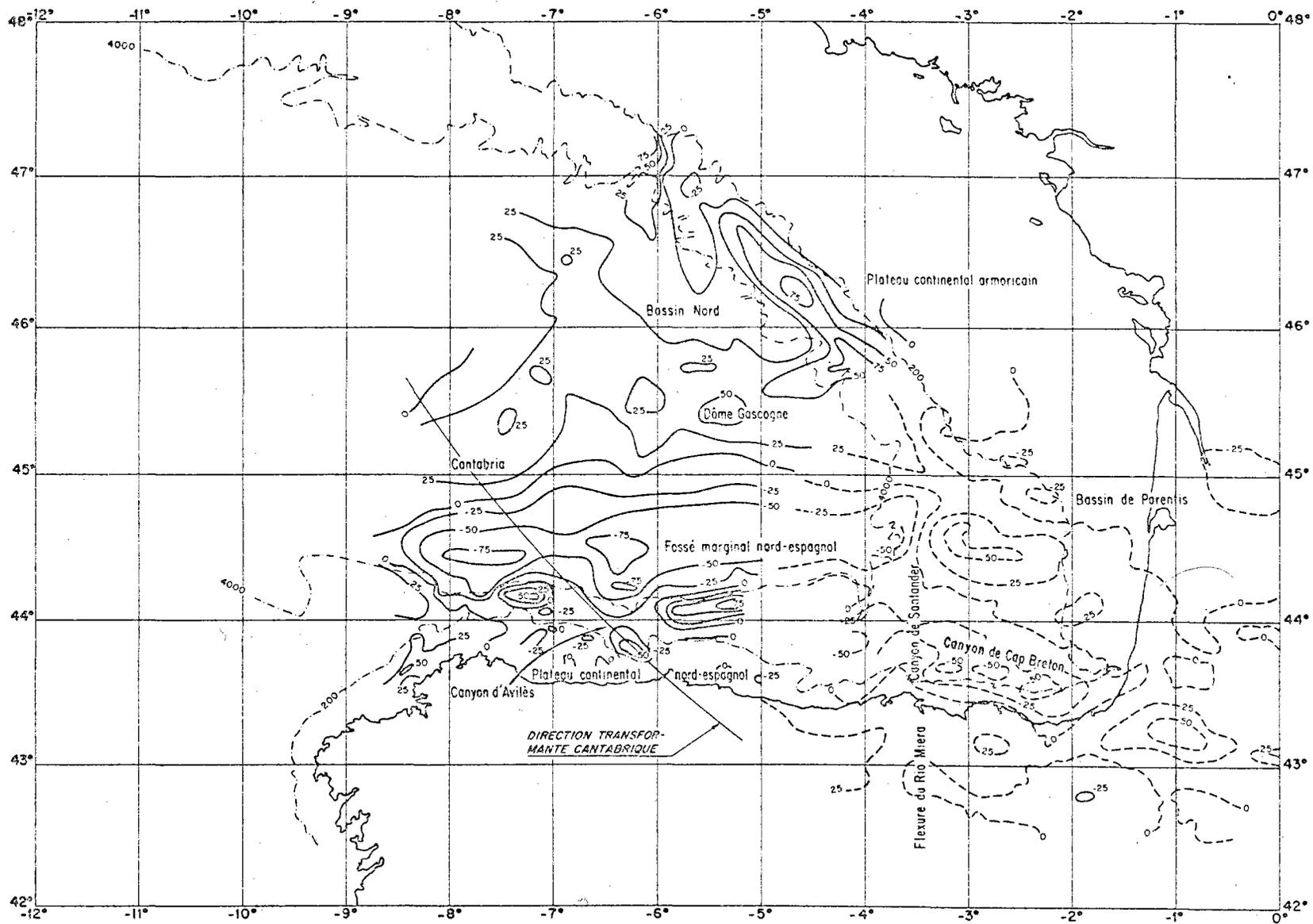


Fig. 6. Carte des anomalies à l'air libre corrigées de l'effet de bord et complétée dans la partie orientale par la carte des anomalies isostatiques de CORON et al.(1970).
 Free-air anomaly map corrected for the edge effect. The map is completed in the Eastern part by the map of isostatic anomalies of CORON et al. (1970).

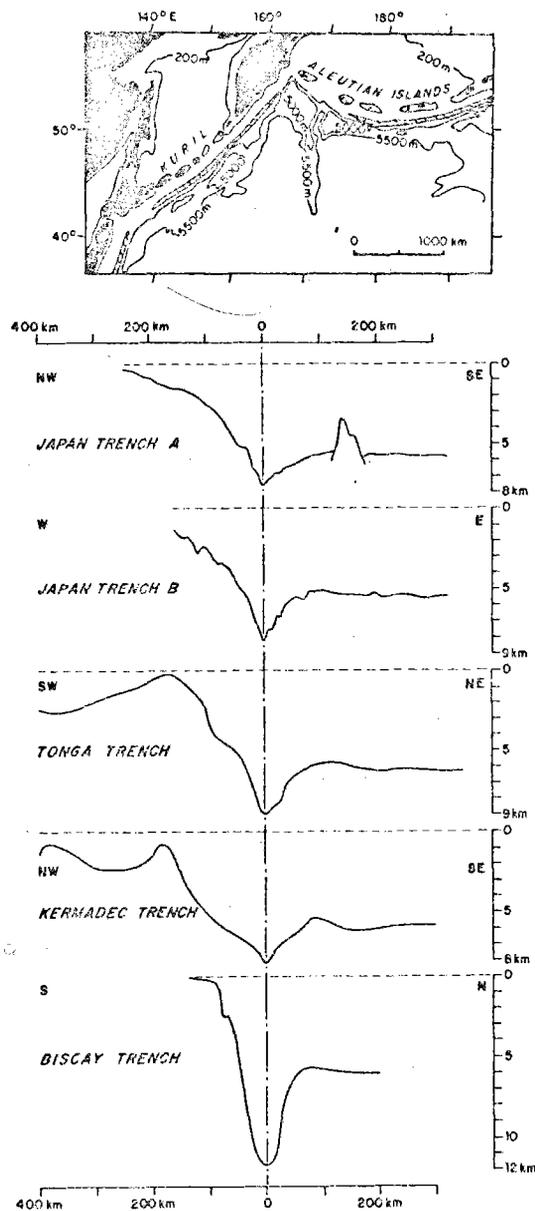


Fig. 7. Carte bathymétrique du fossé bordant le Japon, les Kouriles et les Aléoutiennes d'après WALCOTT (1970). Comparaisons de profils perpendiculaires à différents fossés actuels (LUDWIG et al., 1966 et TALWANI et al., 1961) avec un profil à travers le fossé nord-espagnol supposé dépouillé de sédiments post-éocènes.

Bathymetry of the Japan, Kuril and Aleutian trenches from WALCOTT (1970). Comparison between profiles perpendicular to various trenches (LUDWIG et al., 1966 and TALWANI et al., 1961) and a profile of the Northern Spain marginal trench.

Comparons un profil perpendiculaire au fossé par 6° W de longitude, dépouillé de sédiments post-éocènes avec différents profils de fossés actifs comme ceux du Japon (LUDWIG et al., 1966), de Tonga et de Kermadec (TALWANI et al., 1961) (figure 7). Dans le cas des fossés actifs, un bombement de la topographie se dessine en avant du fossé qui, d'après WALCOTT (1970), correspondrait à la flexure de la plaque lithosphérique, avant qu'elle ne plonge sous la plaque adjacente. Ce bombement, souvent marqué par une anomalie à l'air libre positive, apparaît entre 100 et 150 km de l'axe des fossés et se suit aisément sur de grandes distances le long des fossés bordant les guirlandes d'îles du Japon, des Kouriles et des Aléoutiennes (figure 7). On y constate souvent la présence d'excroissances volcaniques qu'on explique par la distension accompagnant la flexure.

Les profils topographiques de la figure 7 sont directement comparables sur les plans morphologiques et gravimétriques. La profondeur du fossé marginal nord-espagnol n'excède pas celle des fossés actifs les plus profonds. Remarquons qu'aucune correction, du fait de la surcharge sédimentaire, n'a été effectuée puisque nous ne savons pas quelle était la valeur de la gravité au-dessus du fossé au cours de son activité. Ces faits conduisent à penser que le fossé marginal nord-espagnol est un fossé océanique fossile, comblé de sédiments, qui aurait joué le rôle de zone de subduction. La ligne de hauts fonds Cantabria - Dôme de Gascogne, qui apparaît sur la carte bathymétrique (figure 8), serait donc liée à la zone de flexure et correspondrait à un bombement du socle accompagné de manifestations volcaniques. Les données de sismique réflexion datent la création du fossé de l'Eocène, c'est-à-dire postérieurement à la formation du golfe (SIBUET et al., 1970). Cette différence d'âge est confirmée par le fait que la direction des axes magnétiques (LE MOUËL et LE BORGNE, 1970) comme celle du rebord nord du fossé diffère de celle de la marge nord-espagnole.

En termes de tectonique des plaques, la zone compressive associée au fossé ne doit pas disparaître brutalement dans sa partie orientale, au contact de l'anomalie positive du plateau des Landes, mais doit être transformée vers l'est par l'intermédiaire d'une faille transformante en la zone compressive pyrénéenne. Cette faille transformante N-S se situe probablement le long du canyon de Santander, dans la prolongation de la flexure du rio Miera. Cette limite est particulièrement nette sur le plateau continental nord-espagnol où le méridien 3,5° W marque un changement brutal de l'activité éocène. Le plissement des séries crétacées, généralisé à tout le plateau, est si marqué à l'est de 3,5° W qu'il devient impossible de suivre les séries sédimentaires (BOILLOT et al., 1970, et communication personnelle). D'un point de vue gra-

vimétrique, cette zone compressive à l'est de 3,5° W se diviserait en deux parties : celle des anomalies négatives coïncidant avec la prolongation marine du Gouf de Capbreton entre 2° W et 3,5 W et celle des anomalies positives du massif axial pyrénéen à l'est de 2° W. Remarquons qu'un profil de sismique réflexion longeant le méridien 3° W (MONTADERT et al., 1970) montre que la surface des sédiments pré-oligocènes s'enfonce rapidement du nord vers le sud, en direction du canyon de Capbreton, d'une manière semblable à l'enfoncement des séries pré-oligocènes dans le fossé marginal nord-espagnol. Ceci suggère que la zone entre 3,5°W et 2° W pourrait être une transition entre fossé et orogène. Les données disponibles ne permettent pas de préciser la nature exacte de cette zone.

CONCLUSIONS

La carte des anomalies à l'air libre corrigées de l'effet de bord montre une dissymétrie fondamentale entre le fossé marginal nord-espagnol, marqué par une anomalie négative de - 75 mgal, et le bassin au nord, en équilibre isostatique. La structure gravimétrique et morphologique du fossé suggère qu'il s'agit d'un fossé océanique, ayant joué le rôle de zone de subduction. Le bombement topographique limitant le fossé au nord et sur lequel se trouvent les monts Cantabria et Gascogne, s'expliquerait alors par la flexure de la lithosphère.

Le fossé serait l'expression du rapprochement entre le golfe de Gascogne et la péninsule ibérique, comme les Pyrénées sont l'expression du rapprochement entre la France et la péninsule ibérique. Dans le premier cas, il y a rapprochement entre un bloc continental et la partie océanique du bloc européen et dans le second, rapprochement entre le même bloc continental et la partie continentale du bloc européen. La jonction entre les deux structures compressives se serait faite par une faille transformante occupant la région du canyon de Santander. Dans cette hypothèse, il devrait y avoir synchronisme entre les mouvements compressifs pyrénéens et ceux du fossé marginal nord-espagnol.

REMERCIEMENTS

MM. BACON, DAY, GRAY, MATTHEWS et WILLIAMS nous ont communiqué leurs valeurs des anomalies à l'air libre avant leur publication. MM. BONNIN, FRANCHETEAU, RENARD et SICHLER ont lu le manuscrit de manière critique.

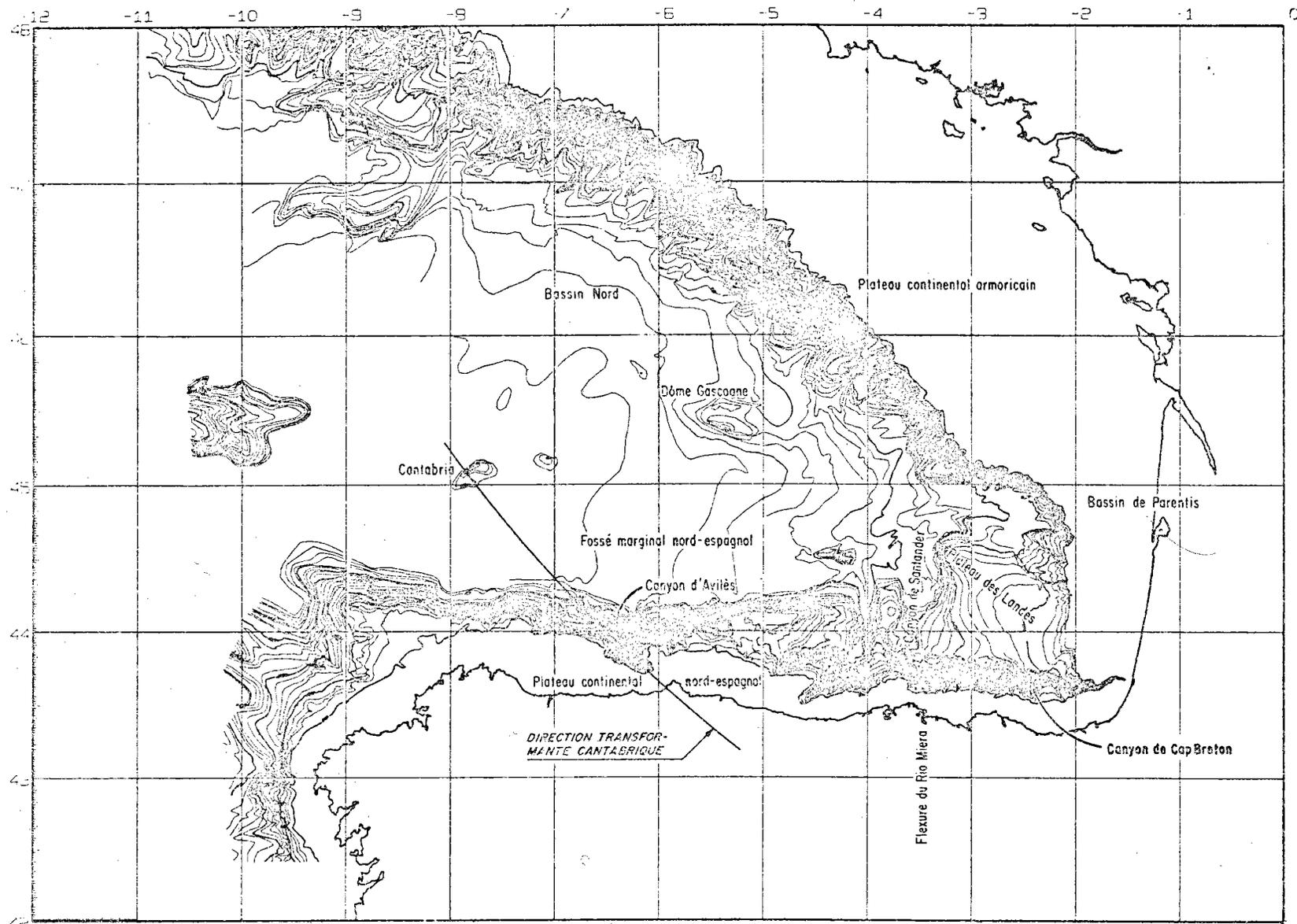


Fig. 8. Carte bathymétrique du golfe de Gascogne d'après BERTHOIS et al. (1968).
 Bathymetric chart of the Bay of Biscay from BERTHOIS et al. (1968).

- BACON M., GRAY F., et MATTHEWS D.H., 1969. Crustal Structure Studies in the Bay of Biscay. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 6, p. 377 - 385.
- BERTHOIS L., BRENOT R., et DEBYSER J., 1968. Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finistère. *Rev. Inst. Petr. Ann. Comb. Liquides*, 23, p. 1046-1049.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., LAMBOY M., D'OZOUVILLE L. et SIBUET J.C., 1970. Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).
- CORON S., GUILLAUME A., et BOUVET J., 1970. Contribution gravimétrique à l'étude du golfe de Gascogne et des Pyrénées. *C. r. Hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris*, 271, p. 756-759.
- DAY G.A., et WILLIAMS C.A., 1970. Gravity compilation in the N.E. Atlantic and interpretation of gravity in the Celtic sea. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 8, p. 205-213.
- LE MOUËL J.L., et LE BORGNE E., 1970. Carte aéromagnétique du golfe de Gascogne. Présentation et traitements. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).
- LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J., et SIBUET J.C., 1970. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).
- LUDWIG W.J., EWING J.I., EWING M., MURAUCHI S., DEN N., ASANO S., HOTTA H., HAYAKAWA M., ASANUMA T., ICHIKAWA K., et NOGUCHI I., 1966. Sediments and structure of the Japan Trench. *J. Geophys. Res.*, 71, 8, p. 2121-2137.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DEBYSER J., FAIL J.P., DELTEIL J.R., et VALÉRY P., 1970. Continental Margin in the Bay of Biscay. S.C.O.R. Symposium on the Geology of the East Atlantic Continental Margin, Cambridge, March 1970 (à l'impression).

NAFE J.E., et DRAKE C.L., Physical properties of crustal materials as related to compressional wave velocities. Paper presented at Annual Meeting of Soc. Expl. Geophys., 1957, Dallas, Texas (unpublished).

RAITT R.W., FISHER R.L., et MASON R.G., 1955. Tonga Trench. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62, p. 237-254.

SIBUET J.C., PAUTOT G., et LE PICHON X., 1970. Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils sismiques. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).

SICHLER B., MARTINAIS J., SIBUET J.C., et LE PICHON X., 1970. Vitesse des ondes sismiques dans les couches sédimentaires profondes du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (Présent volume).

TALWANI M., WORZEL J.L., et LANDISMAN M., 1959 a, Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocin Submarine Fracture Zone. J. Geophys. Res., 64, p. 49-59.

TALWANI M., SUTTON G.H., and WORZEL J.L., 1959 b. A Crustal Section across the Puerto Rico Trench. J. Geophys. Res., 64, p. 1545-1555.

TALWANI M., WORZEL J.L., and EWING M., 1961. Gravity Anomalies and Crustal Section across the Tonga Trench. J. Geophys. Res., 66, 1961.

WALCOTT R.O., 1970. Flexural rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere, J. Geophys. Res., 75, p. 3941-3954.

WORZEL J.L., 1965, Deep Structure of Coastal Margins and Mid-Oceanic Ridges. in Submarine Geology and Geophysics, Colston Paper 17, Butterworths Scientific Publications, London, XVII, p. 335-361.

INTERPRETATION STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE

A PARTIR DES PROFILS DE SISMIQUE [†]

Par Jean-Claude SIBUET, Guy PAUTOT et Xavier LE PICHON

Centre Océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29 N. BREST, France

RESUME

L'analyse de 3000 km d'enregistrements de sismique réflexion continue (Flexotir), obtenus par le Centre Océanologique de Bretagne, fait ressortir deux discordances majeures marquant la fin d'épisodes tectoniques, l'une à l'Eocène supérieur, l'autre au Miocène inférieur. L'interprétation stratigraphique est fondée sur les deux forages JOIDES 118 et 119. Des cartes d'isopaques et d'isobathes permettent d'esquisser une histoire structurale du golfe et de déterminer les sources des apports terrigènes au cours des temps géologiques. Une couche d'évaporites existe probablement dans le bassin nord et dans le fossé marginal nord-espagnol.

STRUCTURAL INTERPRETATION OF THE BAY OF BISCAY BASED ON SEISMIC PROFILING.

ABSTRACT

The analysis of 3000 km of seismic profiler records (Flexotir), obtained by the Centre Océanologique de Bretagne, puts into evidence two major unconformities corresponding to the end of tectonic episodes. The first one is Upper Eocene, the second one Lower Miocene. The stratigraphic interpretation is based on JOIDES holes 118 and 119. Isopach and isobath maps are used to outline the structural history of the Bay and to determine the origins of terrigenous deposits during geological times. It is proposed that evaporites are present within the northern basin and the marginal trench of Northern Spain.

[†]Contribution n° 40 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne.

INTRODUCTION

Les problèmes abordés dans cette étude sont la formation et l'âge du golfe de Gascogne, à partir de l'étude stratigraphique de la couche sédimentaire et des mouvements tectoniques l'ayant affectée. Nous utilisons pour cela les 3000 km de profils de sismique réflexion (Flexotir) effectués par le Centre Océanologique de Bretagne (C.O.B.) en les complétant par ceux déjà publiés par MONTADERT et al. (1970). Notre interprétation s'appuie sur les deux forages JOIDES 118 et 119 réalisés en juillet 1970, l'un sur Cantabria, l'autre sur le flanc d'un mont sous-marin situé à 70 km plus à l'ouest (LAUGHTON et al., 1970). Nous reconnaissons dans le golfe quatre domaines structuraux principaux (figure 1) :

- . le fossé marginal nord-espagnol,
- . le bassin nord au pied de la marge armoricaine,
- . le domaine central entre les deux domaines précédents,
- . le domaine oriental ; ce dernier a été étudié en détail par MONTADERT et al. (1970) et n'est pas discuté dans cette étude.

L'une des caractéristiques essentielles du golfe est son remplissage complet par des turbidites qui forment la plaine abyssale actuelle à l'exception de la ligne de hauts fonds Cantabria - Dôme de Gascogne, bordant le fossé marginal nord-espagnol. Ce mode de remplissage rend plus évidentes encore les discordances qui marquent souvent les épisodes tectoniques. Les corrélations entre les diverses parties du golfe sont donc possibles et les directions d'apports sédimentaires peuvent être mises en évidence.

La stratigraphie de base est d'abord définie en étudiant les profils sur lesquels sont implantés les deux forages JOIDES cités plus haut. Puis l'analyse est étendue aux autres domaines. Enfin, une étude des isopaques permet de proposer une histoire tectonique du golfe.

I.- ANALYSE DES FORAGES JOIDES ET DES PROFILS SISMIQUES VOISINS

Les résultats des deux forages JOIDES (LAUGHTON et al., 1970), implantés sur des profils sismiques du C.O.B. sont brièvement rappelés ici.

- Le forage 118 :

Il a été implanté par 45°02,9' N et 9°00,5' W (figure 2) sur le flanc d'un haut fond de direction générale SW - NE. Le forage a rencontré le basalte intrusif sous 750 mètres de sédiments. Ce basalte est recouvert d'une couche de 40 mètres d'argiles rouges altérées sur laquelle reposent 25 mètres d'argiles rouges moins altérées, que des nannofossiles permettent de dater comme éocènes moyen à

... ..

paléocènes supérieur (50 à 60 MA). Au-dessus de ces argiles rouges, à 685 mètres de profondeur, existe une discontinuité importante. Une succession de strates sédimentaires à faciès pélagique et turbide, dont la base est d'âge Miocène inférieur à moyen (\approx 14 MA) la recouvre. Il y a donc une lacune d'environ 35 MA (Miocène inférieur, Oligocène et Eocène supérieur). Par contre, de l'Actuel au Miocène Moyen, il y a continuité de remplissage, "turbidites" et "pélagites" alternant sur 685 mètres. Les épaisseurs des étages sont d'environ 250 mètres pour le Pleistocène (soit un taux de sédimentation de 12 cm/1000 ans), 150 mètres pour le Pliocène (4 cm/1000 ans) et 285 mètres pour le Miocène supérieur et moyen.

- Le forage 119 :

Il a été implanté sur le sommet du mont Cantabria par 45°02,3'N et 7°58,8' W (figure 2) à 70 km à l'est du précédent. Des sédiments maestrichtiens (JONES et FUNELL, 1968) avaient été dragués sur les pentes de ce mont, ce qui permettait d'espérer qu'on prélèverait des sédiments ayant au moins cet âge. En fait, le forage a été arrêté à 711 mètres dans des calcaires d'âge paléocène moyen à inférieur. On retrouve une séquence comparable à celle du forage 118. Toutefois la succession chronologique des modes de dépôt est inversée. La partie inférieure, du Paléocène moyen à l'Eocène moyen, est constituée sur 300 mètres par des dépôts à faciès turbide (faciès de remplissage de bassin). Le taux de sédimentation est de 4 à 5 cm/1000 ans.

A 360 m de profondeur, une lacune stratigraphique met en contact des sédiments d'âge oligocène inférieur et éocène moyen. Comme dans le cas du forage 118, l'Eocène supérieur n'existe pas. Par contre, les 360 mètres de sédiments surmontant cette lacune, sont d'origine pélagique. Leur vitesse de sédimentation est plus faible : 4 cm/1000 ans pour le Pleistocène, mais seulement 0,5 à 2 cm/1000 ans dans les terrains plus anciens.

Le profil sismique au voisinage du forage 118

Sur le profil sismique E-W passant au voisinage du forage 118, on peut distinguer de haut en bas quatre formations sédimentaires (que nous avons nommées A, B, C, D) au-dessus du substratum (figures 3a et 3b).

1 - La formation A.

Un fort réflecteur, dans le Miocène supérieur, est choisi comme base de cette formation. Sa puissance passe de 750 ms au centre du profil à 600 ms sur les bordures. Ceci correspondrait à une épaisseur moyenne de sédiment de 500 à 600 m pour une vitesse de 1,6 km/s. Cette formation a un toit horizontal (le fond

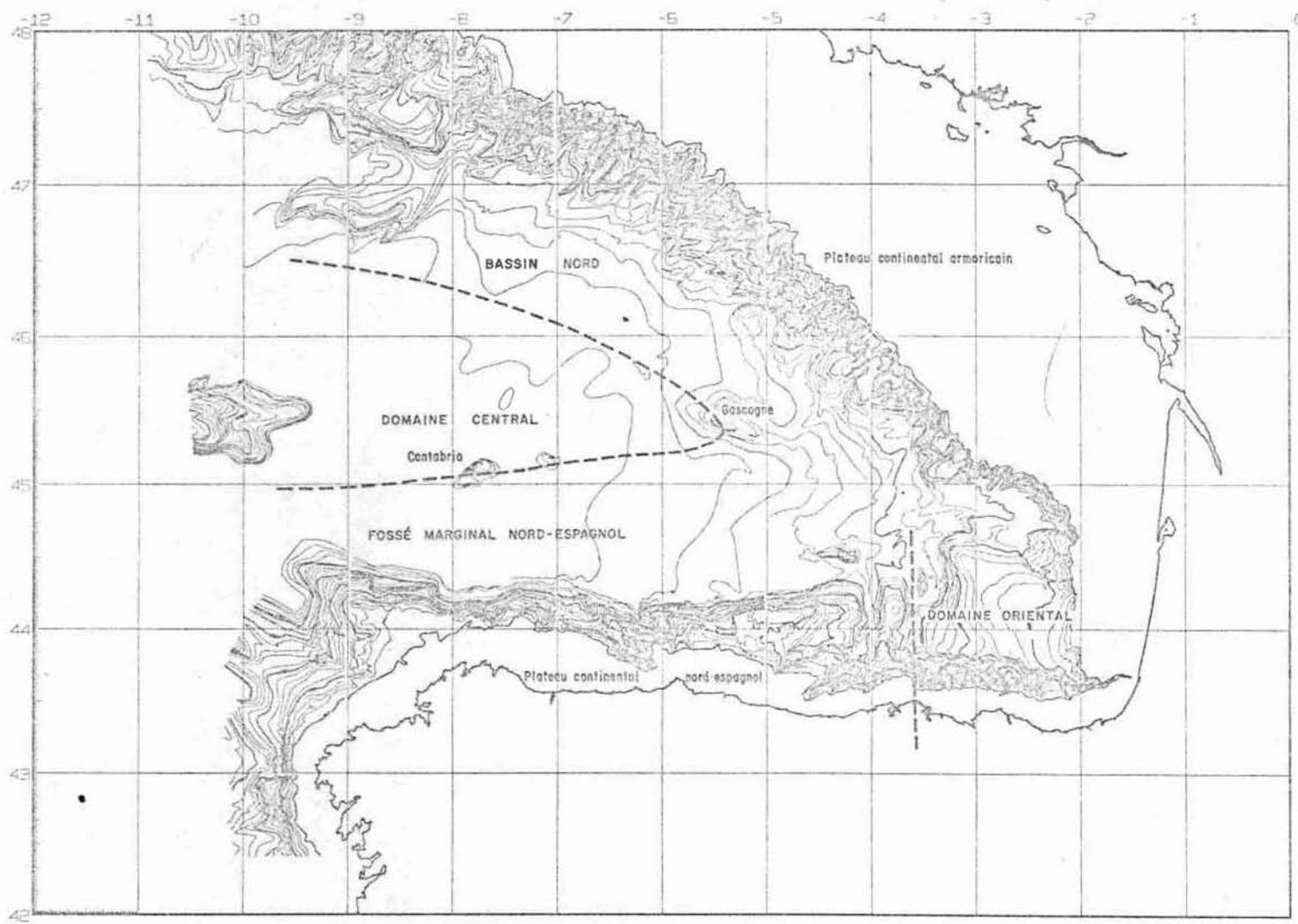


Fig. 1.- Carte bathymétrique du golfe de Gascogne d'après BERTHOIS et al. (1968).
 Bathymetric map of the Bay of Biscay after BERTHOIS et al. (1968).

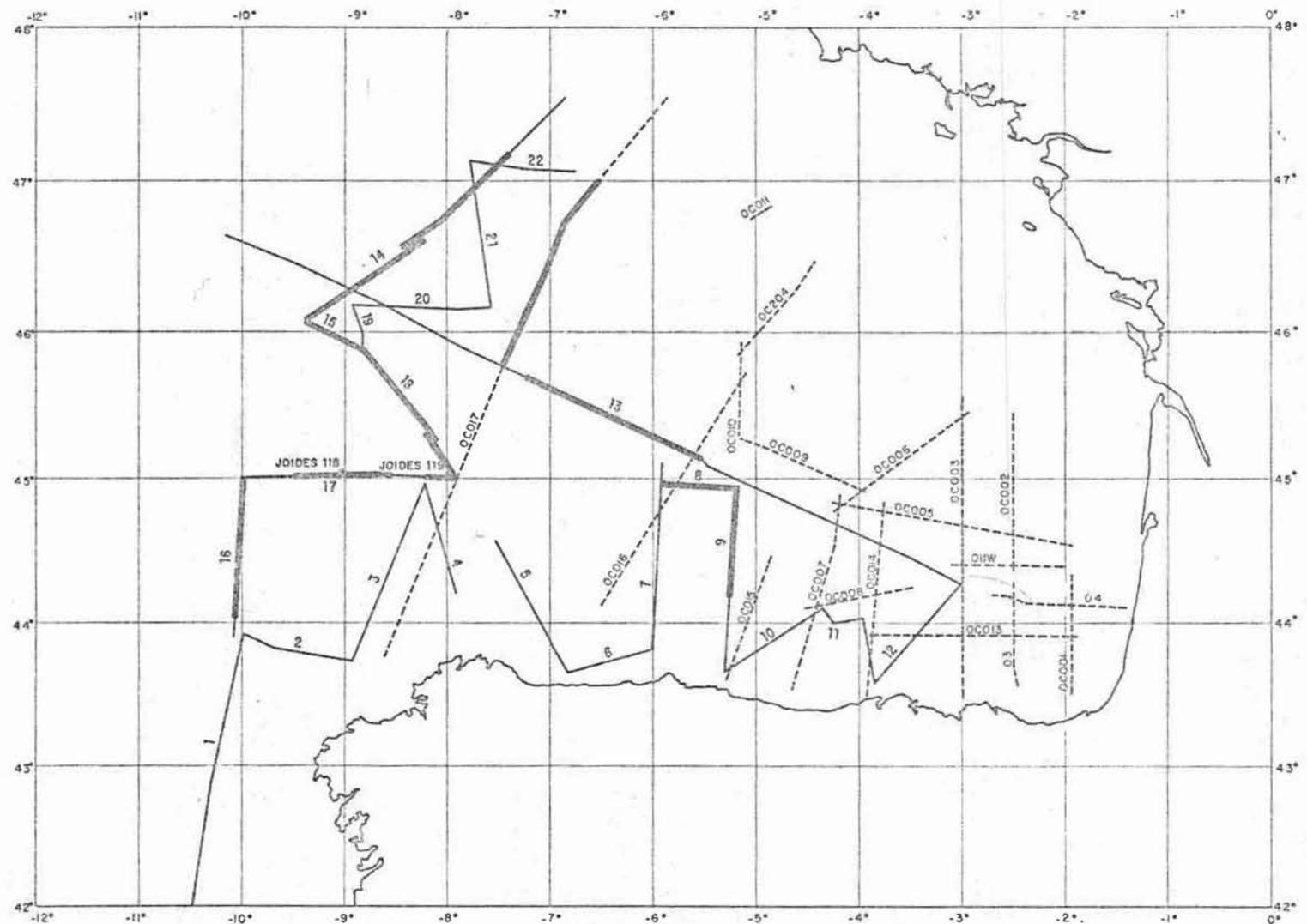


Fig. 2. Profils Flexotir effectués par le Centre Océanographique de Bretagne (traits pleins) et le Comité d'Etudes Marines (pointillés). Les traits forts localisent les profils présentés au cours de cette étude.

Flexotir profiler coverage of the COB (continuous lines) and the CEM (dashed lines). Heavy lines are locations of different profiles showed in this paper.

abyssal actuel) et un plancher dont la légère concavité pourrait être due à un effet de compaction différentielle. Les caractères de cette formation, comme le mode de contact entre les divers réflecteurs, indiquent que le processus de sédimentation dominant est celui des courants de turbidité. Le taux de sédimentation actuel est de 10 cm/1000 ans, d'après les carottes superficielles prélevées dans cette zone (PASTOURET, communication personnelle). Ce taux est comparable à celui établi par le forage.

2 - La formation B.

La formation A recouvre en concordance la formation B, qui présente les mêmes caractères généraux bien que les réflecteurs soient plus diffus, surtout vers la base. Le plancher de la formation B est la base du Miocène (21 MA). Le caractère plus diffus des réflecteurs peut s'interpréter en admettant qu'à cette époque les turbidites étaient moins chargées en matériau grossier et que leur fréquence était moins élevée que durant le dépôt de la formation A. On sait en effet que, durant les régressions pleistocènes, la sédimentation était importante et grossière, alors que durant le Miocène, la sédimentation était plus calme. La formation B s'appuie en discordance à l'est, sur un relief plus ennoyé que celui sur lequel s'appuie la formation plio-quadernaire. L'épaisseur passe de 400 ms au centre, à 300 ms sur les bords, ce qui correspond à 400 m (vitesse de 1,8 km/s). Le taux de sédimentation moyen est de 3 cm/1000 ans. La sédimentation, plus argileuse que sablonneuse, s'explique par l'éloignement des sources des turbidites. La sédimentation calcaire était rare ou inexistante, la profondeur étant supérieure à la profondeur de compensation des carbonates.

3 - La formation C.

Comme la formation B, la formation C présente les caractères d'une sédimentation par courants de turbidité. Des figures de glissement sont visibles vers sa base qui, par endroits, semble être légèrement affectée par les mouvements du socle. La formation C repose en discordance sur la formation D qui présente des caractères différents. L'absence de discordance entre B et C suggère qu'il n'y a pas eu de lacune de sédimentation. Le taux de sédimentation est donc probablement de l'ordre de 2 à 3 cm/1000 ans, comme pour la formation B. L'épaisseur moyenne étant de 300 ms, soit 300 m (vitesse 1,9 à 2 km/s), la base de cette formation correspondrait à l'Oligocène basal (36 MA). Le forage 118 n'a pas prélevé de sédiments oligocènes : nous attribuons cette lacune stratigraphique, au fait que le forage est implanté sur un haut-fond, bien visible sur notre profil. En effet, sur le forage 119 voisin, des sédiments oligocènes ont été prélevés.

4 - La formation D

La formation D présente des caractères tout à fait différents de ceux des formations sus-jacentes. Ces caractères suggèrent qu'elle a été affectée par des mouvements du socle, probablement verticaux, à l'origine de failles normales et

de glissements. Le toit de cette formation est plan, peut-être par suite d'érosion. Par ailleurs, le contact des couches avec le substratum n'est jamais discordant et la formation semble en général draper les reliefs. Ceci suggère qu'il s'agit d'une couche à sédimentation hémipélagique, affectée à la fin du dépôt par une phase tectonique importante. L'analyse détaillée des réflecteurs suggère l'existence de glissements à l'échelle du kilomètre (klippes). Une partie du sédiment n'a pas glissé dans le bassin central et recouvre encore les pentes des reliefs bordant le bassin. Ce bassin n'est pas nettement tectonisé et on y distingue encore les structures. Il n'est affecté que par la surrection des bords. Toutefois, dans la partie orientale, au contact des remontées du socle, la couche sédimentaire ne présente plus de structure reconnaissable, ce qui suggère qu'elle serait plus tectonisée. L'épaisseur maximum au centre du bassin anté-oligocène est de l'ordre d'une seconde.

Puisque nous avons attribué un âge oligocène basal (36 MA) au plancher de la couche C, la discordance majeure formant le toit de la couche D est donc anté-oligocène. Or les deux forages JOIDES ont montré l'absence de l'Eocène supérieur (36 à 45 MA), absence qu'on peut lier à la phase principale des mouvements tectoniques "pyrénéens". On peut donc attribuer un âge éocène moyen (45 à 49 MA) au toit de la formation D. Un taux de sédimentation de 1 cm par 1000 ans est raisonnable, s'il s'agit d'une sédimentation pélagique. L'épaisseur moyenne de 750 mètres (500 ms à 3 km/s), aurait donc été déposée en 75 MA et la base de la formation correspondrait au Crétacé inférieur.

5 - Le substratum

Les nombreuses hyperboles de diffraction sont liées à la présence du substratum rugueux et semblent peu probables au sein d'une formation sédimentaire. Les structures d'aspect intrusif et les failles font penser à des formations de type dyke le long de fractures. Il semble que la croûte océanique ait été fracturée à l'Eocène supérieur par des mouvements correspondant au paroxysme des mouvements pyrénéens, qui ont été sensibles jusqu'à l'Oligocène.

Cette analyse permet de proposer un modèle structural pour la zone du forage 118. La croûte océanique aurait été mise en place durant le Crétacé inférieur ou moyen. Une sédimentation pélagique (argiles) se serait déposée jusqu'à l'Eocène, près de la zone d'accrétion dont l'élévation topographique devait être considérable. A l'Eocène supérieur, des mouvements tectoniques intenses, en relation avec la surrection des Pyrénées, auraient entraîné des mouvements verticaux, avec remontée de matériel intrusif et accentuation de la forme concave du bassin ; le matériel sédi-

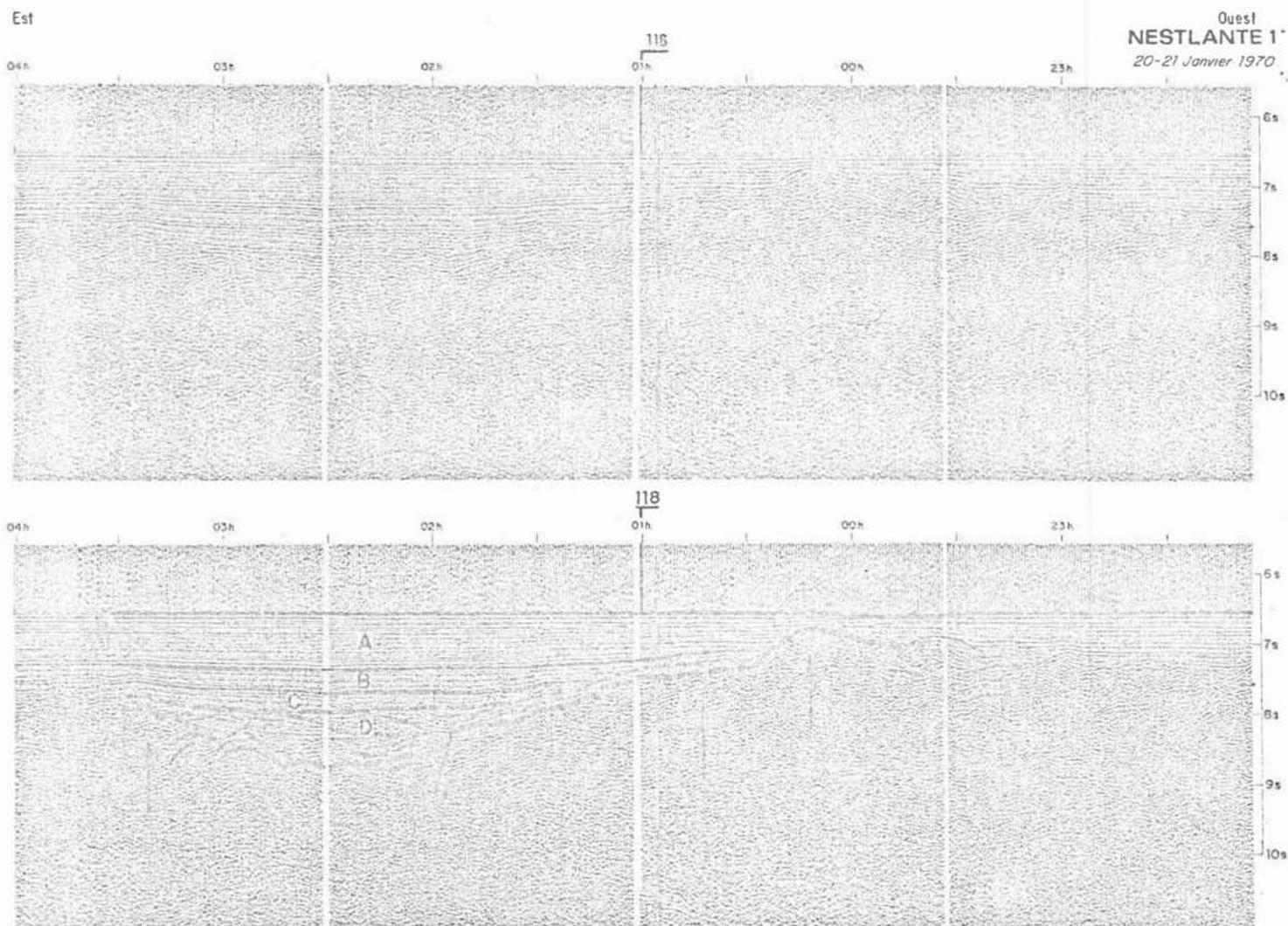


Fig. 3a et 3b. Profil Flexotir 17 sur lequel est implanté le forage JOIDES 118. A : Plioquaternaire; B : Miocène; C : Oligocène; D : Sédiments anté-éocènes supérieur; f : failles. Exagération verticale : 5.

Flexotir profile 17 near JOIDES hole 118. A : Plioquaternary; B : Miocene; C : Oligocene; D : Pre-Upper-Eocene sediments; f : for faults. Vertical exaggeration is 5.

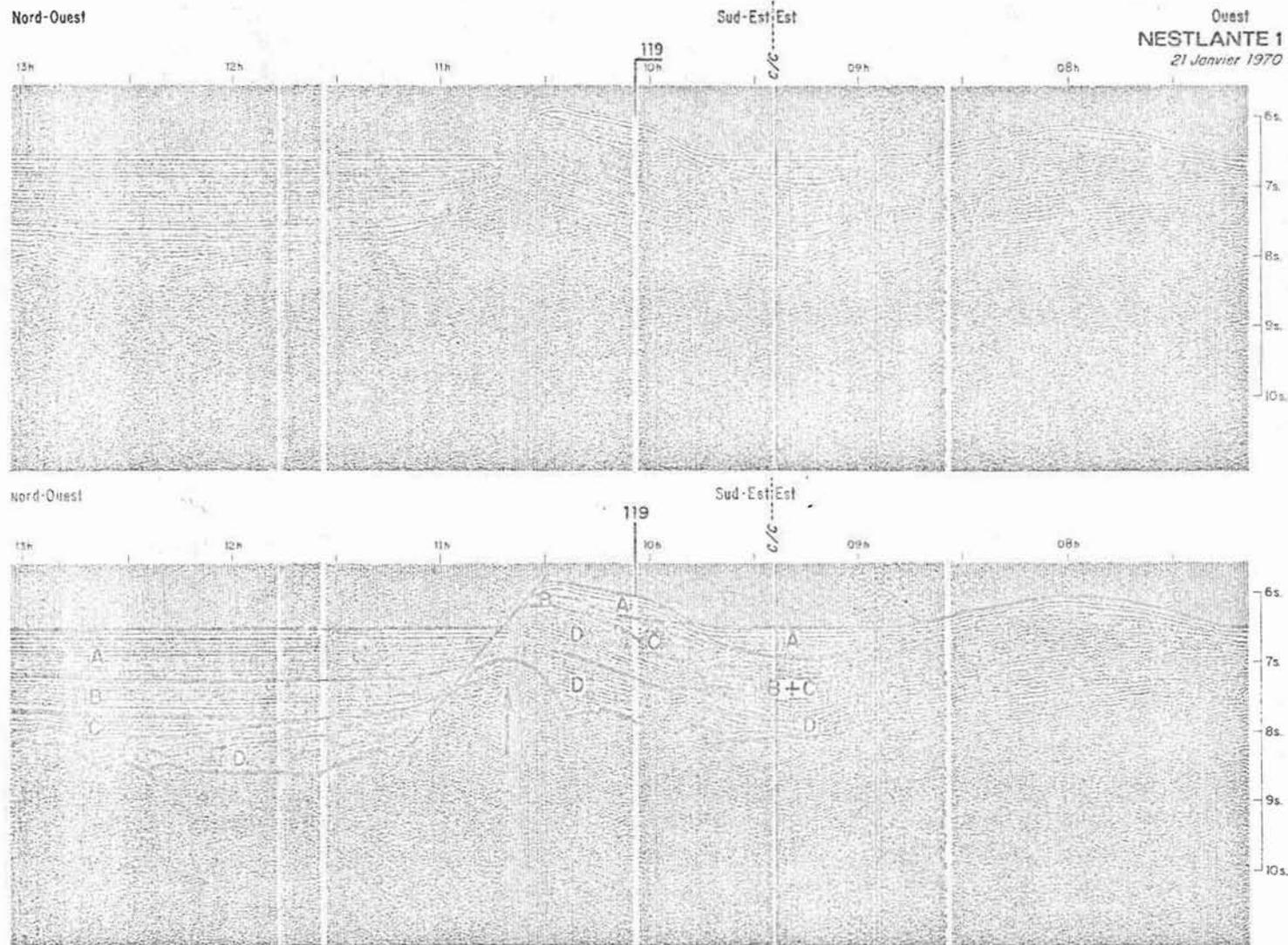


Fig. 4a et 4b. Profil Flexotir 17 sur lequel est implanté le forage JOIDES 119. Exagération verticale : 20.
 Flexotir profile 17 near JOIDES hole 119. Vertical exaggeration : 20.

mentaire aurait alors glissé dans la partie centrale du bassin. La surrection de la chaîne pyrénéenne et son érosion auraient entraîné un changement dans la sédimentation, qui devient turbide à l'Oligocène. Enfin, au Plio-Quaternaire, l'augmentation du taux de sédimentation serait la conséquence des récessions accompagnant les glaciations.

Le profil sismique au voisinage du forage 119

Comme les deux forages sont voisins, les conditions de sédimentation à profondeur égale, devraient être comparables. On distingue sur le profil sismique (figure 4a et 4b) deux discordances, l'une à 300 ms, l'autre plus importante à 400 ms. Le substratum est visible vers deux secondes.

1. Formation A.

La formation A s'est déposée sur le sommet du relief et a les caractères de dépôt de sédiments fins de type pélagique, à faible vitesse de sédimentation. Son épaisseur varie de 250 à 300 ms, soit environ 200 m. De faibles mouvements de glissement affectent la base de cette formation et soulignent une discordance mineure datant du Miocène supérieur.

2. La formation B + C.

Entre la discordance miocène supérieur, représentant le toit de la formation, et la discordance majeure de base (Eocène supérieur), l'histoire de la sédimentation paraît complexe. La partie supérieure, à épaisseur constante, paraît constituée par des "pélagites". Sous ce voile supérieur, un empilement de klippes sédimentaires remplit un petit bassin suspendu, limité au SE par une barrière due à un mouvement vertical du socle. Ces sédiments représenteraient des dépôts pélagiques, mis en place sur le relief après sa surrection, et ayant glissé au cours de répliques des mouvements tectoniques.

3. La formation D supérieur.

Le toit de cette formation correspond à la phase tectonique de mise en place du relief (Eocène supérieur). La base est datée par des dragages réalisés au pied de ce haut-fond. Du Paléocène inférieur en place (EWING, communication personnelle) et du Maestrichtien remanié (JONES et FUNELL, 1968) ont été dragués. Le Maestrichtien (65 MA) est le sédiment le plus ancien obtenu dans cette zone. Il correspondrait sans doute au réflecteur puissant qui marque la base de D supérieur et qui arrive sur le plan de faille, au-dessous de la limite actuelle de la plaine abyssale.

La formation D^{supérieur} serait donc formée de sédiments éocène moyen, inférieur et paléocènes (45 à 65 MA). Au-dessus d'un réflecteur intermédiaire bien marqué, des figures de glissement, probablement liées à la phase paroxysmale de surrection à l'Eocène supérieur, apparaissent. La régularité de la stratification et la diminution d'épaisseur vers les flancs confirment la nature du dépôt par courants de turbidité, indiquée par le forage. On a affaire ici à un remplissage typique de bassin, ultérieurement soulevé et basculé par un phénomène tectonique. L'épaisseur de 700 ms correspond à une puissance de 800 à 1000 m, soit un taux de 4 à 5 cm/1000 ans.

4. La formation D inférieur.

En concordance avec la formation D supérieur, elle présente le même faciès de remplissage de bassin par apports turbides. Sa puissance maximum est de 700 ms, soit à peu près un millier de mètres. L'absence de variations notables dans les caractères de dépôt conduit à adopter un taux de sédimentation semblable à celui de D supérieur, soit 4 à 5 cm/1000 ans. Les sédiments en contact avec le substratum seraient donc d'âge crétacé moyen ou inférieur, comme dans le forage 118.

5. Le substratum

Les hyperboles de diffraction sont associées à un substratum de formation ignée.

Le bassin nord-ouest au pied du forage 119

Le bassin nord-ouest est la continuation directe du bassin décrit entre les forages 118 et 119. Il est donc possible d'identifier les réflecteurs avec sûreté, car on y retrouve la même succession sédimentaire que dans les analyses précédentes. En particulier, une discordance majeure (figures 4a et 4b) met en contact les sédiments post-éocènes transgressifs sur les sédiments anté-oligocènes basculés.

1. Formation A.

La couche plio-quaternaire, avec un taux de sédimentation de 10 cm/1000 ans (turbidites), aurait 600 mètres d'épaisseur.

2. Formation B.

Les turbidites du Miocène auraient une puissance de 500 ms, correspondant encore à une vitesse de sédimentation de 3 cm/1000 ans. Cette formation est en concordance avec la formation A.

SILLON DE CANTABRIA
Éocène moyen

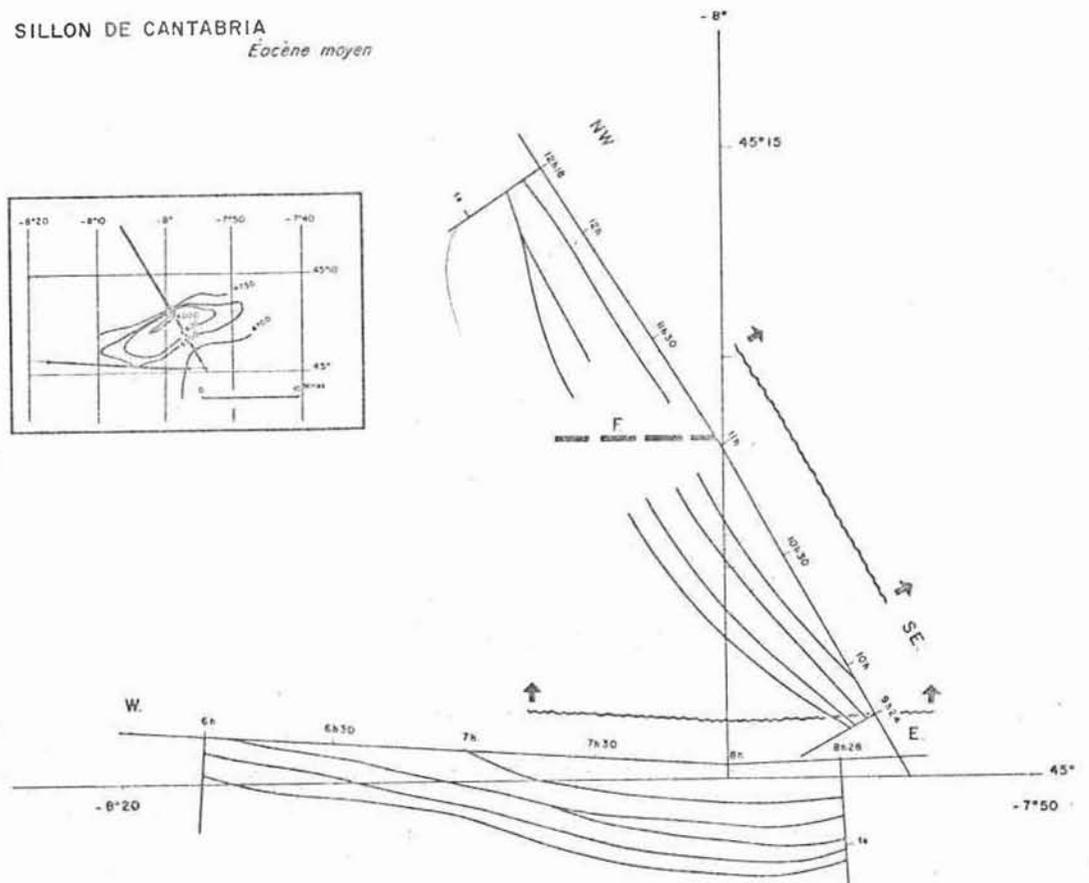


Fig. 5. Localisation des profils Flexotir par rapport au mont Cantabria. Topographie anté-éocène du sillon de Cantabria (la surface de discordance éocène est ramenée à l'horizontale).

Profiles locations with respect to Cantabria seamount. Pre-Eocene topography of Cantabria trough (the Eocene unconformity has been restituted to the horizontal).

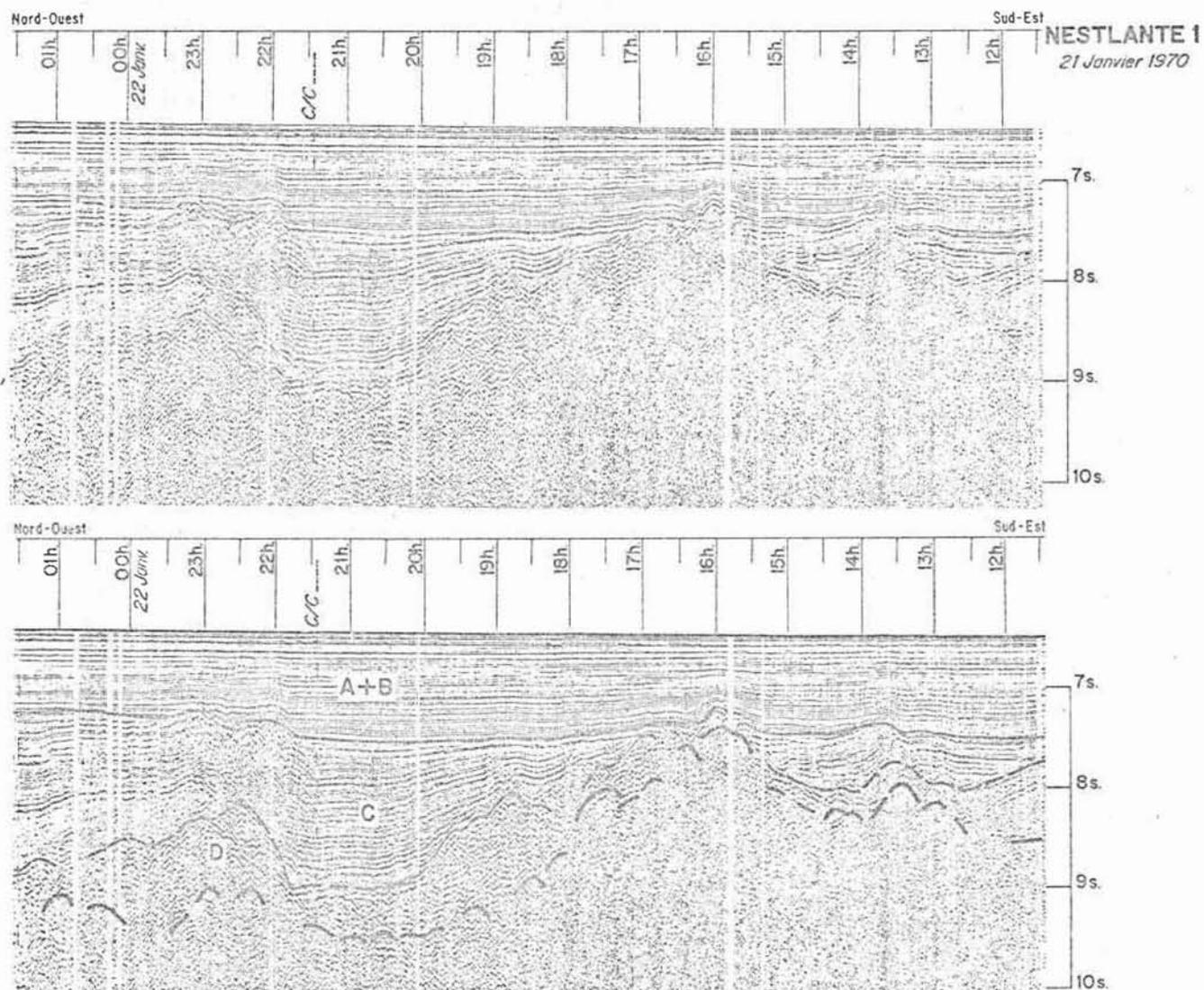


Fig. 6a et 6b. Profil Flexotir 13 dans le domaine central du golfe. Remarquons les derniers mouvements tectoniques, d'âge Miocène inférieur, ayant affecté le globe. Exagération verticale : 20. Flexotir profile 13 in the central domain of the Bay. Note the Lower Miocene tectonic movements. Vertical exaggeration : 20.

3. Formation C.

Par comparaison avec les autres profils, la formation C représenterait les sédiments oligocènes, transgressifs par sédimentation turbide ou hémipélagique sur une séquence basculée. Des figures de glissement sur le flanc du mont Cantabria peuvent représenter des "pélagites" ayant glissé.

4. Formation D.

La formation D est limitée vers le haut par la surface de discordance majeure. Les figures de plissement et glissement indiquent que la séquence sédimentaire a été affectée par des mouvements tectoniques. La surface de discordance est Eocène supérieur et les sédiments les plus anciens seraient Crétacé moyen ou inférieur.

5. Substratum.

Le substratum présente des hyperboles de diffraction, typiques d'un socle océanique igné. On le suit jusqu'à 2,5s sous le fond. On peut noter, sur cette partie de l'enregistrement, qu'une autre interprétation serait possible si l'on identifiait le substratum avec une suite de réflecteurs beaucoup plus profonds (jusqu'à 4 s). Si ces réflecteurs correspondaient réellement au substratum, un bassin sédimentaire important existerait sous les formations envisagées. Le bassin comprendrait des sédiments crétacés ^{et} jurassiques, avec une surface de discordance au Crétacé moyen ou inférieur. Nous serions alors en présence d'un sillon qui aurait été comblé au début du Mésozoïque. Toutefois, l'absence de réflexions profondes plus au nord, même sur des profils traités ^{par sommation} de traces (MONTADERT et al., 1970), suggère qu'il s'agit de figures de diffraction ayant leur source sur le plan de faille de la montagne Cantabria.

Histoire tectonique du domaine de Cantabria.

L'histoire tectonique du domaine de Cantabria peut donc se schématiser ainsi: les sédiments anté-oligocènes présentent un même faciès de dépôts par courants de turbidité dans le bassin nord-ouest et sur Cantabria. On peut donc reconstituer le bassin anté-oligocène en ramenant à l'horizontale la surface de discordance éocène supérieur (figure 5). Le bassin, actif depuis le Crétacé inférieur ou moyen, a plus d'une seconde de puissance. A l'Eocène supérieur, un mouvement de fracture a redressé le flanc nord-ouest du haut-fond en plaçant les sédiments du bassin en position haute. Le contre-coup de ce mouvement, au sud-est du haut-fond, a provoqué une cassure avec remontées intrusives, et glissements de sédiments sur le flanc du relief inversé. Ces mouvements se sont poursuivis avec une intensité plus faible au

cours des époques suivantes. La sédimentation post-éocène supérieur, à dominante terrigène, a ensuite recouvert en discordance le bassin occidental et le bassin nord, alors que, sur le haut-fond nouvellement créé, une sédimentation pélagique a succédé aux turbidites anté-oligocènes. Depuis le Miocène inférieur, il ne semble pas y avoir eu d'activité tectonique bien marquée. Seuls quelques glissements miocènes sur le haut-fond, ont peut-être été produits par des répliques locales de la grande fracture marquant la limite occidentale du relief.

II - CARACTERES DES PRINCIPAUX DOMAINES

Nous allons maintenant suivre dans le golfe les trois marqueurs principaux que les forages JOIDES nous ont permis de relier aux phases tectoniques majeures ayant affecté le golfe :

- la discordance Miocène inférieur qui marque la dernière manifestation tectonique.

- la discordance Eocène supérieur qui correspond à la phase tectonique majeure, en liaison avec la surrection des Pyrénées. Ces deux discordances se suivent par continuité sur de très longues distances puisque le remplissage du golfe, au moins depuis l'Eocène moyen, se fait par courants de turbidité.

- la limite entre le substratum et les dépôts sédimentaires de type pélagique ou turbide (fortement remaniés par la phase pyrénéenne). Cette limite est difficile à préciser du fait des intrusions et des failles du substratum : nous l'avons arbitrairement choisie la plus profonde possible.

- Le domaine central

Nous retrouvons la même succession stratigraphique que précédemment. Le substratum, d'aspect typiquement océanique, s'ennoie brutalement vers le nord-ouest (figures 6a et 6b), ce qui suggère l'existence d'une faille à rejet important (plus de 3 km) orientée SE-NW (figure 15). La couche D, très tectonisée, épouse la forme du substratum, ce qui souligne l'origine pélagique des dépôts. La couche C comble les dépressions et tend à faire disparaître les reliefs ; elle est caractéristique d'un dépôt par courants de turbidité et son épaisseur augmente de l'est vers l'ouest, au niveau de cette faille. Notons que la couche C a été affectée, au cours de l'Oligocène, par des mouvements tectoniques verticaux (figures 6a et 6b entre 22 H et 24 H). Les couches A et B, d'origine turbide, comblent les dépressions.

Le profil des figures 7a et 7b recoupe le flanc sud du Dôme de Gascogne. La partie orientale du profil, sur le flanc du Dôme Gascogne, montre que la stratigraphie et l'histoire sont identiques à celle de Cantabria. La couche D,

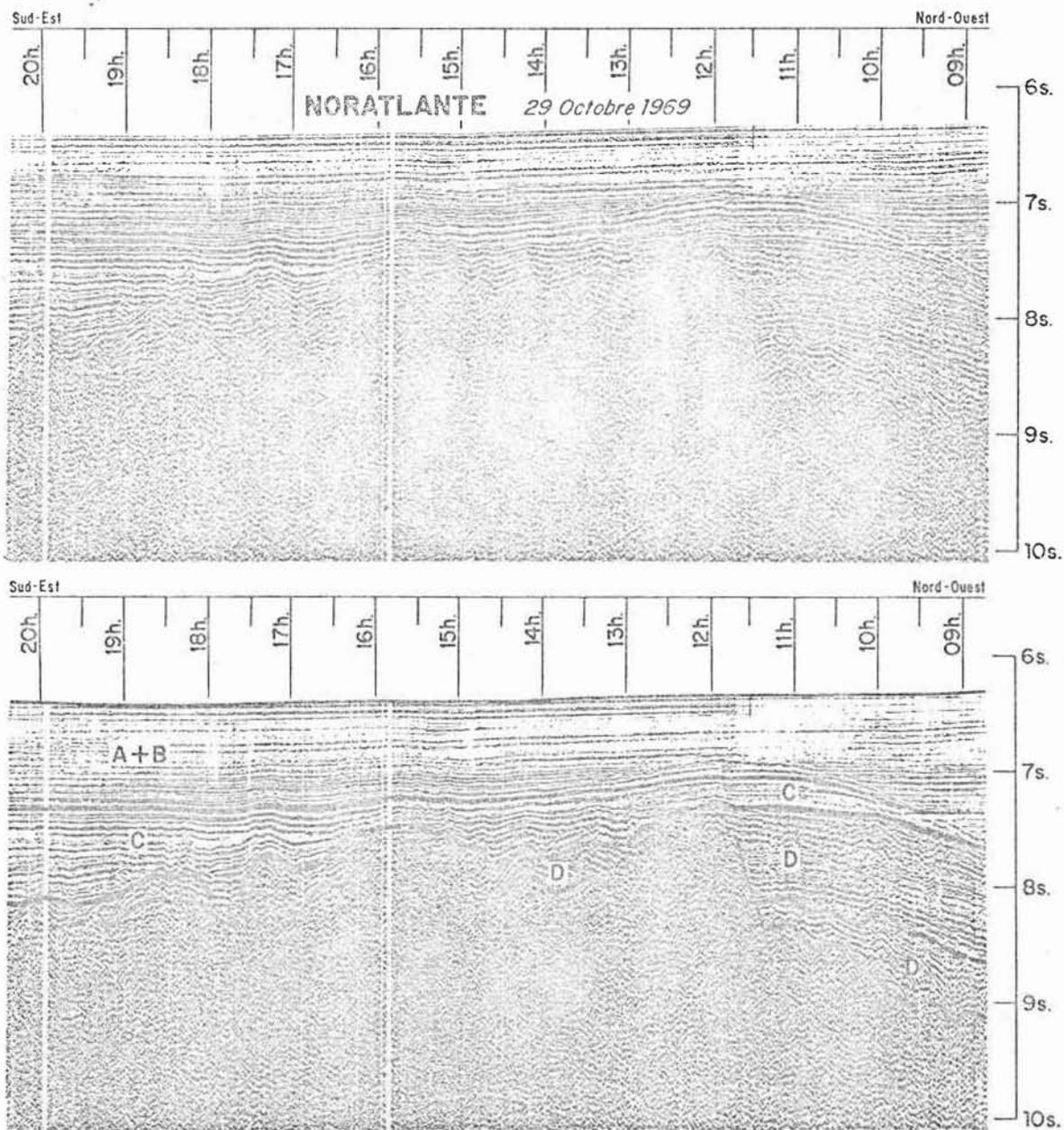


Fig. 7a et 7b. Profil Flexotir 13 dans le domaine central et sur le flanc sud du dôme Gascogne. Exagération verticale : 20.

Flexotir profile 13 in the central domain and on the Southern flank of Gascony Seamount. Vertical exaggeration : 20.

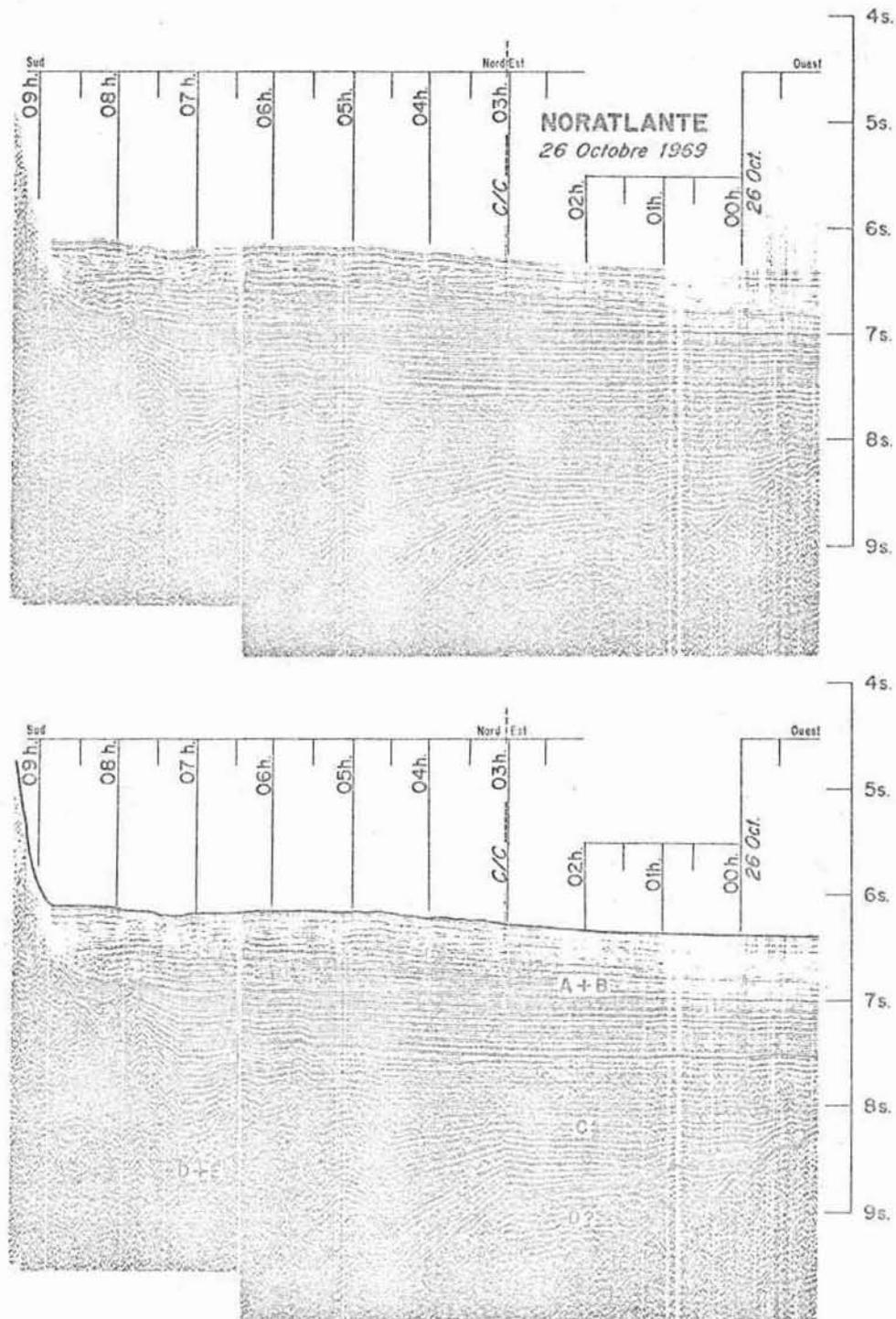


Fig. 8a et 8b. Profil Flexotir 9 perpendiculaire au fossé marginal nord-espagnol A + B : Mioplioquaternaire; C : Oligocène; D : sédiments anté-oécènes; E : Evaporites. Exageration verticale : 20.

Flexotir profile 9 perpendicular to the marginal trench of Northern Spain. A and B : Mioplioquaternary; C : Oligocene; D : Pre-upper-Eocene sediments; E : Evaporites. Vertical exaggeration : 20.

d'origine turbide, augmente d'épaisseur et se serait déposée dans un sillon comparable à celui de Cantabria. Au cours de la phase tectonique éocène supérieur les sédiments du sillon seraient remontés, le long de la faille (figure 7a et 7b entre 11 H et 12 H), par rapport au domaine central. La couche C, déposée par courants de turbidité, comble les dépressions, alors qu'un dépôt de type pélagique drapè le relief nouvellement créé du Dôme Gascogne. Remarquons que l'épaisseur du dépôt de type pélagique décroît avec la profondeur, puisque la sédimentation par courants de turbidité envoie de plus en plus les reliefs au cours du temps. Au niveau du profil des figures 7a et 7b, les dépôts des couches A + B ont couvert le relief au cours du Miocène.

Le fossé marginal nord-espagnol.

Les figures 8 et 9 représentent deux coupes-types du fossé marginal nord-espagnol. Le substratum de la partie centrale du golfe s'ennoie rapidement vers le sud, à plus de 10 km de profondeur, pour former le fossé marginal profond au pied de la marge nord-espagnole. SIBUET et LE PICHON (1970) l'ont assimilé à un fossé océanique fossile.

Le profil de la figure 9, sur le méridien 10°W, est typique de la partie occidentale du fossé. Le socle, qui plonge rapidement vers le sud et que l'on ne distingue plus au-delà d'une profondeur supérieure à 10 km, est drapé par la couche D de même épaisseur et de même caractère que la couche D du domaine central. Si la couche E n'est pas clairement reconnaissable, par contre la couche C a une épaisseur considérable et est affectée par des structures diapiriques jusqu'à son toit. Rappelons que la vitesse de propagation dans la couche C du fossé est voisine de 4 km/s (SICHLER et al., 1970). Nous pensons que ces structures diapiriques sont des dômes d'évaporites (PAUTOT et al., 1970) qui ont percé les séries sédimentaires jusqu'au niveau miocène inférieur. Les couches A et B sont, ici encore, d'épaisseur constante et se sont déposées par courants de turbidité.

Le profil de la figure 8, sur le méridien 5,3° W, est caractéristique de la partie orientale du fossé. Il diffère du profil précédent par la présence, dans la partie sud du fossé, de structures compliquées, que nous interprétons comme dues à un phénomène de tectonique diapirique. Ces structures diapiriques sont adossées à la marge nord-espagnole alors que, dans la partie occidentale du fossé, elles sont présentes sur toute la largeur du fossé.

10 bis

Remarquons que le remplissage du fossé n'a commencé qu'après le dépôt de la couche D, c'est-à-dire postérieurement à l'Eocène supérieur, avec un taux de sédimentation considérable (60 cm/1000 ans). De plus, sur ce profil, le mouvement de subsidence du fossé s'est poursuivi durant l'Oligocène, peut-être en relation avec l'effondrement du plateau marginal asturien. La subsidence, maximale dans le fossé, au niveau du méridien 5°W, s'atténue de part et d'autre de ce méridien. Le faible épaissement des couches oligocènes pourrait alors être expliqué par un effet de compaction différentielle.

Le bassin nord.

Situé entre la marge armoricaine et le domaine central, le bassin nord s'élargit vers l'ouest, en s'approfondissant. La continuité des réflecteurs avec ceux des autres domaines est plus difficile à établir, car cette zone est faiblement tectonisée et les discordances sont donc difficilement décelables. En particulier, une ambiguïté demeure sur la position de la discordance éocène supérieur.

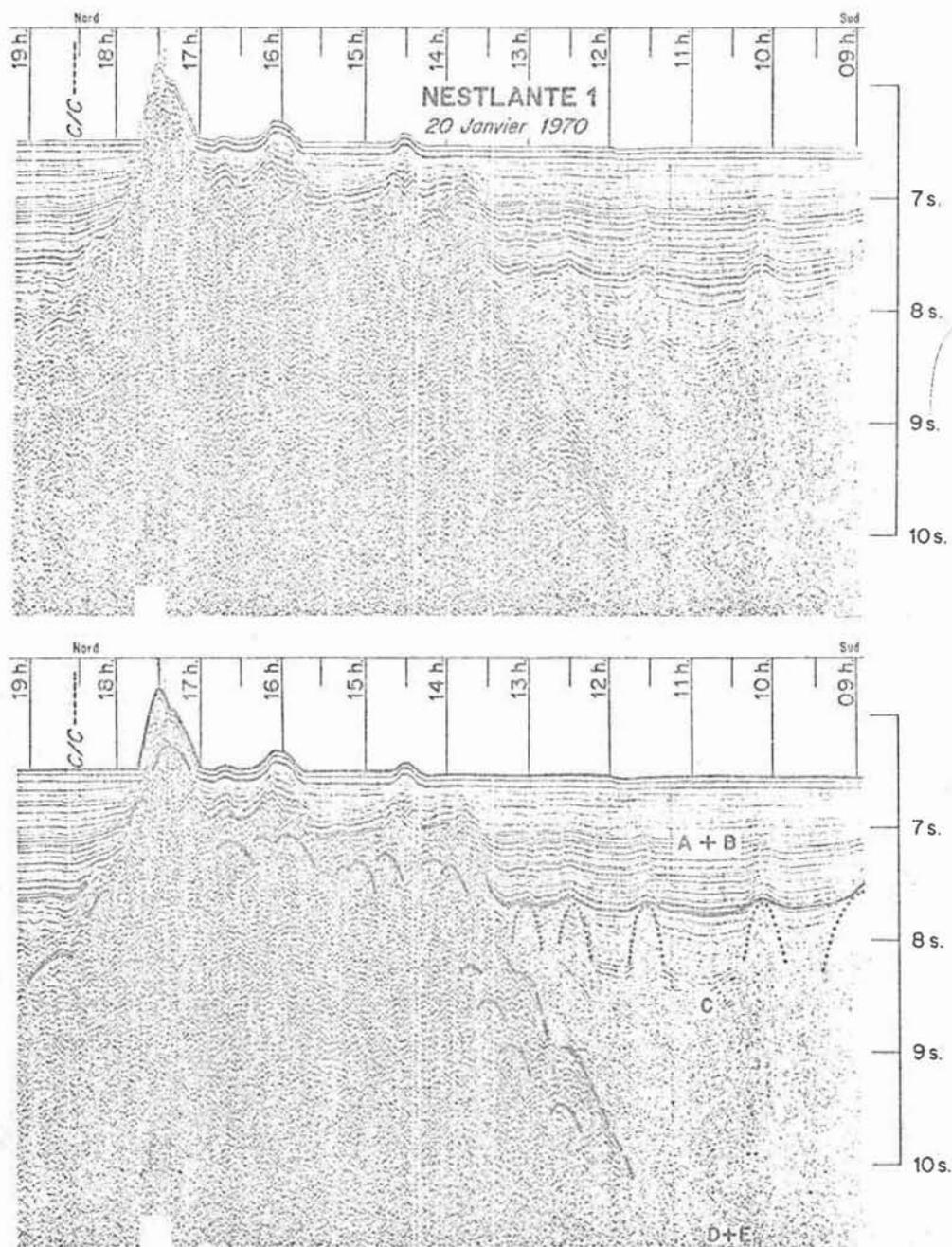


Fig. 9a et 9b. Profil Flexotir 16 perpendiculaire au fossé marginal nord-espagnol. Exageration verticale : 20.

Flexotir profile 16 perpendicular to the marginal trench of Northern Spain. Vertical exaggeration : 20.

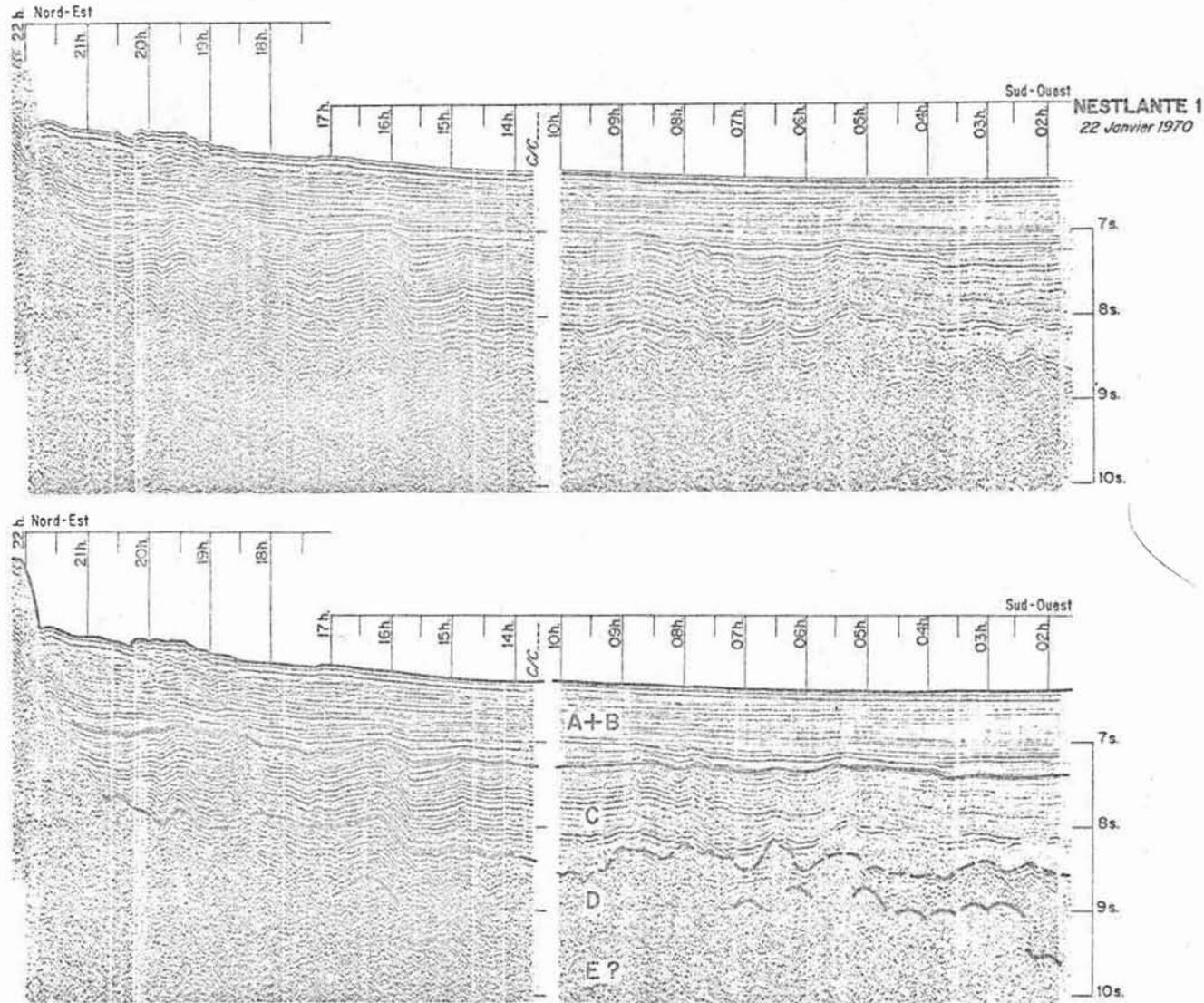


Fig. 10a et 10b. Profil Flexotir 14 à travers le bassin nord. Exagération verticale : 20.

Flexotir profile 14 within the Northern basin. Vertical exaggeration : 20.

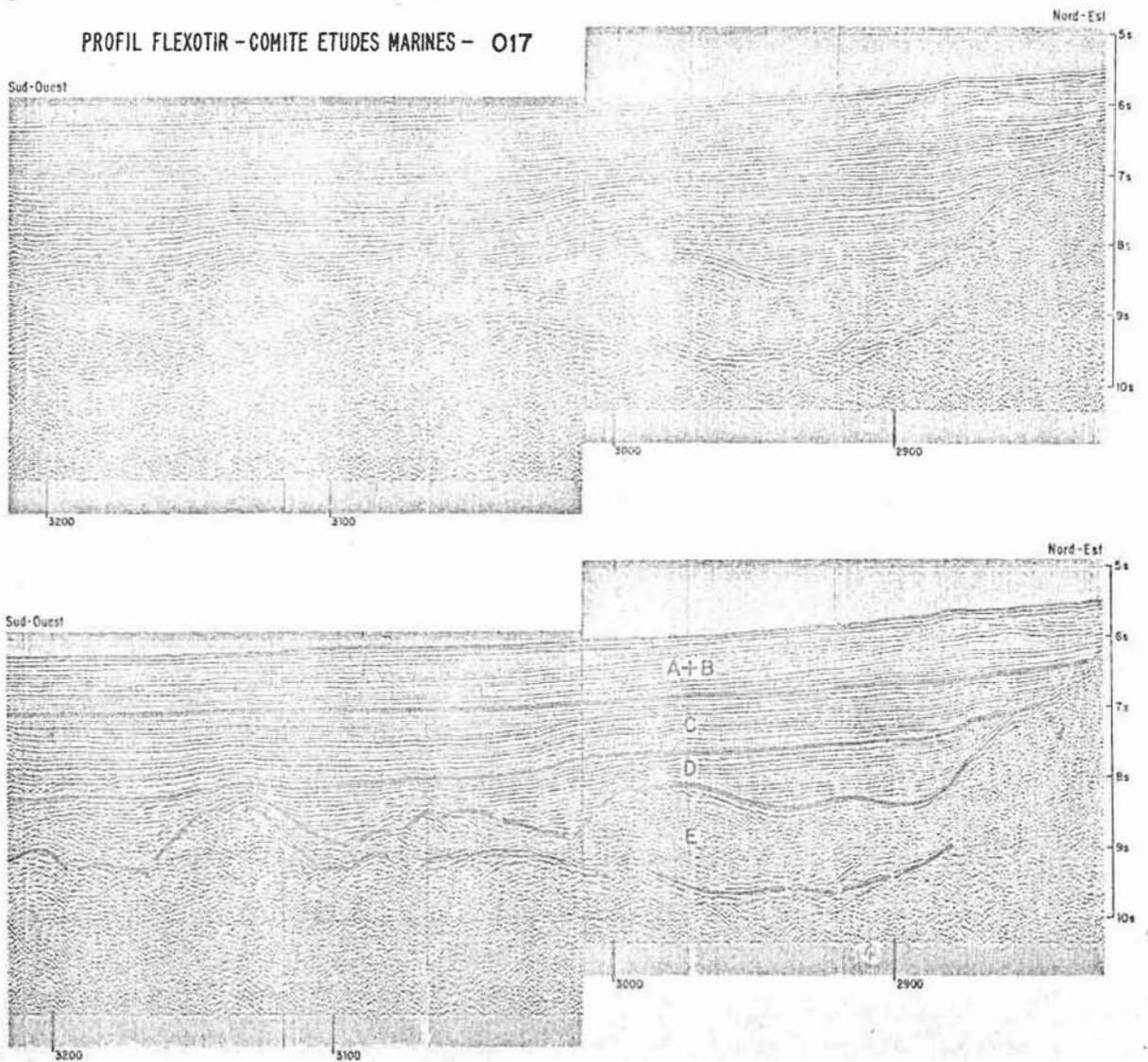


Fig. 11a et 11b. Profil OCO 17 à travers le bassin nord (MONTADERT et al., 1970). Exageration verticale : 20.

Flexotir profile 14 within the Northern basin. Vertical exag-
geration : 20.

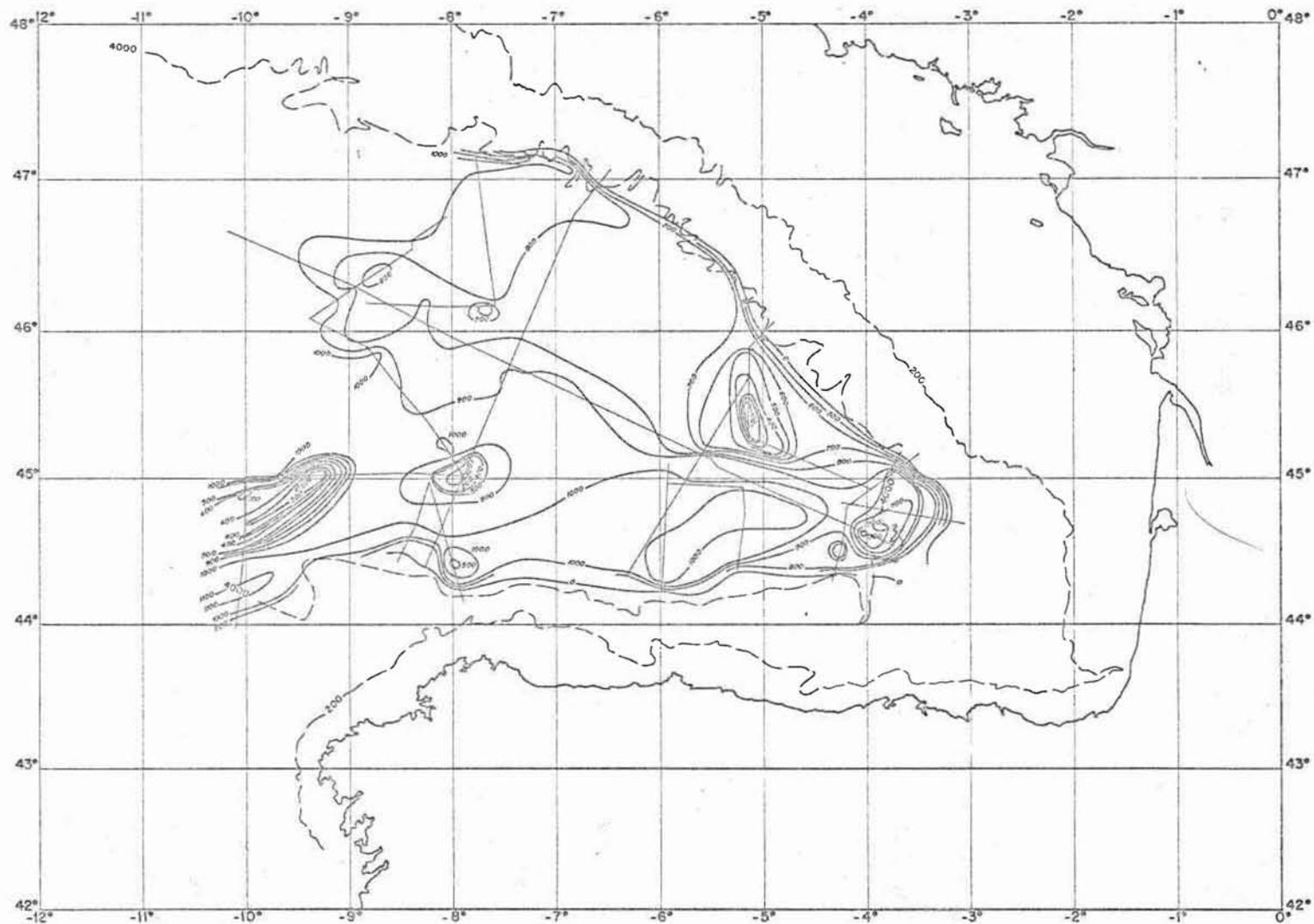


Fig. 12. Carte des isopaches des sédiments du Miocène inférieur à nos jours (équidistance des courbes 100 m).

Isopach map of the sediments from Lower Miocene to Present (isopachs are every 100 m).

Le profil de la figure 10, perpendiculaire à la marge armoricaine (figure 2), ne permet pas de suivre de façon continue le substratum sous plus de trois secondes de sédiments. Le profil est toutefois comparable à celui de la partie occidentale du domaine central. Remarquons que la tectonique verticale oligocène est très marquée entre 15 H et 17 H (figurés 10a et 10b).

Le profil de la figure 11 est un profil traité (MONTADERT et al., 1970) sur lequel le substratum apparaît clairement ; celui-ci présente une ex-croissance dans la partie centrale du bassin. Cette remontée du socle se remarque également sur les profils du C.O.B. ; orientée N 295°, elle divise le bassin nord en deux parties. Au-dessus du substratum, la couche E, dont le toit présente des ondulations, est bien délimitée. Nous l'interprétons comme une couche d'évaporites en se fondant sur sa morphologie et sa vitesse de 4,4 km/s (BACON et al., 1969). Remarquons que le volume d'évaporites est approximativement le même que dans le fossé marginal nord-espagnol. Les évaporites du fossé nord-espagnol ont été affectés par la tectonique de "subduction" (SIBUET et LE PICHON, 1970), alors que celles du bassin nord n'ont pas été tectonisées. Ces évaporites, d'âge probable crétacé inférieur, se seraient déposées à faible profondeur, avant la subsidence des marges, comme PAUTOT et al. (1970) l'ont proposé pour les deux bords de l'Atlantique.

Des dragages effectués sur le flanc d'un canyon de la pente armoricaine (47°41,7'N 03°30,6' W, entre 3100 m et 2430 m, et 47°43,7' N 08°25,7'W, à partir de 2550 m), permettent de dater le phénomène de subsidence de la marge. Les échantillons ont été arrachés des parois du canyon. D'après ANDREIEFF (communication personnelle), les sédiments les plus anciens sont d'âge jurassique terminal ou plus probablement crétacé inférieur, (présence de Chofatella qui sont à leur apogée à l'Aptien) : ils comportent de grands débris coquilliers, des foraminifères et de nombreuses algues caractérisant un dépôt de type pérorécifal. Les sédiments plus récents du Paléocène supérieur, du Miocène inférieur et moyen, sont de type plus pélagique, avec une faible proportion d'espèces benthiques dans les formations paléocènes supérieur et miocène inférieur. Par conséquent, la subsidence de la marge armoricaine a sans doute commencé au Crétacé inférieur ou moyen, sans qu'il soit possible de préciser la durée des mouvements de subsidence.

III - L'EVOLUTION TECTONIQUE ET LES APPORTS SEDIMENTAIRES

Les trois marqueurs principaux ont été identifiés et suivis par continuité dans tout le golfe. Après digitalisation des profils interprétés, le traitement des données a été effectué en tenant compte des vitesses de propagation dans les couches sédimentaires (SICHLER et al., 1970) pour aboutir à l'élabora-

tion de cartes d'isopaques et d'isobathes.

Carte bathymétrique du fond actuel.

La carte bathymétrique de BERTHOIS et al. (1968) (figure 1) montre une augmentation de la profondeur de l'est vers l'ouest. A cette pente générale se superpose celle du domaine armoricain en direction du domaine central. D'après les enregistrements de sismique réflexion, il n'y a pas eu de subsidence différentielle apparente dans le domaine profond depuis le Miocène inférieur. Il semble donc que les apports sédimentaires viennent surtout de l'est, en provenance de la région pyrénéenne, mais également de la marge armoricaine.

Carte des isopaques des sédiments du Miocène inférieur à nos jours. (figure 12).

L'analyse des profils montre qu'il n'y a pas eu de subsidence différentielle importante dans le golfe depuis le Miocène inférieur. Cette carte montre donc qu'au Miocène inférieur, il existait un fossé partiellement comblé au sud, et une grande dépression au nord de la ligne de hauts fonds Cantabria - Dôme de Gascogne. Ces dépressions ont été comblées par apports turbides respectivement en provenance de la zone pyrénéenne et de la marge armoricaine. La forme de l'isopaque 800 m nous indique par ailleurs la direction des apports sédimentaires.

Carte des isopaques des sédiments de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur. (figure 13).

L'Eocène supérieur a vu la surrection d'un très fort relief correspondant à la ligne de hauts fonds Cantabria - Dôme de Gascogne et la formation du fossé marginal nord-espagnol. De l'Oligocène basal au Miocène inférieur, les apports par courants de turbidité proviennent uniquement de la zone pyrénéenne pour le fossé marginal nord-espagnol. En effet, le haut-fond Cantabria - Dôme Gascogne fait barrière aux apports en provenance du nord. Le bassin nord, subsident durant cette période, se comble de sédiments turbides provenant de la marge armoricaine.

Carte des isopaques des sédiments anté-éocène supérieur (figure 14)

La carte des isopaques des sédiments anté-éocène supérieur reste incomplète et interprétative puisqu'il est souvent impossible de déterminer l'épaisseur des sédiments anté-éocène supérieur. Elle montre bien, cependant, les fortes accumulations sédimentaires d'origine turbide dans des sillons comme Cantabria (et sa prolongation vers le N-W) et Gascogne.

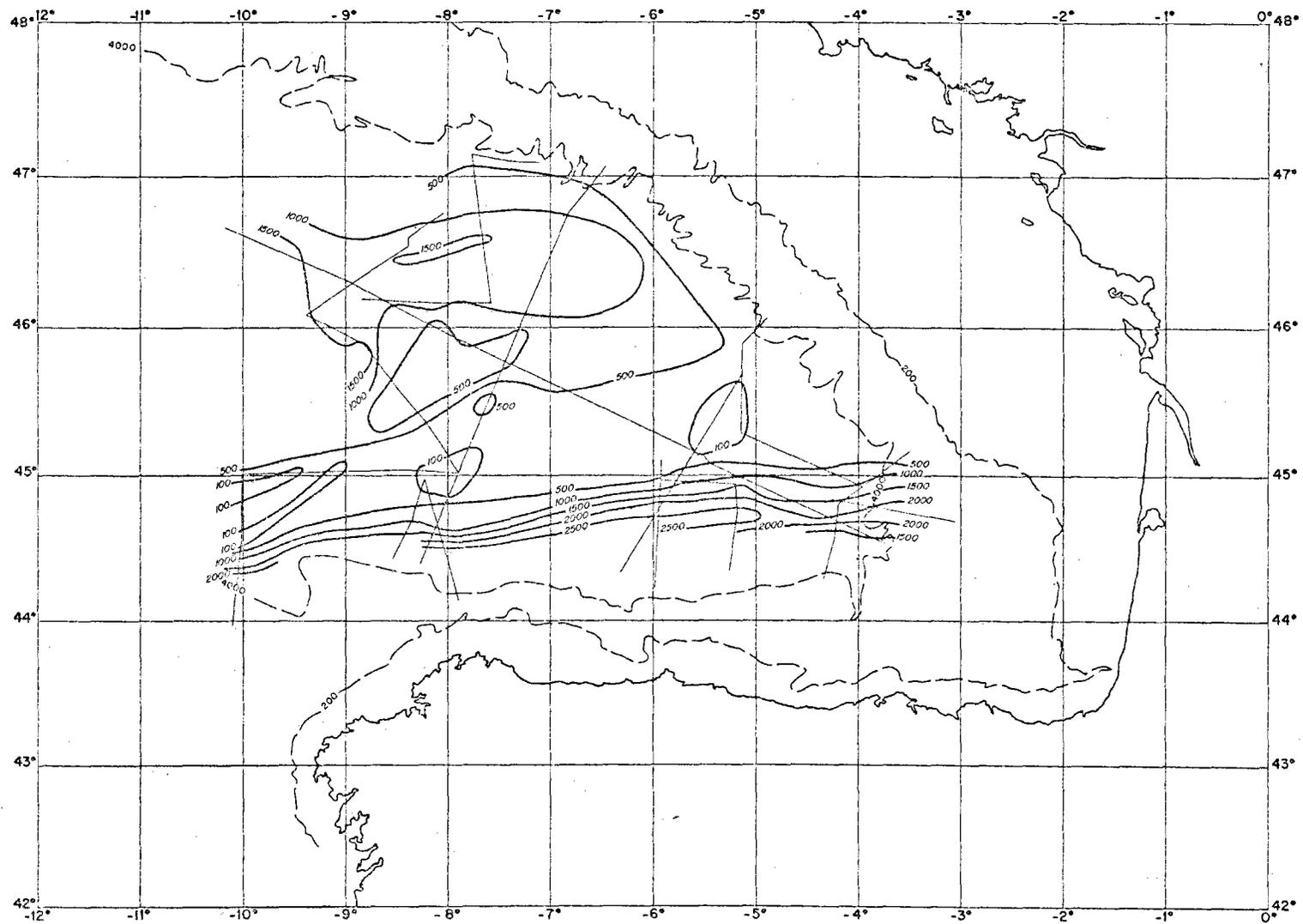


Fig. 13. Carte des isopaques des sédiments de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (équidistance des courbes 500 m).

Isopach map from Upper Eocene to Lower Miocene (isopachs every 500 m).

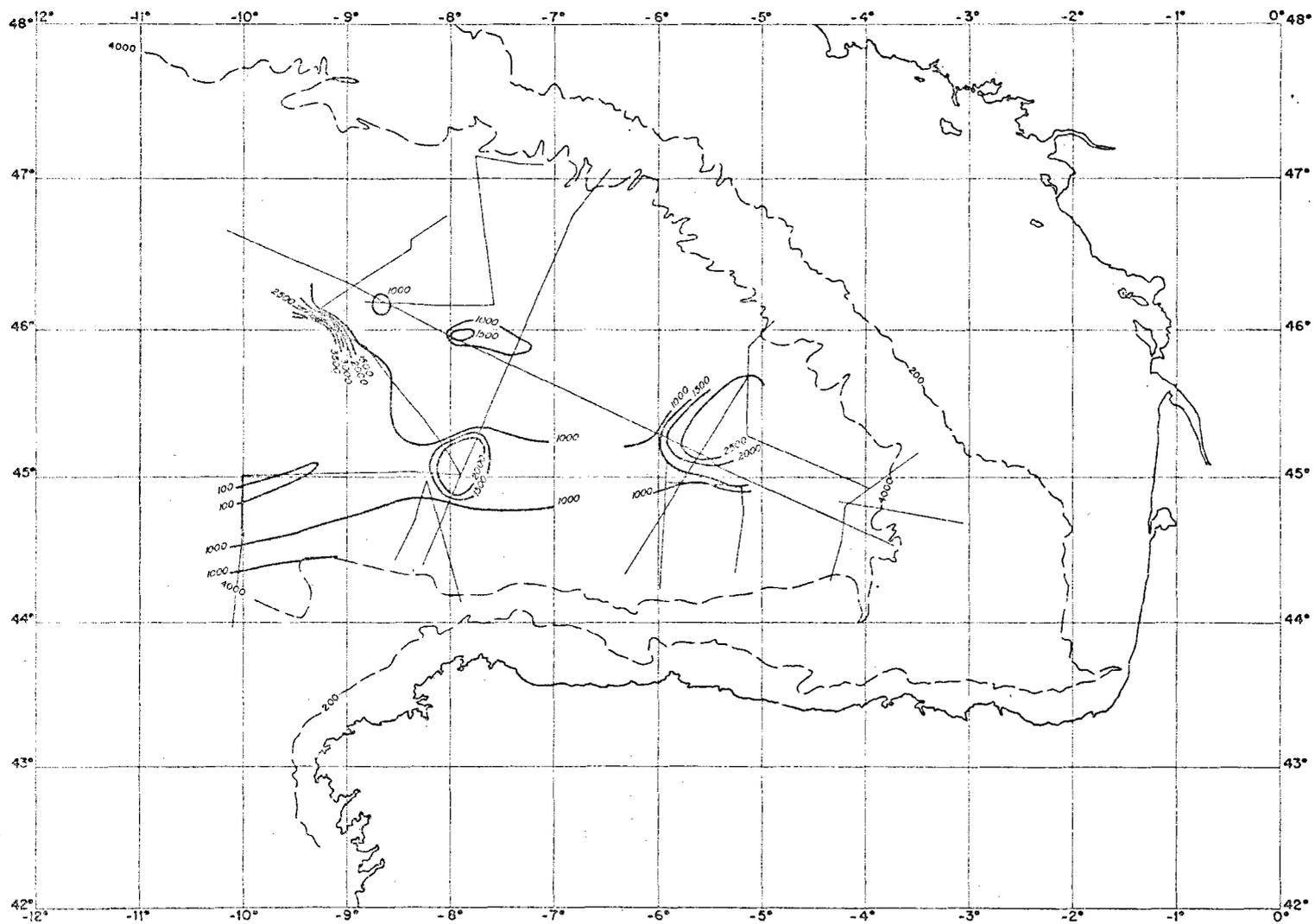


Fig. 14. Carte des isopaques des sédiments anté-éocène supérieur.

Isopach map of the pre-Upper-Eocene sediments (isopachs every 500 m).

Carte des isobathes du socle. (figure 15)

L'isobathe 7000 m limite vers l'est la partie orientale du domaine central du golfe. Remarquons que la frontière de la zone des fortes anomalies magnétiques linéaires (LE MOUËL et LE BORGNE, 1970) coïncide approximativement avec celle du domaine central. A l'ouest d'une ligne NW-SE identifiée par LE PICHON et al. (1970) comme une direction transformante, le socle plonge à plus de 10 km. Le décrochement du socle, de plus de 3 km, confirme l'existence d'un accident majeur. Au sud du domaine central, l'envoyage du socle vers le fossé marginal nord-espagnol est très rapide. Remarquons que l'orientation N 260° de la limite nord du fossé diffère de celle de la marge nord-espagnole comme l'ont souligné SIBUET et LE PICHON (1970).

CONCLUSION

On peut donc schématiser ainsi l'histoire structurale du golfe.

1 - Il n'y a pas de sédiments plus anciens que le Crétacé inférieur dans la région du mont Cantabria et dans la partie centrale du golfe, à moins qu'il y ait eu lacune sédimentaire importante généralisée. En conséquence, la partie océanique centrale semble avoir été créée au plus tôt au Crétacé inférieur ou moyen. Une couche d'évaporites existe au pied des marges et marque probablement le début de la formation du golfe, sans doute au Crétacé inférieur.

2 - Jusqu'à l'Eocène moyen, les dépôts pélagiques prédominent dans le domaine central, alors que les dépôts turbides remplissent les sillons Cantabria et Gascogne.

3 - A l'Eocène supérieur, le rapprochement entre l'Europe et la péninsule ibérique entraîne la création du fossé marginal nord-espagnol. Les reliefs de Cantabria et du Dôme Gascogne apparaissent à cette époque. Cette phase tectonique se traduit dans le golfe par une discordance majeure, difficile à caractériser vers le nord.

4 - Après l'Eocène supérieur, il y a remplissage rapide du golfe par des sédiments turbides. La subsidence se poursuit dans le fossé marginal nord-espagnol.

5 - Une phase importante des mouvements verticaux existe à l'Oligocène et se termine au Miocène inférieur. Elle est visible dans tout le golfe.

6 - Du Miocène inférieur à nos jours, le remplissage par turbidites du domaine abyssal, se poursuit. Il n'y a plus de mouvements tectoniques marqués ni de subsidence différentielle.

REMERCIEMENTS

MM. MONTADERT et al. (1970) nous ont autorisés à reproduire l'un de leurs enregistrements et nous ont communiqué la plus grande partie de leurs profils inédits. MM. BONNIN, OLIVET et SICHLER ont lu et critiqué le manuscrit.

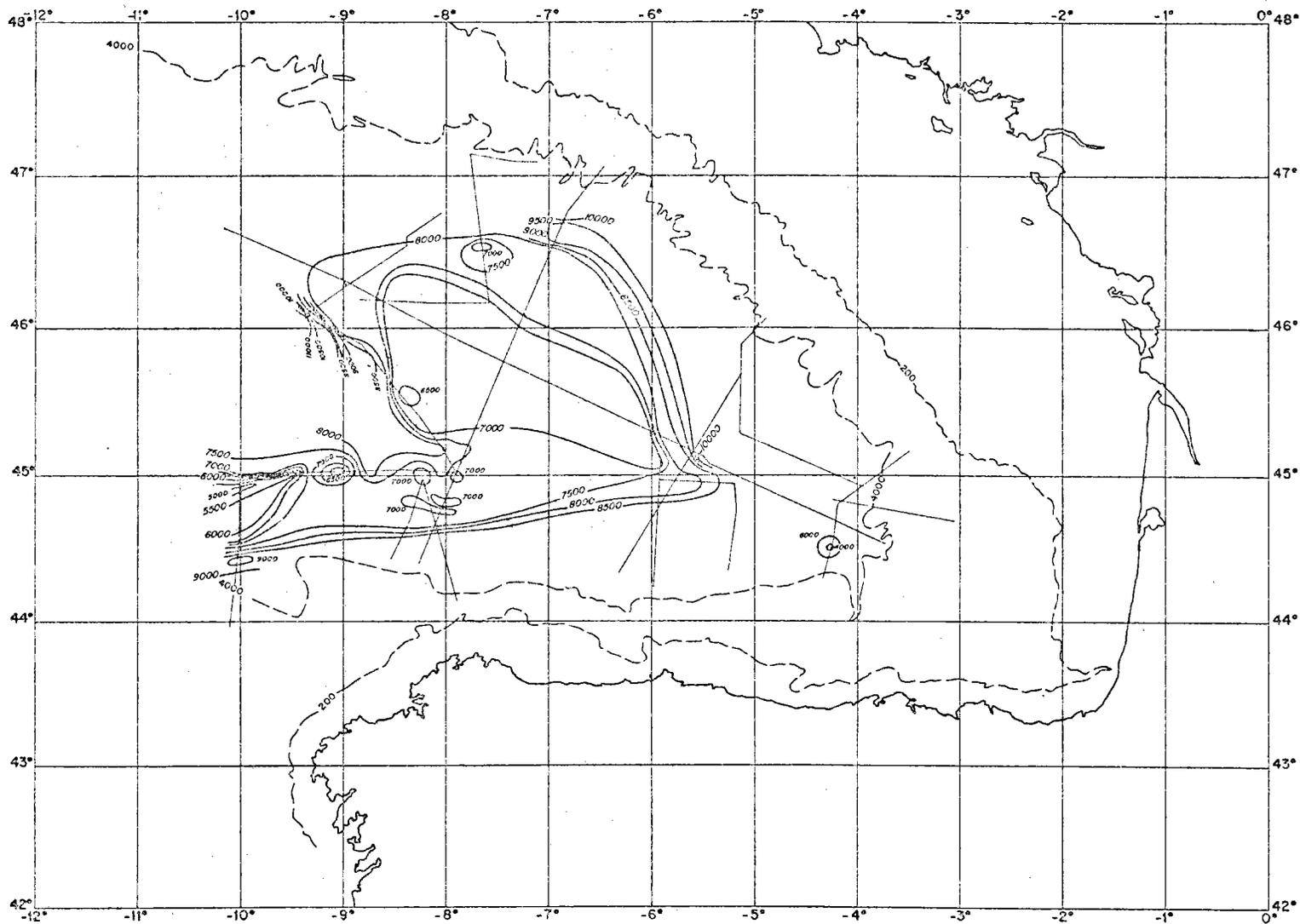


Fig. 15. Isobathes du socle (équidistance des courbes 500 m).
 Isobath map of the basement (isobaths every 500 m).

BIBLIOGRAPHIE

- BACON M., GRAY F. et MATTHEWS D. H., 1969. Crustal Structure Studies in the Bay of Biscay. Earth Planet. Sci. Letters, 6, p. 377 - 385.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et DEBYSER J., 1968. Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finistère. Rev. Inst. Petr. Ann. Comb. Liquides, 23, p. 1046 - 1049.
- JONES E. J. W. and FUNNEL B., 1968. Association of a seismic reflector and upper Cretaceous sediment in the Bay of Biscay. Deep-sea Research, 15, p. 701 - 709.
- LAUGHTON A. S., BERGGREN W.A., BENSON R., DAVIES T. A., FRANZ U., MUSICH L., PERCH-NILSEN K., RUFFMANN A., VAN HINTE J. E. et WHITMARSH R. B., 1970. Deep Sea Drilling Project, leg 12. Geotimes, 15, 9, p. 10 - 14.
- LE MOUËL J. L. et LE BORGNE E., 1970. Carte aéromagnétique du golfe de Gascogne. Présentation et traitements. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).
- LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J. C., 1970. Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DEBYSER J., FAIL J. P., DELTEIL J. R. et VALÉRY P., 1970. Continental Margin in the Bay of Biscay. S.C.O.R. Symposium on the Geology of the East Atlantic Continental Margin, Cambridge, March 1970 (à l'impression).
- PAUTOT G., AUZENDE J. M. et LE PICHON X., 1970. Continuous Deep Sea Salt Layer along North Atlantic Margins related to Early Phase of Rifting. Nature, 227, p. 351 - 354.

SIBUET J. C. et LE PICHON X., 1970. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. Symposium sur l'histoire structurale du Golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).

SICHLER B., MARTINAIS J., SIBUET J. C. et LE PICHON X., 1970. Vitesse des ondes sismiques dans les couches sédimentaires profondes du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).

UNE HYPOTHESE D'EVOLUTION TECTONIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE

Par Xavier LE PICHON, Jean BONNIN, Jean FRANCHETEAU et Jean-Claude SIBUET †
Centre Océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29 N BREST, France.

"Viel océan, il n'y aurait rien d'impossible à ce que tu caches dans ton sein de futures utilités pour l'homme. Tu lui as déjà donné la baleine. Tu ne laisses pas facilement deviner aux yeux avides des sciences naturelles les mille secrets de ton intime organisation : tu es modeste. L'homme se vante sans cesse, et pour des minuties. Je te salue, vieil océan !"

LES CHANTS DE MALDOROR

LAUTREAMONT

† Contribution n° 41 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne.

RESUME

Un examen des données géologiques et géophysiques acquises dans le domaine profond du golfe de Gascogne, sur les marges continentales et dans l'arrière-pays, conduit à proposer une hypothèse relative à l'évolution du golfe de Gascogne, dans le cadre de la tectonique des plaques. Dans cette hypothèse, la péninsule ibérique se serait écartée de l'Europe, en tournant autour d'un pôle situé au nord-est de Paris, lors d'une phase de distension mésozoïque. Ultérieurement, le bâti structural de l'ensemble aurait été repris et modifié lors de phases compressives cénozoïques. Cette hypothèse rend compte de manière satisfaisante de l'évolution du golfe de Gascogne et apporte des éléments nouveaux à la reconstitution pré-ouverture du continent laurasien.

AN HYPOTHESIS ABOUT THE TECTONIC EVOLUTION OF THE BAY OF BISCAY.

ABSTRACT

An analysis of geological and geophysical data obtained in the deep portions of the Bay of Biscay, on the continental margins and on the continent leads us to propose an hypothesis for the evolution of the Bay of Biscay in the framework of plate tectonics. In this hypothesis, the Iberian peninsula has rotated away from Europe about a pole located to the Northeast of Paris, during a Mesozoic spreading episode. Later the structural framework has been modified during Cenozoic episodes of compression. This hypothesis accounts satisfactorily for the evolution of the Bay of Biscay and brings new elements to the pre-drift reconstruction of Laurasia.

I - INTRODUCTION

Dans trois communications précédentes, SIBUET et LE PICHON (1970), SICHLER et al. (1970) et SIBUET et al. (1970) ont présenté un ensemble d'observations concernant la structure du golfe de Gascogne. Dans ce travail, nous nous appuyerons sur ces résultats pour formuler une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. Pour être acceptable, une telle hypothèse doit pouvoir remplir les conditions suivantes :

1/ elle doit rendre compte de la structure océanique du golfe. Ce caractère océanique est attesté par les mesures de sismique réfraction, par l'équilibre isostatique de la partie centrale du golfe, par les anomalies magnétiques qui sont d'une nature différente de celles du continent adjacent, et par les enregistrements de sismique réflexion.

2/ elle doit expliquer l'interruption des anomalies magnétiques au bord de la plate-forme continentale, particulièrement évidente sur la marge armoricaine (LE MOUËL et LE BORGNE, 1970).

3/ elle doit expliquer la morphologie des différents types de marges continentales actuelles. BERTHOIS et al. (1968) ont montré qu'on pouvait distinguer cinq types très différents qui sont, du nord au sud : la marge de Porcupine, la marge de la Manche, la marge armoricaine, la marge aquitaine et la marge nord-espagnole. Encore faut-il, dans la marge espagnole, distinguer d'est en ouest trois provinces différentes : pyrénéo-cantabrique, asturico-cantabrique et de Galice (figure 4).

4/ elle doit être compatible avec l'histoire géologique de l'arrière-pays.

5/ elle doit enfin s'intégrer de manière cohérente dans l'histoire de la formation de l'Atlantique Nord qui a commencé à la limite du Trias et du Jurassique, il y a 180 MA, par la séparation de l'Afrique et l'Amérique du Nord.

Nous allons présenter une hypothèse dans le cadre de la tectonique des plaques (voir, par exemple, LE PICHON, 1970) ce qui permettra de lui donner une formulation suffisamment schématique mais rigoureuse, et conduira à faire quelques prédictions simples qui puissent être vérifiées. Il convient de rappeler quelques notions qu'il faut avoir à l'esprit. La croûte continentale est constituée, sur trente ou quarante kilomètres d'épaisseur, par des roches chimiquement différentes de celles qui constituent le manteau supérieur : on ne peut assimiler les unes aux autres. En particulier, la croûte continentale ne peut en aucun cas plonger dans le manteau comme peut le faire la croûte océanique. Il s'ensuit qu'un rapprochement très important de deux blocs continentaux amène un doublement de l'épaisseur de la croûte sur une distance comparable à la quantité de raccourcissement, comme dans la région au nord des Indes (HOLMES, 1965). Ce raccourcissement, en effet, doit affecter la croûte sur toute son épaisseur et non pas simplement la couverture sédimentaire, comme l'a souligné JEFFREYS (1959) par exemple. Il est donc certain qu'un tel raccourcissement doit s'accompagner de phénomènes tectoniques très importants qui sont aisément repérables.

La notion de faille transformante (WILSON, 1965) est fondamentale. Dans le domaine continental ces failles sont des zones le long desquelles s'est effectué un mouvement de cisaillement pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres d'amplitude. Or il est difficile d'identifier ces failles, lorsqu'elles sont fossiles, et surtout si elles ont joué le rôle de zones de faiblesse dans les épisodes tectoniques ultérieurs. L'âge du cisaillement associé à ces failles et leur rejet sont particulièrement difficiles à déterminer. Les failles anatolienne, jordanienne et de San Andreas, pourtant encore actives, offrent des exemples de cette difficulté d'interprétation. De plus, en France, l'existence d'une phase de décrochements très importants à la fin de l'orogénie hercynienne complique considérablement l'analyse des phénomènes tectoniques de l'époque mésozoïque et amène à attribuer la plupart des mouvements à cette époque.

Une troisième notion, l'apparition des mers épicontinentales et des faciès qui leur sont liés, conduit à de fréquentes confusions. Il y a une différence fondamentale entre une mer épicontinentale établie sur une croûte continentale et une mer profonde qui suppose l'existence d'une croûte océanique. Les invasions de la plate-forme continentale par la mer ne permettent pas de déterminer la nature et la localisation de l'océan profond qui serait à l'origine de ces transgressions ; d'autre part les contours isofaciés des sédiments déposés n'ont pas, en général, de signification structurale directe.

Dans l'histoire du golfe de Gascogne et des zones adjacentes, deux faits majeurs apparaissent clairement (voir différents articles de ce volume) et nous ont guidés dans notre étude. Le premier est l'existence d'une phase de distension généralisée post-Trias et pré-Crétacé terminal dans les provinces périphériques du golfe. Cette phase, dite phase cimmérienne, débute peut-être dès le Trias, s'accélère à la fin du Jurassique, qui est marqué par une régression généralisée, et au Crétacé inférieur, où s'identifie une série de sillons subsidents de direction moyenne NW-SE (fosse de Parentis, fosses nord-pyrénéenne et sud-pyrénéenne). On sait que la formation d'un rift se marque par un soulèvement des marges (et donc une régression) suivi par une subsidence rapide, le tout accompagné de mouvements de distension (cf. PAUTOT et al., 1970).

Le deuxième fait majeur est l'asymétrie du golfe de Gascogne qui se traduit en particulier dans ses marges. La marge espagnole est abrupte, profondément tectonisée, alors que la marge armoricaine est une marge subsidente non tectonisée. Cette asymétrie exclut que leurs histoires géologiques soient semblables. Puisque la création par distension d'une zone océanique entraîne au début de l'évolution, une symétrie des marges formées, il faut admettre qu'une phase tectonique a profondément modifié la marge espagnole après sa création. Cette phase doit avoir influencé les zones périphériques. Elle s'identifie sans doute à la phase compressive cénozoïque observée dans le domaine pyrénéen du Crétacé supérieur à l'Actuel, avec un épisode majeur à l'Eocène supérieur.

Nous écarterons l'hypothèse de l'océanisation d'un bloc continental en son entier, qui expliquerait difficilement la structure magnétique, tout en correspondant à un processus physico-chimique difficile à imaginer. Par contre une migration limitée de la marge continentale avec subsidence par flexure, est un phénomène bien connu dont il faut tenir compte.

CHOURBERT (1935), CAREY (1955), BULLARD et al. (1965), SCHOEFFLER (1965 a), etc ... ont envisagé une rotation de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe, de l'ordre de 30° , ayant amené dans son sillage la création d'un coin océanique. Ces auteurs ont supposé que le pôle de rotation se trouvait quelque part dans les Pyrénées, ce qui amenait à admettre que : i) la frontière probable entre les plaques Ibérie et Europe se trouvant dans les Pyrénées, cette région avait été déformée par compression lors du mouvement ; ii) que le raccourcissement dans les Pyrénées devait croître en allant vers l'est, jusqu'à une valeur de 150 à 300 km. La difficulté de ces hypothèses

réside dans le fait que l'ouverture du golfe doit être en grande partie pré-Crétacé terminal et post-Trias comme nous le verrons et qu'on ne connaît pas d'épisode compressif correspondant dans les Pyrénées. D'autre part, MATTAUER (1968 b) a montré qu'une ouverture éocène était difficile à admettre car on devrait alors voir un raccourcissement augmentant d'ouest en est, alors que les structures pyrénéennes sont cylindriques. La géologie des Pyrénées ne permet pas de supposer qu'une zone de "subduction" ait fonctionné dans cette région à cette époque (MATTAUER, communication personnelle). Puisqu'il n'y a pas eu de compression accompagnant l'ouverture dans le domaine continental adjacent, et qu'il ne semble pas y avoir eu de mouvement de distension important (supérieur à 50 km), nous admettrons à titre d'hypothèse que le mouvement dans les Pyrénées, associé à l'ouverture du golfe, a été du cisaillement pur. Il est possible d'obtenir un tel mouvement en plaçant le pôle de rotation au nord ou au sud de la bissectrice du golfe[†]. Dans tous les cas, l'ouverture devrait être de l'ordre de 30° du fait du désaccord angulaire actuel des marges espagnole et armoricaine. D'autre part, l'amplitude du mouvement d'ouverture totale ne dépasse pas quelques centaines de kilomètres. Il s'ensuit que la courbure des failles transformantes (WILSON, 1965) doit être importante et que le pôle doit être très proche (MORGAN, 1968). On peut donc, d'après l'hypothèse tectonique des plaques, mesurer la courbure de ces failles, ce qui permet de déterminer avec précision la position du pôle d'ouverture. C'est ce qu'ont tenté LE PICHON et al. (1970) dans une analyse préliminaire qu'il nous faut reprendre.

II - LA DETERMINATION DU POLE D'OUVERTURE : DIRECTIONS TRANSFORMANTES

Dans l'hypothèse de la tectonique des plaques on admet que la couche superficielle du globe, la lithosphère, est une mosaïque de calottes sphériques rigides. Or sur la sphère, on peut amener une "plaque" d'une position quelconque à une autre, par une rotation autour d'un axe qui passe par le centre de la sphère (axe eulérien). En particulier, le mouvement relatif infinitésimal de deux de ces plaques rigides est une rotation autour d'un axe eulérien. Il s'ensuit que lors du déplacement relatif de deux plaques autour d'un tel axe, le mouvement est de cisaillement pur lorsque la frontière entre les plaques est le long d'un parallèle eulérien (cerclé de latitude par rapport à l'axe eulérien). Il n'y a alors le long d'une telle ligne ni destruction, ni création de surface. WILSON en 1965 a appelé faille transformante de telles lignes de cisaillement pur qui, dans son modèle, s'arrêtaient brusquement sur une ligne de destruction (fossé) ou de création (crête) de surface.

[†] *Soulignons une erreur fréquemment commise par de nombreux auteurs qui décrivent les mouvements de plaques sur une sphère par une combinaison de translations et de rotations. Une translation n'est pas possible sur une surface sphérique, de sorte que ces auteurs produisent ces déplacements par des rotations successives.*

Toutefois, il peut exister des cas où le mouvement ne se limite pas à la portion comprise entre crêtes et (ou) fossés, mais continue en partie le long de la prolongation de la faille transformante au-delà de la crête ou du fossé. Si le mouvement sur le prolongement de la faille transformante, est de faible amplitude (quelques kilomètres), il peut alors être absorbé progressivement. De même, lors de l'éloignement de plaques, un mouvement de cisaillement peut s'amorcer entre les plaques sans aboutir à un décrochement de grande amplitude. Ces mouvements de cisaillement entre plaques, sans répondre à la notion rigoureuse de faille transformante de WILSON, se placent le long de parallèles eulériens et permettent donc de déterminer le mouvement de rotation, au même titre que les failles transformantes sensu stricto. De même, un décrochement de grande amplitude le long d'une faille de cisaillement amène en général la création de structures tectoniques (par exemple : fossés de subsidence, épanchements volcaniques) qui auront tendance à s'organiser autour de la direction du mouvement de cisaillement, c'est-à-dire la direction de parallèles eulériens. Or, s'il n'est pas toujours possible de reconnaître l'emplacement de la faille de cisaillement à l'origine de ces manifestations tectoniques, ces dernières sont en général particulièrement évidentes.

Nous appellerons les structures évoquées plus haut (failles transformantes s.s., cisaillement amorti, etc ...) des "directions transformantes", sans préjuger de l'amplitude du mouvement de cisaillement qui leur est lié. Ceci nous permettra d'utiliser l'ensemble des directions tectoniques de distension du Crétacé inférieur pour confirmer notre analyse du mouvement relatif de rotation entre les plaques Europe et Ibérie.

A partir des directions transformantes reconnues, on peut déterminer le "pôle eulérien" (intersection de l'axe de rotation avec la sphère terrestre) de l'un des blocs par rapport à l'autre (MORGAN, 1968). Nous supposerons l'Europe fixe et nous étudierons les mouvements de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe. Nous chercherons d'abord à reconnaître les directions transformantes, qui devraient correspondre à des cercles de latitude par rapport au pôle de rotation, à partir des éléments disponibles sur le continent et dans le golfe de Gascogne.

Dans le domaine continental, la faille nord-pyrénéenne est un trait structural important que tous les auteurs s'accordent à considérer comme majeur (voir par exemple BERTRAND, 1940 ; MATTAUER, 1968). Cet accident

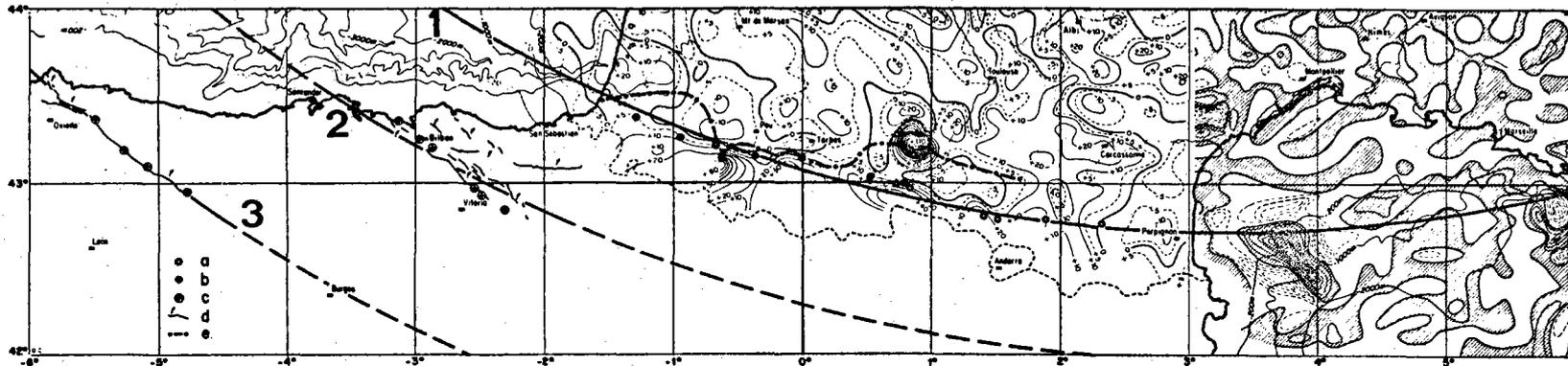


Fig. 1. Anomalies du champ total du sud-ouest de la France (en gammas), et dérivés seconde de la réduite au pôle sur le golfe du Lion et le sud-est de la France d'après LE BORGNE et al. (en préparation). a) pointements lherzolitiques; b) points choisis le long de la zone à fort gradient magnétique; c) points choisis le long des accidents géologiques; d) failles; e) limite du plateau continental à l'Eocène inférieur, voisins de l'accident nord-pyrénéen et soulignant son importance structurale, d'après SCHOEFFLER (1965b). 1, 2 et 3 sont des petits cercles de rotation centrés sur le pôle P de la figure 3.

Total field magnetic anomalies (in gammas) above Southwestern France and second derivative of the anomalies reduced to the pole above the Northwestern Mediterranean and Southeastern France after LE BORGNE et al. (in preparation). a) lherzolite outcrops; b) points selected along the region with strong magnetic gradients; c) points selected on faults; d) faults; e) edge of the continental shelf in the Lower Eocene close to the North-pyrenean fault, indicative of its structural importance; after SCHOEFFLER (1965b). 1, 2 and 3 are circles of latitude about the pole P shown in figure 3.

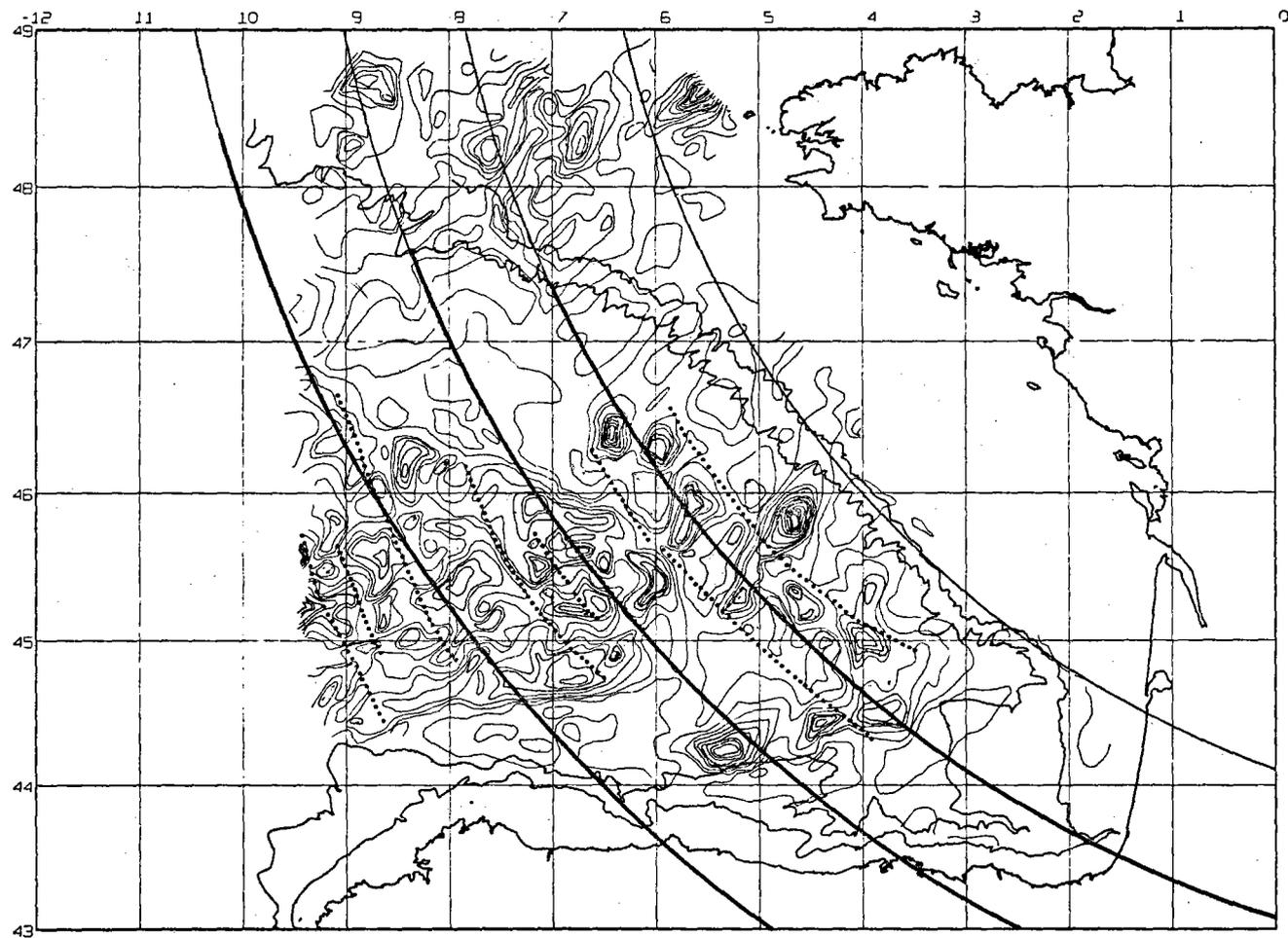


Fig. 2. Carte de la réduite au pôle dans le golfe de Gascogne d'après LE BORGNE et al. (en préparation). Les points indiquent la position des "zones de fracture des anomalies" (LE MOUËL, communication personnelle). Les lignes en traits pleins sont des cercles de rotation autour du pôle P de la figure 3. On a renforcé les portions de cercles pour lesquelles il existe des accidents structuraux. On a reporté les isobathes 200 m et 2 000 m.

Total field magnetic anomalies reduced to the pole for the Bay of Biscay after LE BORGNE et al. (in preparation). The dotted lines mark the major breaks in the magnetic anomaly pattern (LE MOUËL, personal communication). The solid lines are circles of rotation about the pole P shown in figure 3. The portion of the circles marked by thick lines correspond to the zones which are known to be structurally important. The 200 m and 2 000 m bathymetric contours are also shown.

subvertical, est apparent sur le terrain sur les deux tiers orientaux de la chaîne pyrénéenne où il sépare la zone axiale de la zone des massifs nord-pyrénéens ; dans les Pyrénées occidentales, la zone complexe du chevauchement frontal nord-pyrénéen (HENRY, 1967) masque probablement la faille nord-pyrénéenne elle-même. Sur toute sa longueur, cette faille marque une limite importante du point de vue structural. Dans le centre et l'est des Pyrénées, l'accident nord-pyrénéen est jalonné par des affleurements de roches ultrabasiques du type lherzolite, qui laissent supposer que l'accident est très profondément enraciné et qu'il affecte probablement la croûte dans toute son épaisseur. En effet, d'après O'HARA (1967), le domaine de cristallisation des assemblages actuels de ces lherzolites se situe entre 1000 et 1100°C, vers 18 kbar. Les pointements lherzolitiques signalés par RAVIER (1959) ont été reportés sur la figure 1.

Par ailleurs, l'examen de la carte magnétique de la France (LE BORGNE et LE MOUEL, 1969) montre que la faille nord-pyrénéenne est soulignée par une zone à fort gradient magnétique (4 à 5 gammas par km) dans la région centrale des Pyrénées. On retrouve ces forts gradients magnétiques plus à l'ouest, dans le prolongement de l'accident pyrénéen cartographié ; ceci conduit à penser que, dans les régions occidentales, l'accident lui-même se poursuit sous les structures du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Un certain nombre de points ont été choisis sur les régions à fort gradient magnétique et ont été reportés sur la figure 1.

Dans le golfe de Gascogne, des informations structurales nous sont données par les anomalies de l'intensité du champ magnétique terrestre. On sait que, du fait de l'inclinaison du champ actuel et de l'inclinaison du vecteur aimantation des sources, il se produit une distorsion de la figure des anomalies par rapport à la figure des sources magnétiques. Si la mise en place de la croûte océanique du golfe s'est faite entre le Trias et le Crétacé supérieur, l'inclinaison du champ magnétique dans la région du golfe pendant cette période devait être beaucoup plus faible qu'à présent et la distribution des anomalies devrait en être fortement affectée. Dans le but de supprimer cette distorsion, LE MOUEL et LE BORGNE (1970) ont calculé la "réduite au pôle" des anomalies en supposant que le vecteur aimantation des sources avait pour inclinaison + 25° et pour déclinaison 25°E, paramètres moyens du vecteur aimantation pour cette époque. En examinant la carte de la réduite au pôle des anomalies (figure 2), on est amené à reconnaître des zones où les anomalies changent de direction, ou bien s'interrompent brusquement. On notera que deux régions se distinguent par l'allure des anomalies et les directions des "zones de fracture des anomalies" : d'une part une région orientale du golfe où les anomalies sont bien individualisées et où les "fractures" ont une direction générale SE-NW ; d'autre part, une région occidentale où les anomalies sont plus nombreuses et les "fractures" ont une

direction moins bien définie SSE - NNW (figure 2) ; on reviendra plus loin sur cette distinction. Il semble plausible d'admettre que les directions de la région orientale sont des failles transformantes fossiles qui marquent la trace du mouvement relatif des plaques Ibérie et Europe.

Il est possible, par une méthode des moindres carrés, de faire passer des petits cercles, centrés sur le même pôle, qui se rapprochent le plus possible de la faille nord-pyrénéenne et des "zones de fracture des anomalies magnétiques" dans la région orientale du golfe. Le pôle ainsi déterminé se place par 50° N et $3,3^{\circ}$ E ; l'écart type des éléments de base par rapport aux parallèles centrés sur le pôle n'est que de 4,7 km. L'accord des données avec le modèle est particulièrement frappant (fig. 1 et 2). La faille nord-pyrénéenne et les directions magnétiques dans la partie orientale du golfe de Gascogne s'interprètent bien comme des failles transformantes, fixant ainsi la géométrie du mouvement de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe.

Il est intéressant de constater que les structures tectoniques de l'anticlinal nord de Biscaye, du synclinal de Biscaye et de l'anticlinorium de Bilbao qui, d'après FEUILLEE et RAT (1970), sont le prolongement occidental, de caractère pyrénéen, des massifs paléozoïques basques d'une part, et la "faille cantabrique" qui apparaît sur la carte géologique du nord-ouest de l'Espagne (PARGA-PONDAL, 1967) d'autre part, suivent les directions prédites par le mouvement relatif des plaques Ibérie et Europe. En fait, si l'on incorpore ces deux éléments tectoniques (points portés sur la figure 1) dans le calcul, la position du pôle ne varie pas de manière significative, l'écart-type devenant 5 km. La faille cantabrique délimite un domaine méridional instable qui a été fortement affecté par les différentes phases tectoniques pré-orogéniques et par l'orogénèse pyrénéenne qui y a déterminé des plissements violents ; par opposition, le secteur nord a conservé un caractère de plateforme rigide qui s'est déformé en plis à grands rayons de courbure au cours de l'orogénèse pyrénéenne (cf. BERTHOIS et al., 1965). Ce dispositif rappelle fortement celui de la chaîne pyrénéenne. Il apparaît donc légitime de considérer que, dans ces zones, le mouvement de cisaillement de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Europe s'est amorcé sans jamais aboutir à un décrochement significatif. L'accord général entre les directions transformantes calculées et les directions de subsidence du Crétacé supérieur apparaît bien sur la carte palinspastique de la figure 2 bis d'après MATTAUER et HENRY (1971).

Les cercles tracés sur les figures 1, 2 et 3 ainsi que l'ovale de confiance à 95 % de la figure 3, ont été déterminés en groupant les données continentales et océaniques. Dans la suite de cet exposé nous appellerons ces

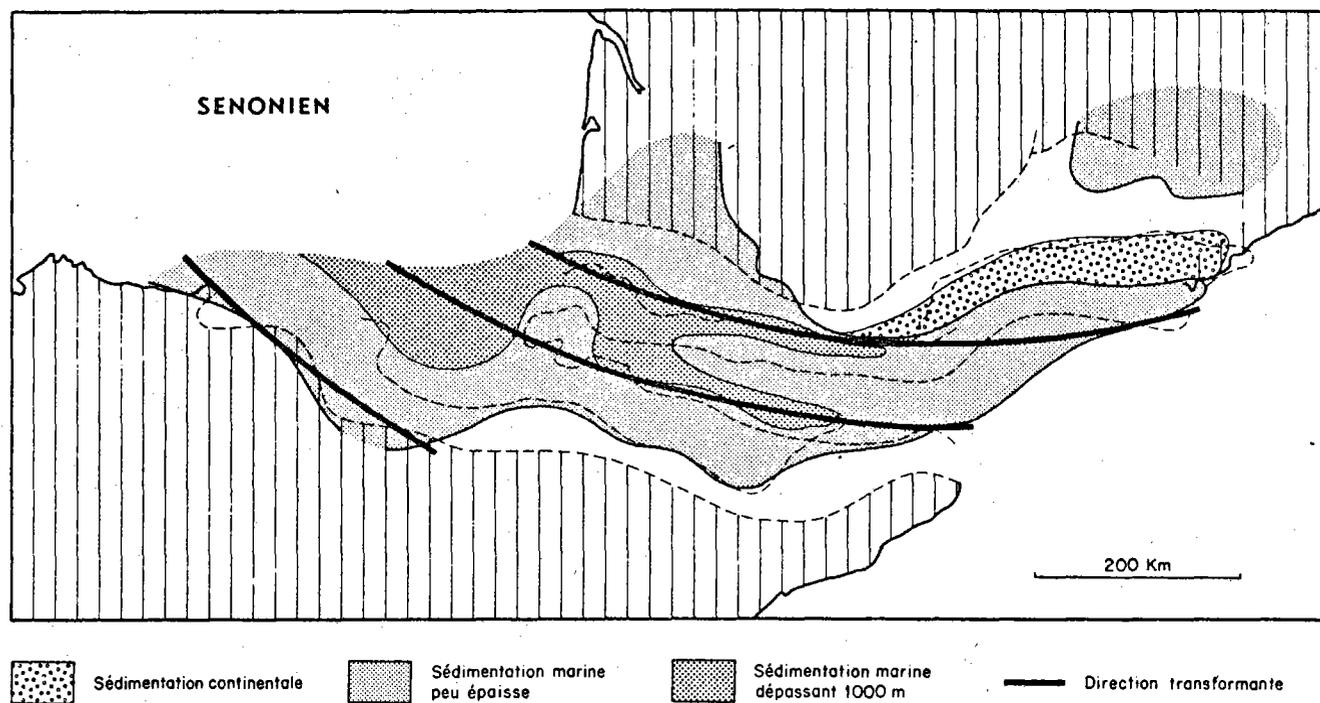


Fig. 2bis. Carte palinspastique du bassin pyrénéen au Sénonien d'après MATTAUER and HENRY (1971). Les directions transformantes ont été reportées approximativement en se servant comme repère du tracé des côtes, l'original étant une reconstruction sans coordonnées.

Palinspastic reconstruction of the pyrenean basin in the Senonian after MATTAUER and HENRY (1971). The transform directions have been drawn approximatively using the coastlines as a guide because the base map has no coordinates.

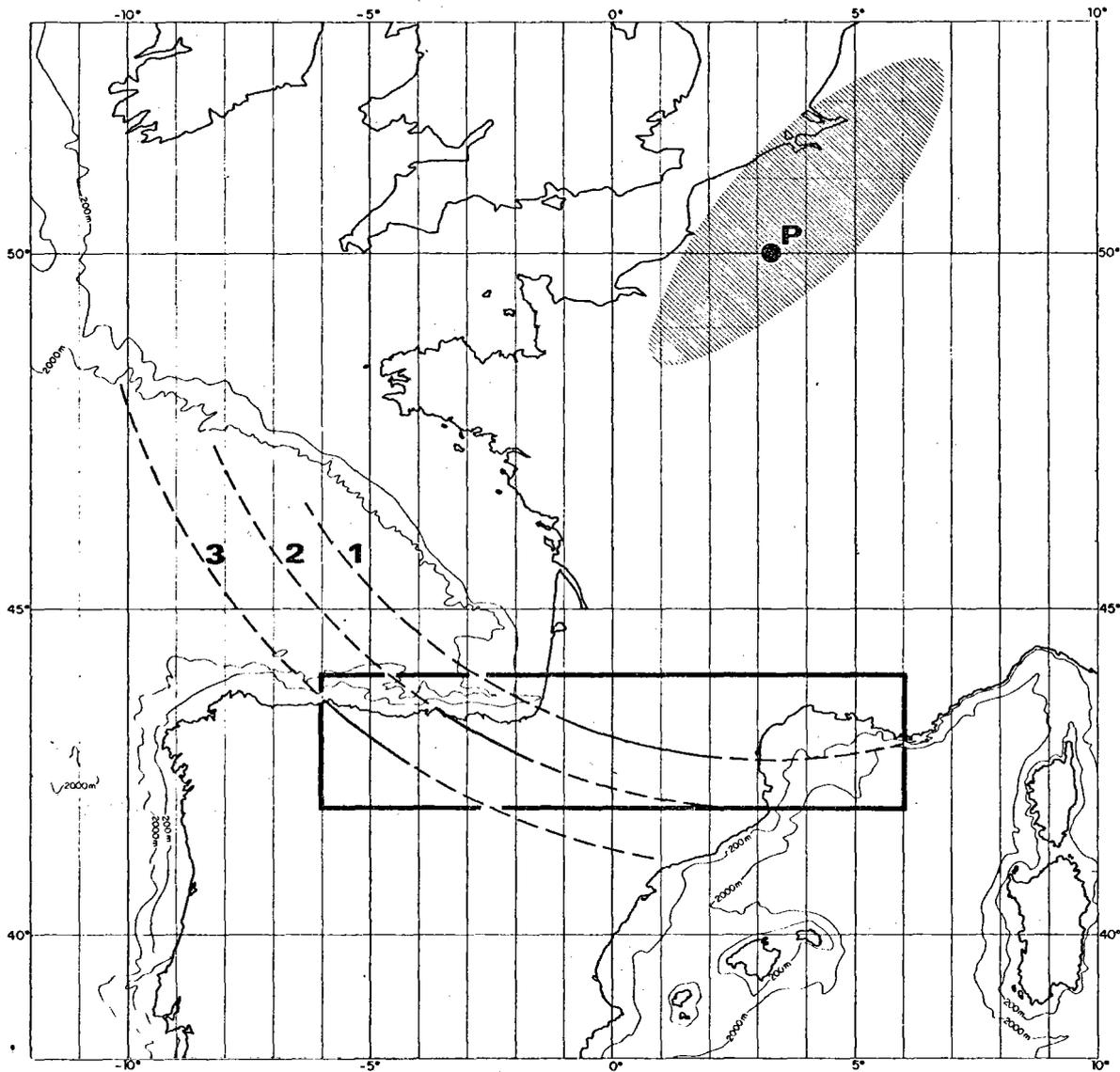


Fig. 3. Ovale de confiance à 95% autour du pôle P : 50,0°N, 3,28°E. Les cercles 1, 2 et 3 correspondent respectivement aux directions cantabriques, de Biscaye et nord-pyrénéenne (voir texte). Le rectangle indique les limites de la figure 1.

95 per cent oval of confidence around the best fit pole P at 50.0°N, 3.28°E. The circles 1, 2 and 3 correspond to the "transform directions" respectively (see text for explanation). The inset marks the location of figure 1.

cercles direction transformante nord-pyrénéenne, de Bisçaye et cantabrique. Remarquons d'autre part que la marge armoricaine suit de très près un petit cercle centré sur ce pôle, ce qui suggère qu'elle correspond à une direction transformante que nous appellerons direction transformante aquitaine.[†]

L'importance du rejet de chacune de ces directions transformantes est difficile à préciser. La carte géologique du nord-ouest de l'Espagne indique un décrochement dextre, de 5 à 10 km d'amplitude, dans la partie septentrionale de la faille cantabrique (PARGA-PONDAL, 1967). La faille nord-pyrénéenne présente un rejet vertical important et un rejet horizontal dont on ne connaît ni le sens ni l'amplitude (MATTAUER, 1968 a). La possibilité d'un décrochement de grande amplitude (quelques centaines de km), bien que contestée par certains, est admise par beaucoup d'auteurs, en particulier par MATTAUER (1968 b) qui d'ailleurs, propose un décrochement dextre, c'est-à-dire de sens opposé à celui que nous proposons.

L'âge du mouvement est lui aussi difficile à fixer à partir des seules données de géologie continentale. La carte géologique d'Espagne déjà mentionnée (PARGA-PONDAL, 1967) montre que les structures hercyniennes asturiennes sont affectées en décrochement par la faille cantabrique. Celle-ci affecte aussi, d'après cette carte, les séries plus récentes au moins jusqu'au Miocène ; mais la carte ne montre pas d'indice certain d'un mouvement de décrochement affectant les séries supérieures. Dans la zone nord-pyrénéenne, il est sûr que le mouvement de décrochement affecte les massifs intrusifs de granite à biotite post-hercynien (ZWART, 1954) : le décrochement a certainement joué après le Westphalien. Sur la base de la présence du Permien sur les deux compartiments séparés par la faille nord-pyrénéenne, DE SITTER (1953) conclut que la phase majeure du décrochement est antépermienne. Cependant, MATTAUER (1968 b) a noté qu'on ne peut exclure que le décrochement ait rejoué pendant ou après le Permien ; par contre le même auteur précise que les phases de plissement fini-crétacée et tertiaire, qui firent rejouer la faille nord-pyrénéenne, ne se sont pas accompagnées de mouvement de décrochement.

†

Il aurait été plus judicieux d'ajuster le cercle, dont le tracé apparaît sur la figure 4, au bas de la pente continentale, plutôt qu'au bord du plateau, pour tenir compte de la subsidence connue (soit un déplacement de la ligne de 30 à 50 km vers le Sud).

La mise en place des intrusions ultrabasiques déjà mentionnées apparaît concomitante du métamorphisme pyrénéen qui est attribué à l'Albien par RAVIER (1959) et au Crétacé terminal par MATTAUER (1968 a). Or les lherzolites, qui sont d'origine profonde, sont probablement liées à l'activité d'un accident majeur de la croûte. L'interprétation de l'accident nord-pyrénéen comme faille transformante s'accorde avec la présence de ces roches ultrabasiques ; on serait amené à associer la mise en place des lherzolites et l'activité principale de la faille transformante, dont le mouvement (tout au moins un épisode de ce mouvement) serait ainsi daté de la fin du Mésozoïque.

Notons que, outre les intrusions lherzolitiques, de nombreuses manifestations magmatiques ont eu lieu pendant le Crétacé supérieur et terminal, le long des accidents cassants qui affectent la zone nord-pyrénéenne, jalonnant le tracé théorique de la direction transformante nord-pyrénéenne. D'après AZAMBRE (1967), ces manifestations seraient liées à un magmatisme d'origine basaltique alcaline, les unes représentant le cortège intrusif, les autres le cortège extrusif. Des manifestations magmatiques du même type et du même âge sont présentes dans la région du synclinal de Biscaye (AZAMBRE, 1967, ROSSY, 1970).

On remarquera que les résultats présentés ici diffèrent de ceux qui ont été annoncés dans un travail précédent (LE PICHON et al., 1970). La différence de position des pôles n'est pas significative. Seul l'ovale de confiance a été sensiblement modifiée : ceci résulte de l'abandon des points de signification douteuse qui avaient été pris en considération dans le golfe du Lion. De même les affleurements de roches éruptives à l'ouest des Pyrénées ont été abandonnés parce que des ophites, classiquement attribuées au Trias, voisinaient avec des roches plus récentes et que les relations des unes et des autres avec le modèle proposé n'étaient pas claires.

III - LES PROVINCES MORPHOLOGIQUES MARGINALES ET LES DIRECTIONS TRANSFORMANTES

La bathymétrie d'après BERTHOIS et al. (1965), MONTADERT et al. (1970), ainsi que le tracé des principales failles transformantes sont reportées sur la figure 4. Dès 1965, BERTHOIS et al. ont montré, à partir d'une analyse morphologique, les différences de caractère des provinces mentionnées plus haut et souligné la liaison entre la marge et l'arrière-pays. De plus, ils distinguent sur la marge nord-espagnole une série de panneaux dont la subsidence augmente d'ouest en est : province de Galice, province asturico-cantabrique, province pyrénéo-cantabrique, province aquitaine. Notons dès maintenant que ces provinces sont approximativement délimitées par les directions transformantes cantabrique, de Biscaye, nord-pyrénéenne et aquitaine.

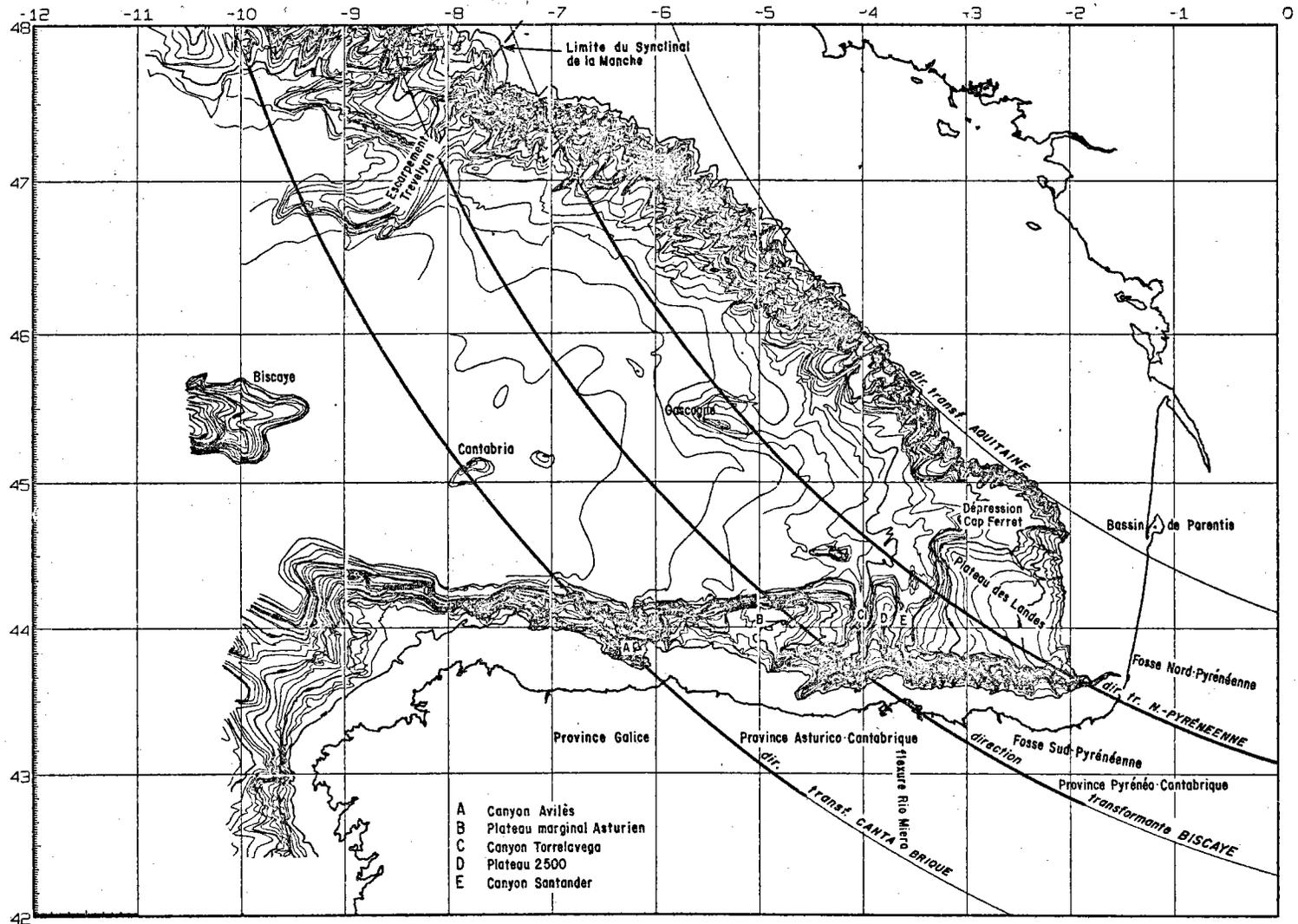


Fig. 4. Bathymétrie du golfe de Gascogne d'après BERTHOIS et al. (1965) et MONTADERT et al. (1970). Isobathes en traits fins tous les 200 m et en traits forts tous les 1 000 m. Les cercles sont ceux de la figure 2.

Bathymetry of the Bay of Biscay after BERTHOIS et al. (1965) and MONTADERT et al. (1970). The bathymetric contours are marked by heavy lines at 1 000 m intervals. The circles are the same as in figure 2.

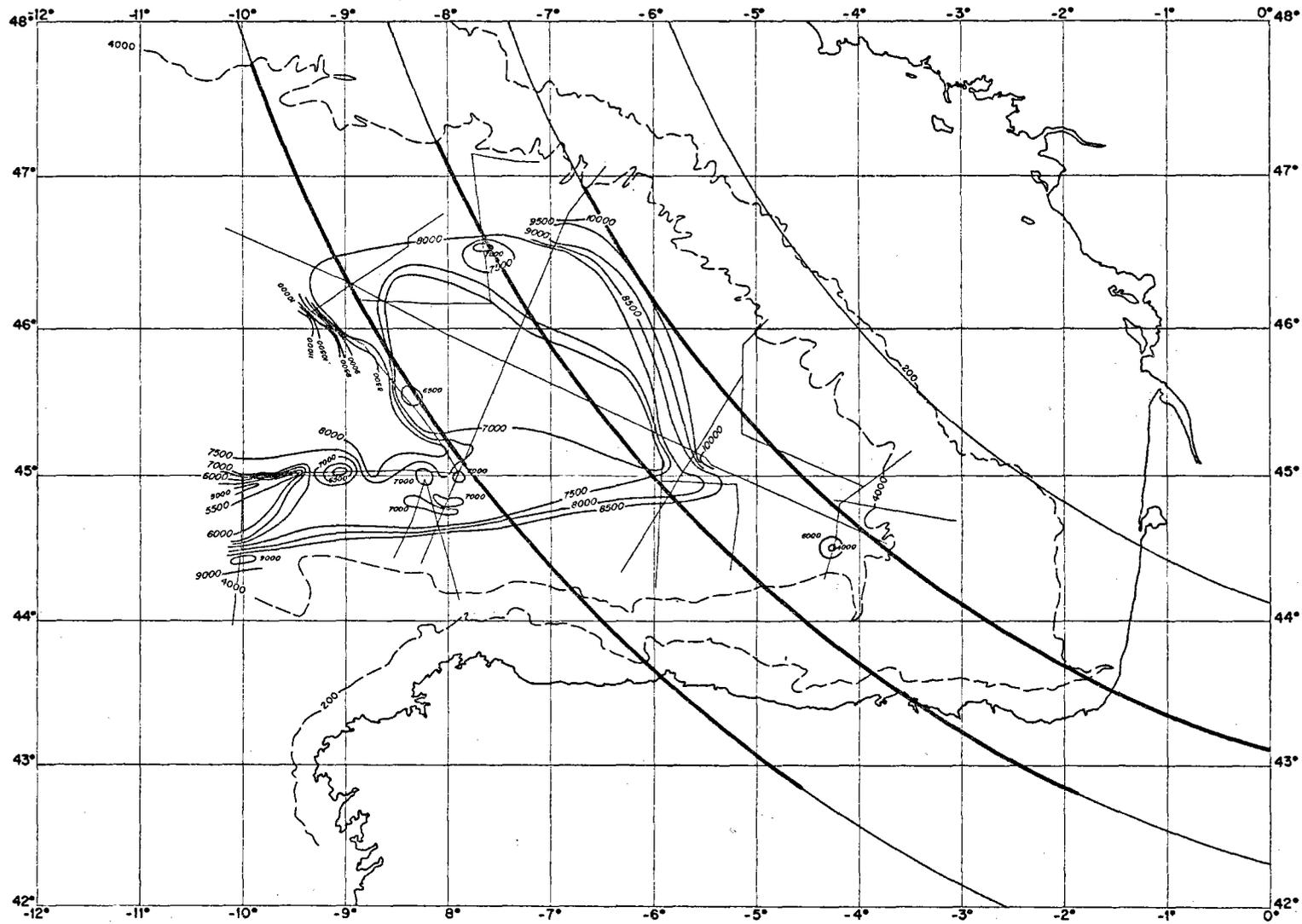


Fig. 5. Carte des isobathes du socle (en mètres) d'après SIBUET et al. (1970). Les traits fins marquent les routes suivies. Les cercles sont ceux de la figure 2.

Depth to basement (in meters) after SIBUET et al. (1970). Thin lines indicate the control.
The circles are the same as in figure 2.

Ces unités morphologiques s'intègrent bien dans le modèle introduit plus haut. La marge de type Manche correspond à la zone d'arrachement initial et est caractérisée par un bassin subsident qui s'est sans doute individualisé au Mésozoïque moyen (BOILLOT, communication personnelle). La marge armoricaine est contrôlée par une faille de cisaillement. La marge aquitaine montre un maximum de subsidence du bloc continental entre deux zones faillées principales. Enfin la marge nord-espagnole, qui, nous le verrons,

a été déformée lors de l'épisode compressif éocène, se divise en trois panneaux à peu près individualisés par les trois grandes directions transformantes cantabrique, de Biscaye et nord-pyrénéenne. La subsidence de ces panneaux augmente vers l'est où s'est probablement fait l'essentiel du coulissage.

Le pré-continent effondré du plateau marginal asturien correspond à l'escarpement Trevelyan, points conjugués dans notre modèle (fig. 4). Le plateau marginal asturien est limité à l'est par les canyons de Torrelavega et de Santander. Ce dernier de direction N-S est la continuation de la flexure du río Miera qui limite, sur le continent, l'enfoncement du massif paléozoïque asturien vers l'est (cf. MONTADERT et al., 1970). Il est probable que cette fracture est d'origine pré-ouverture et que son prolongement vers le nord limitait vers l'est le synclinal de la Manche, ce qui expliquerait que l'accident soit oblique par rapport à la direction d'ouverture.

La carte des isobathes du socle dans le golfe (fig. 5) montre clairement la grande importance de la direction transformante cantabrique qui coïncide de façon remarquable avec une limite, de part et d'autre de laquelle le socle a un rejet vertical de près de 3 kilomètres. Cette carte montre également qu'à l'est d'une zone voisine de la faille nord-pyrénéenne, le socle est beaucoup plus profond. Ceci souligne l'importance particulière de ces deux directions transformantes.

La carte de l'anomalie à l'air libre corrigée de l'effet de bord (fig. 6) montre dans la partie profonde du golfe des directions E-W dues à la phase compressive post-ouverture. Toutefois, les directions transformantes cantabrique et nord-pyrénéenne s'expriment dans les contours gravimétriques sur les marges. En particulier, la direction transformante nord-pyrénéenne, limite au sud un maximum gravimétrique qui correspond à des hauts topographiques déjà signalés par BERTHOIS et al. (1965) sur le plateau des Landes ; et la direction cantabrique se marque au niveau du fossé marginal nord-espagnol par un maximum relatif de plus de 25 mgal (SIBUET et LE PICHON, 1970).

IV - IMPORTANCE DE LA DIRECTION TRANSFORMANTE AQUITAINE

Du point de vue structural, le bassin d'Aquitaine est constitué par deux fosses qui ont été fortement subsidentes au Crétacé (le bassin de Parentis et la fosse nord-pyrénéenne) séparées par un môle. Or les directions

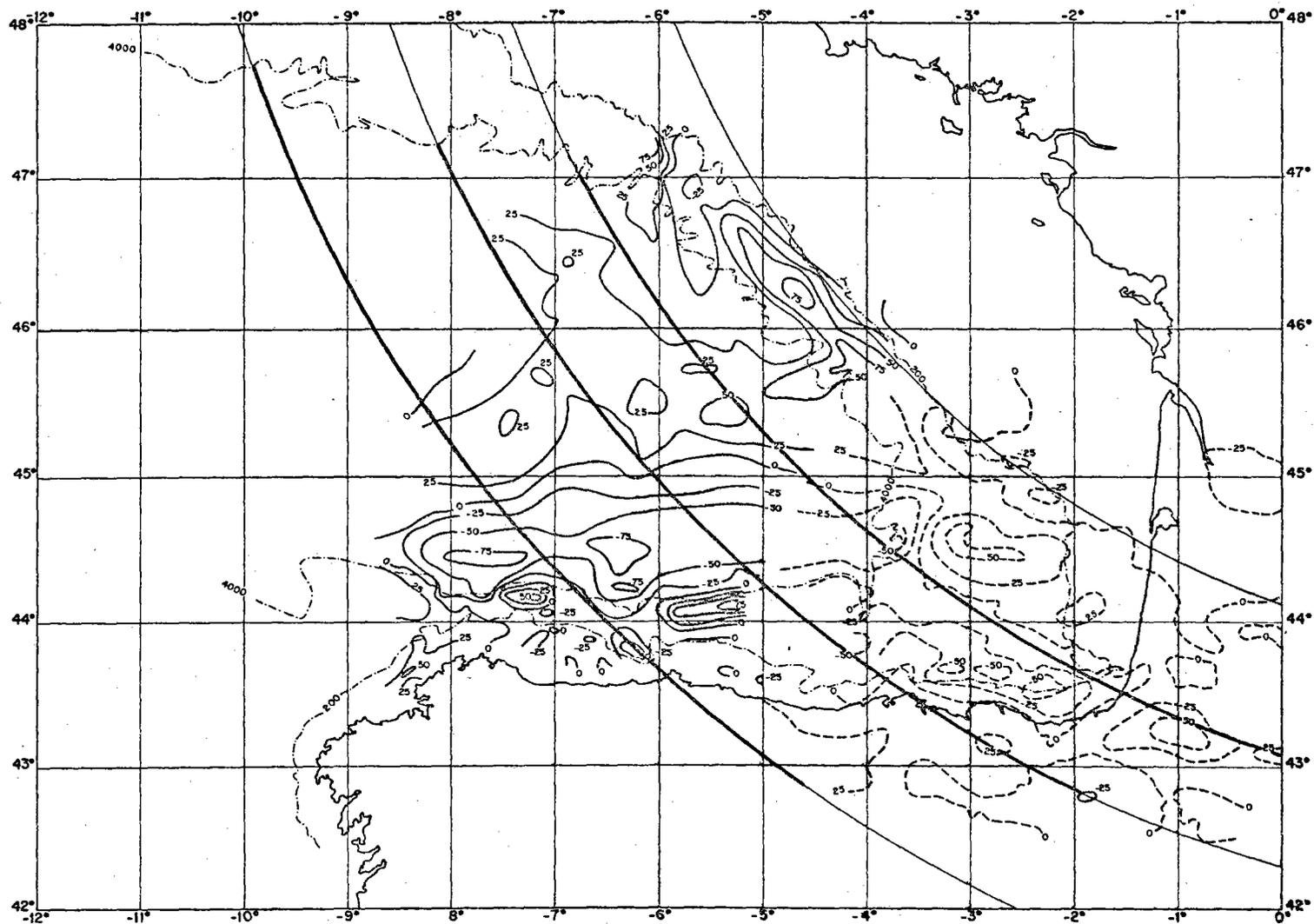


Fig. 6. Carte gravimétrique de l'anomalie à l'air libre, corrigée de l'effet de bord (traits pleins), complétée à l'est par la carte de l'anomalie isostatique de CORON et al. (1970) (traits pointillés), d'après SIBUET et LE PICHON (1970). Les cercles sont ceux de la figure 2. Equidistance des contours 25 milligals.

Free air anomaly corrected for the continental edge effect (heavy lines) after SIBUET and LE PICHON (1970) and isostatic anomaly (dashed lines) after CORON et al. (1970). The circles are the same as in figure 2. Contour interval 25 milligals.

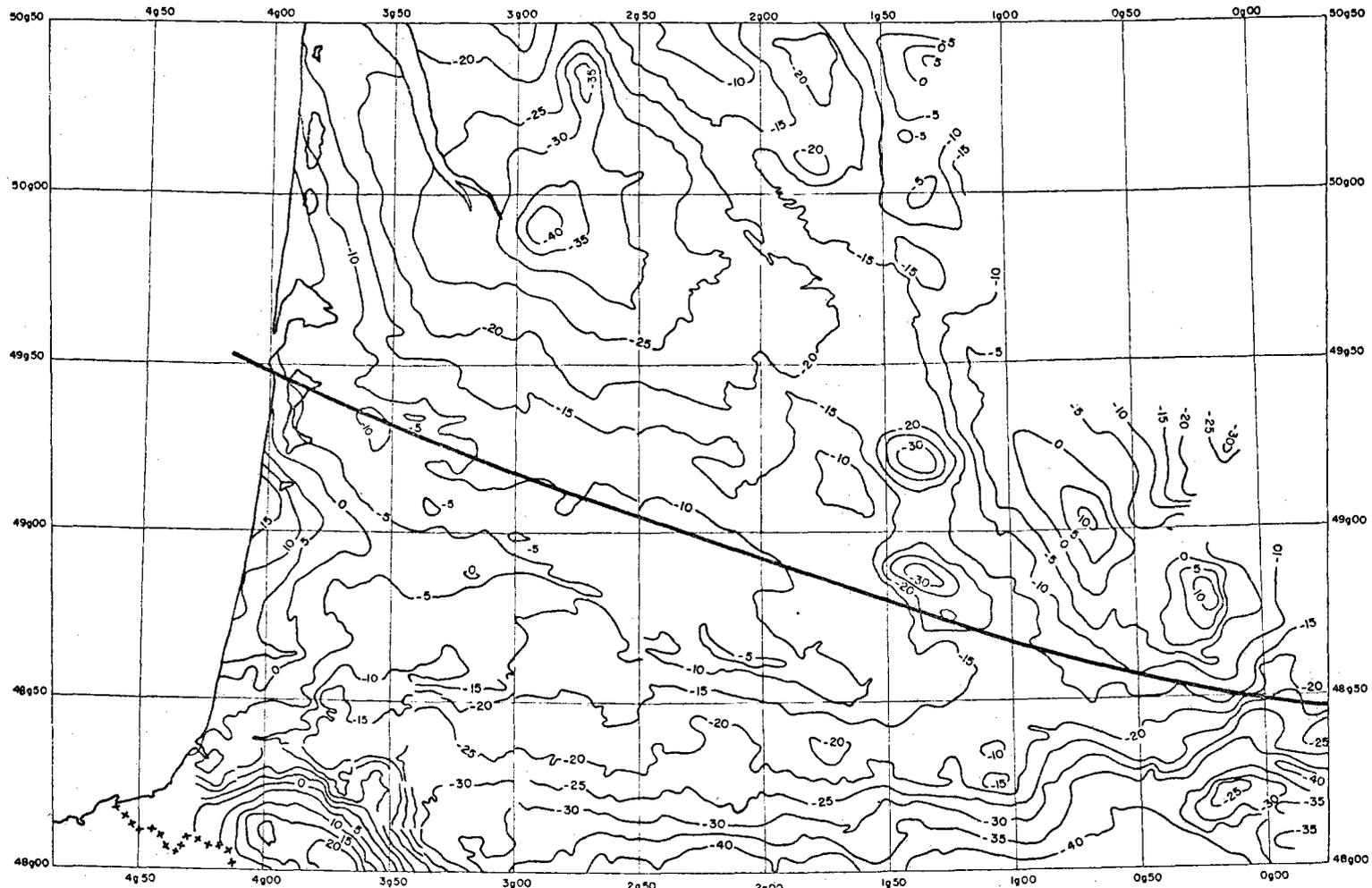


Fig. 7. Carte simplifiée de l'anomalie de Bouguer sur le bassin d'Aquitaine d'après un document non publié de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine. Equidistance des contours 5 milligals. Le trait fort correspond à la "direction transformante aquitaine" (voir texte). Origine des méridiens à Paris.

Bouguer anomalies in the Aquitaine Basin simplified from an unpublished map of the Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine. Contour interval 5 milligals. The heavy line is the "Aquitaine transform direction" (see text). Origin of meridian is Paris.

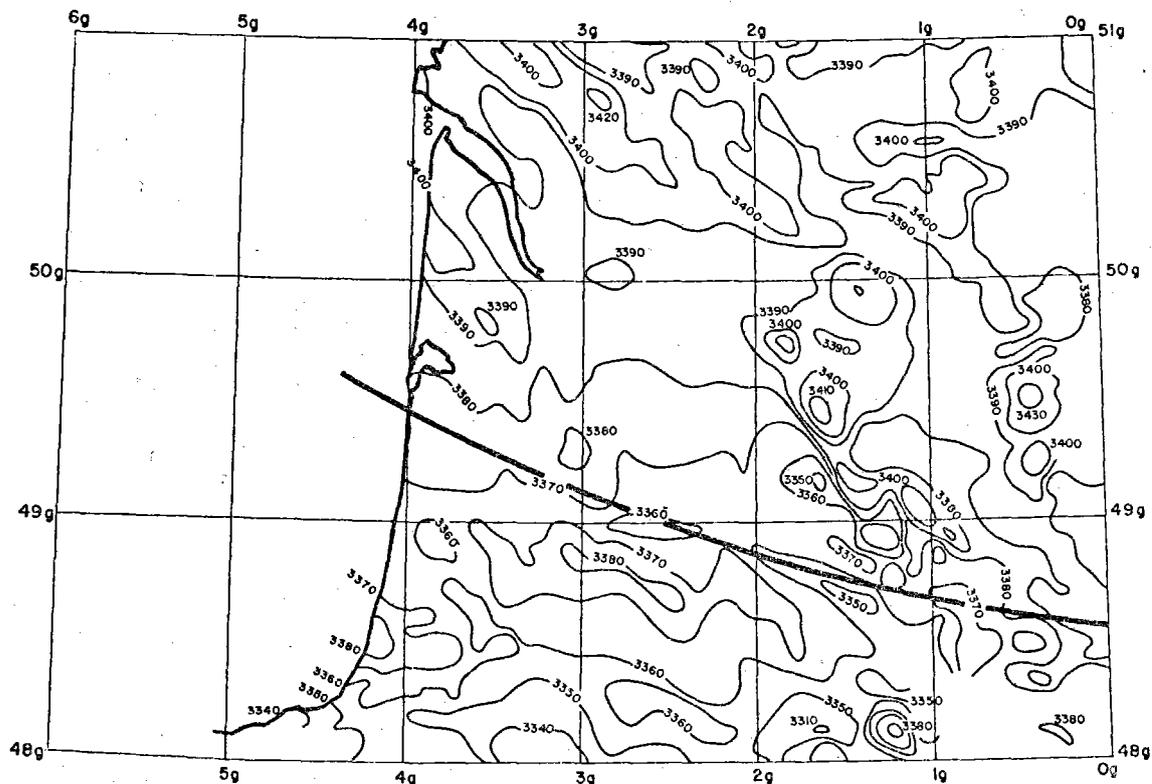


Fig. 8. Anomalies du champ magnétique sur le bassin d'Aquitaine. Les anomalies sont comptées à partir d'un niveau zéro arbitraire tel que la valeur de celles-ci soit toujours positive et voisine de 3 000 gammas. Altitude de vol 3 km. Simplifié d'après "La carte magnétique de la France à l'échelle du 1/1 000 000^e. Anomalies détaillées du champ total. (Feuille sud). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans". Le trait fort correspond à la direction transformante aquitaine (voir texte). Origine des méridiens à Paris.

Aeromagnetic anomalies of total field over the Aquitaine Basin. The anomalies are computed with an arbitrary reference level such that the anomalies are always positive and close to 3 000 gammas. Flight level 3 km. Simplified from "Carte Magnétique de la France à l'échelle du 1/1 000 000^e. Anomalies détaillées du champ total (Feuille Sud). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans". The heavy line is the "Aquitaine transform direction" (see text). Origin of meridians is Paris.

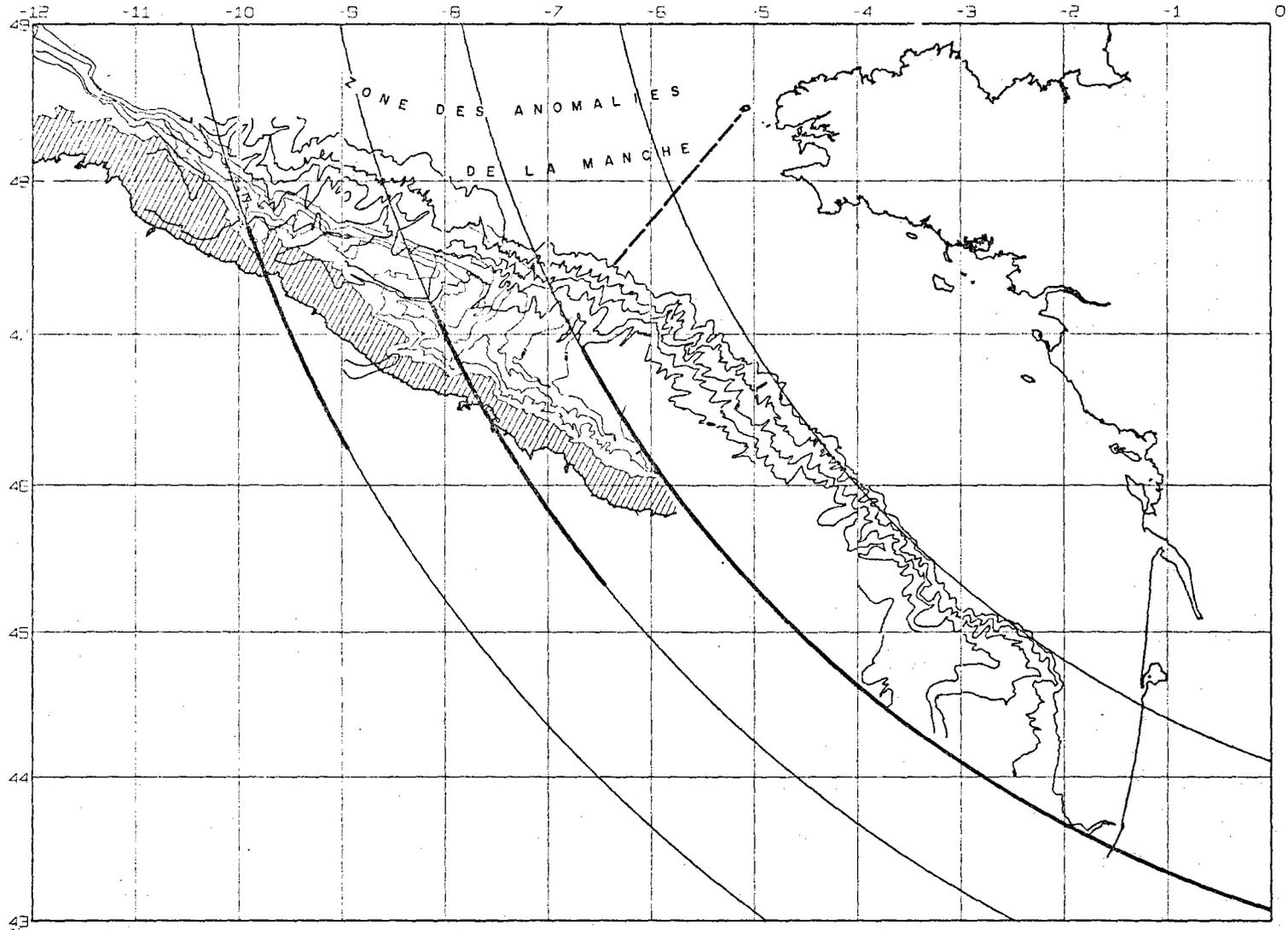


Fig. 9. Reconstitution obtenue en faisant tourner la péninsule Ibérique de 30° autour du pôle P de la figure 3. Les isobathes 200, 1 000, 2 000, 3 000 et 4 000 m sont tracées en traits forts pour la marge européenne et en traits fins pour la marge espagnole. La portion du plateau espagnol comprise entre 0 et 200 m est hachurée. Les cercles sont ceux de la figure 2. La limite sud-est des anomalies de la Manche est marquée par un trait pointillé.

Pre-drift reconstruction. A rotation of 30° about the pole P, shown in figure 3, has been applied to the Iberian peninsula. The 200, 1 000, 2 000, 3 000 and 4 000 m depth contours are shown in heavy lines for the European margin and thin lines for the Spanish margin. The Spanish shelf (between 0 and 200 m) is shaded. The circles are the same as in figure 2. The Southeastern limit of the magnetic anomalies associated with the Western Approaches of the English Channel is indicated by a dashed line.

transformantes aquitaine et nord-pyrénéenne correspond approximativement à la limite sud de ces deux bassins. De plus, la direction aquitaine marque précisément la limite d'extension des ophites réputées triasiques [†] (WINNOCQ, 1970). Que la direction transformante corresponde à un décrochement important, est fortement suggéré par les cartes de l'anomalie de Bouguer (figure 7) et de l'anomalie magnétique (figure 8). Dans les deux cas, des structures hercyniennes de direction NW-SE butent contre cet accident, et au sud de cette direction transformante les structures ont une direction WNW-ESE. Remarquons d'autre part sur la figure 6, que la direction transformante aquitaine est tronquée par un accident gravimétrique transversal à son extrémité NW, avec un changement de direction de la pente continentale, près de 47° N et 6° W. Il paraît donc raisonnable d'admettre que la direction transformante aquitaine a une grande importance structurale. Toutefois l'amplitude du cisaillement qui leur est associé ne peut être évalué à partir des données géologiques disponibles.

V - LA RECONSTITUTION PRE-OUVERTURE

La reconstitution obtenue en faisant tourner la péninsule ibérique de 30° autour du pôle eulérien défini plus haut, apparaît sur la figure 9. Il a été admis que le bord nord de la plaque Ibérie était définie par la faille nord-pyrénéenne et son prolongement vers l'ouest. L'angle de 30° a été choisi de manière à mettre les isobathes 2000 m en contact. Le mouvement éventuel le long des autres directions transformantes est négligé dans cette reconstitution.

Si cette reconstitution est valable, elle doit permettre

- 1/ de relier les structures pré-ouverture séparées maintenant par le golfe,
- 2/ de s'intégrer dans une reconstitution cohérente des continents avant la création de l'Atlantique.

Le premier point est malheureusement difficile à établir avec certitude à cause de la grande largeur du plateau continental armoricain dont la géologie pré-mésozoïque est mal connue. Nous avons toutefois remarqué que cette reconstitution mettait en coïncidence les accidents les plus importants affectant les marges armoricaine et nord-espagnole. En effet, le long de la marge armoricaine, le trait majeur est l'escarpement Trevelyan ^{††} qui a la même

[†] *L'association habituelle des ophites avec les évaporites triasiques ne prouve pas qu'elles soient toutes de cet âge.*

^{††} *La reconstitution proposée superpose la partie sud de l'escarpement Trevelyan, de profondeur supérieure à 2000 m, au plateau marginal asturien. La morphologie suggère qu'il s'agit d'un morceau effondré détaché du continent.*

direction que la limite orientale de l'important synclinal de la Manche, subsident durant le Mésozoïque. Sur la marge espagnole, le plateau marginal asturien est limité à l'est par un accident N-S, marqué par les canyons de Torrelavega et de Santander. La limite est du synclinal de la Manche et le canyon de Santander se trouvent alignés par la reconstitution. De plus, le bloc subsident de Trevelyan correspond exactement au bloc subsident du plateau marginal asturien. Il est donc probable, comme nous l'avons dit plus haut, qu'il s'agit là d'un trait structural ancien qui a rejoué ultérieurement. Un autre trait important de la marge espagnole est le décrochement marqué par le canyon d'Avilès, le long de la direction transformante cantabrique, décrochement qui a amené un véritable découpage du plateau continental. Là encore, il y a coïncidence entre cet accident et le décrochement de la marge européenne le long du bord oriental de la baie de Porcupine, quand la péninsule ibérique est replacée dans sa position primitive.

Le second point, l'intégration dans une reconstitution d'ensemble des continents avant l'ouverture de l'Atlantique Nord, sera discuté ultérieurement. Il est clair que le schéma maintenant classique proposé par BULLARD et al. (1965) doit être modifié, puisque la péninsule ibérique est située 350 km à l'ouest dans notre modèle. Remarquons toutefois, dès maintenant, que la marge de Galice, à l'ouest de la direction transformante cantabrique, se trouve en face de la baie de Porcupine. Nous verrons plus loin qu'il s'agit pour cette zone, non d'une ouverture entre la plaque Ibérie et la plaque Europe, mais entre la plaque Ibérie et une plaque qui occupait l'emplacement de la baie de Porcupine et qui est maintenant du côté Amérique. En conséquence, il devait y avoir là un point triple et on ne peut appliquer sans précautions, à la région située d'un côté de la direction transformante cantabrique, les conclusions obtenues de l'autre côté de cette direction. Cet élément permettrait d'expliquer en particulier que la distribution des anomalies magnétiques est différente à l'est et à l'ouest de la direction cantabrique et que celle-ci se manifeste très fortement dans la morphologie du socle.

Nous avons admis, pour cette reconstitution, que le bord nord de la plaque Ibérie était défini par la faille nord-pyrénéenne. Ceci conduit à admettre que la région comprise entre la direction transformante nord-pyrénéenne et la direction aquitaine, dans le golfe, correspond à une portion de continent effondré et océanisé, comme le suggèrent MONTADERT et al. (1970). Dans cette hypothèse, un décrochement limité le long de la direction aquitaine aurait amené la subsidence du panneau, large d'une centaine de kilomètres, limité par les deux directions. Cette hypothèse présente toutefois certains inconvénients. Elle ne permet pas d'expliquer pourquoi les structures

magnétiques du continent s'arrêtent au bord du plateau armoricain. De plus, une masse continentale importante aurait été océanisée. N'est-il pas possible d'admettre qu'un décrochement important s'est fait, non pas le long de la faille nord-pyrénéenne, mais le long de la direction aquitaine, de sorte que le plateau des Landes viendrait en contact avec la marge armoricaine ? La frontière nord de la plaque Ibérie se situerait alors sur la direction aquitaine et cette plaque aurait, lors de l'ouverture, joué en trois panneaux principaux séparés par des décrochements. On expliquerait ainsi l'augmentation de la subsidence des marges d'ouest en est, en se rapprochant des décrochements majeurs. L'ensemble de ces zones, actives pendant la phase d'ouverture du golfe, aurait été modifié lors des phases tectoniques compressives nord-sud ultérieures, le paroxysme de déformation s'étant concentré au sud de la faille nord-pyrénéenne qui se trouvait dans le prolongement de la nouvelle marge nord de la péninsule ibérique. L'examen des données géologiques devrait permettre de déterminer laquelle de ces deux directions transformantes (aquitaine ou nord-pyrénéenne) constitue la limite de la plaque Ibérie.

Le problème de l'âge du golfe de Gascogne est le même quelle que soit l'importance accordée à la direction aquitaine, décrochement limité avec océanisation ou décrochement majeur. Nous avons vu que la phase de distension correspondant à la formation du golfe devait s'être située entre le Permien et le Crétacé supérieur. Plus précisément, les données paléomagnétiques (VAN DER VOO, 1969) suggèrent que ce mouvement a dû se produire après le Trias. STAUFFER et TARLING (1970) suggèrent que le mouvement est post-kimmeridgien inférieur sur la base de nouvelles mesures paléomagnétiques. De même, les données que nous possédons sur l'ouverture de l'Atlantique Nord, entre l'Afrique et l'Amérique du Nord (EWING et al., 1970) indiquent que celle-ci a débuté vers la fin du Trias. On peut donc considérer que l'ouverture du golfe a dû se placer entre 180 MA, âge des premiers phénomènes de dislocation du continent laurasien, et 80 MA, âge de la première phase compressive pyrénéenne ; et plus probablement entre 150 et 80 MA.

L'étude des profils de sismique réflexion a conduit SIBUET et al. (1970) à considérer comme le plus probable, un âge crétacé moyen ou supérieur pour la partie centrale du golfe, bien qu'un âge plus ancien ne puisse être exclu. D'autre part, on sait que le bassin de Parentis après une longue phase préparatoire qui débute au Trias, s'est individualisé à la limite du Jurassique et du Crétacé (140 MA), le maximum de subsidence ayant

eu lieu au Crétacé inférieur moyen (WINNOCK, 1970). Plus au nord, le Crétacé supérieur repose sur les couches jurassiques érodées. De même, le fossé de flysch nord-pyrénéen était particulièrement actif au Cénomanién. On a discuté plus haut des manifestations volcaniques et métamorphiques fini-crétacées liées à la faille nord-pyrénéenne. La région du synclinorium de Biscaye (ou fosse sud-pyrénéenne) se serait individualisée dès le Wealdien (Crétacé inférieur), mais la subsidence majeure et les manifestations volcaniques les plus nombreuses s'y sont produites au Crétacé supérieur (cf. BERTHOIS et al., 1965). Enfin la direction transformante cantabrique semble avoir joué un rôle structural important dès la fin du Jurassique.

On sait d'autre part (MONTADERT et al., 1970) que la marge armoricaine a sans doute été créée à la limite du Jurassique et du Crétacé et que des formations albiennes néritiques s'y trouvent maintenant à 2300 m de profondeur. Cette subsidence accompagne probablement l'ouverture mais avec un retard de l'ordre de 30 MA (PAUTOT et al., 1970). Ces faits suggèrent que la phase d'ouverture proprement dite a débuté à la fin du Jurassique et s'est terminée au Crétacé supérieur. Il est évidemment possible, et même probable, que les phénomènes de distension initiaux se soient produits dès le Trias supérieur, lors des premiers mouvements de l'Afrique. On sait en effet qu'un temps très long peut s'écouler entre la première formation des rifts et le début du mouvement d'ouverture (cf. rifts africains). Les premières transgressions jurassiques, connues le long des marges actuelles, s'expliqueraient ainsi.

VI - LA PHASE DE DISTENSION CRETACEE

Bien que des cassures se soient produites dès la fin du Trias, nous proposons que le mouvement d'ouverture proprement dit, tel qu'il est schématisé dans la figure 10, ait commencé dès la fin du Jurassique (environ 150 MA), pour se terminer au Crétacé supérieur. Le bord nord de la plaque Ibérie était situé soit sur la faille nord-pyrénéenne, soit sur la direction transformante aquitaine. Pendant l'ouverture du golfe, la plaque Ibérie s'est découpée en une série de panneaux, larges de 100 km environ, dont la subsidence augmente vers l'est où ont lieu les décrochements majeurs. Ainsi s'expliquent dans le domaine continental la création des fosses sud-pyrénéenne, nord-pyrénéenne et de Parentis, et les manifestations tectoniques de distension (épanchements volcaniques, cassures, subsidence) qui accompagnent cette création. D'autre part, une série de blocs sur la marge nord de la plaque Ibérie subissent une subsidence qui se poursuivra jusque dans le Tertiaire, et dont l'amplitude augmente elle aussi vers l'est : plateau marginal asturien maintenant à 500 m, plate-forme^à 2500 m, plateau des Landes où le socle est à 4000 ou 5000 m (MONTADERT et al., 1970).

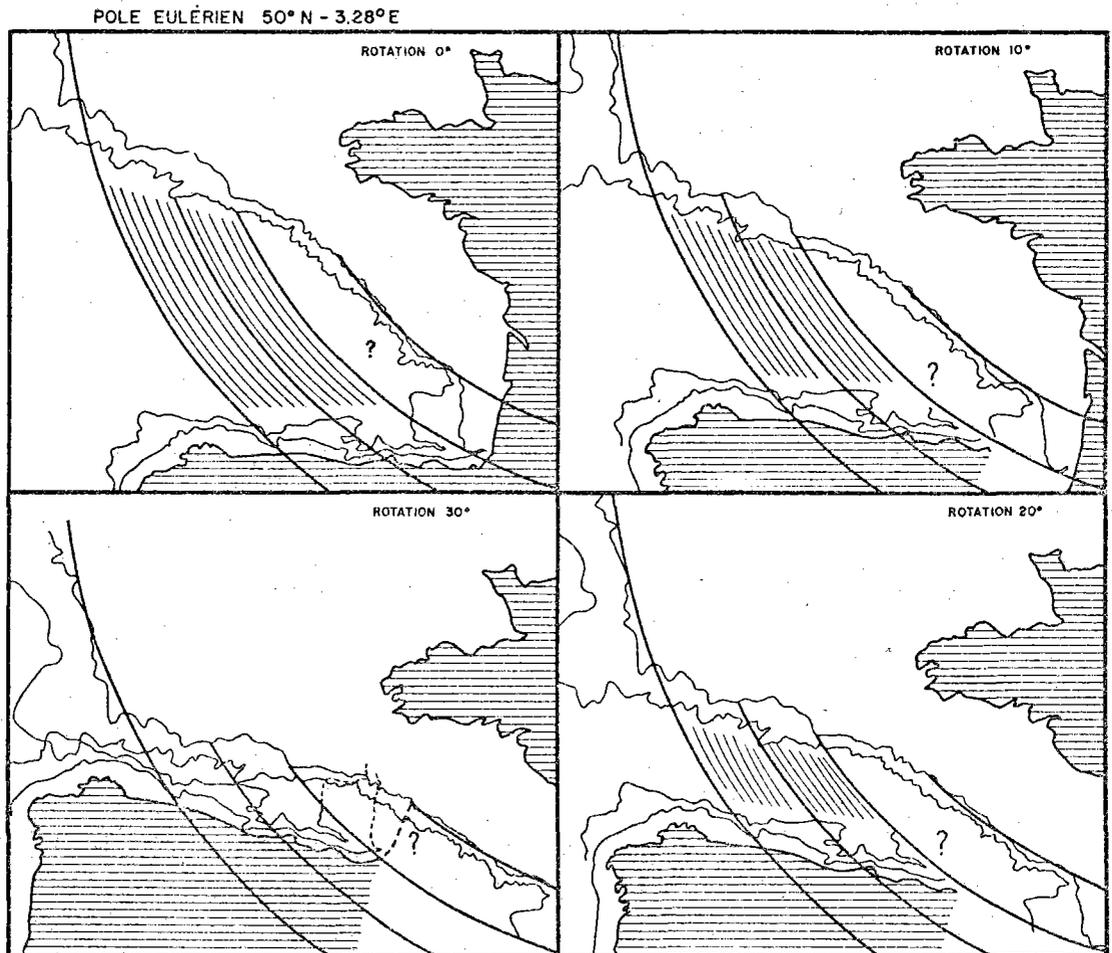


Fig. 10. Schéma montrant la géométrie de l'ouverture du golfe. On n'a pas tenu compte de l'épisode de subduction postérieur à l'ouverture (voir texte). L'axe du golfe est supposé fixe. La région hachurée représente la croûte océanique créée pendant l'ouverture entre les plaques Ibérie et Europe. On a reporté les isobathes 200 et 2 000 m. Les cercles sont ceux de la figure 2. En pointillé, on a représenté le cas où la frontière nord de la plaque Ibérie serait la direction transformante aquitaine.

Geometry of the opening of the Bay of Biscay. We have not taken into account the episode of subduction which took place after the opening was achieved (see text) : the axis of the Bay was held arbitrarily fixed. The dashed zone represents crust created during the opening between the Iberia and Europe plates. The 200 and 2 000 m depth contours are shown. The dotted contours are for the case where the Northern limit of the Iberia plate is the Aquitaine direction. The circles are the same as in figure 2.

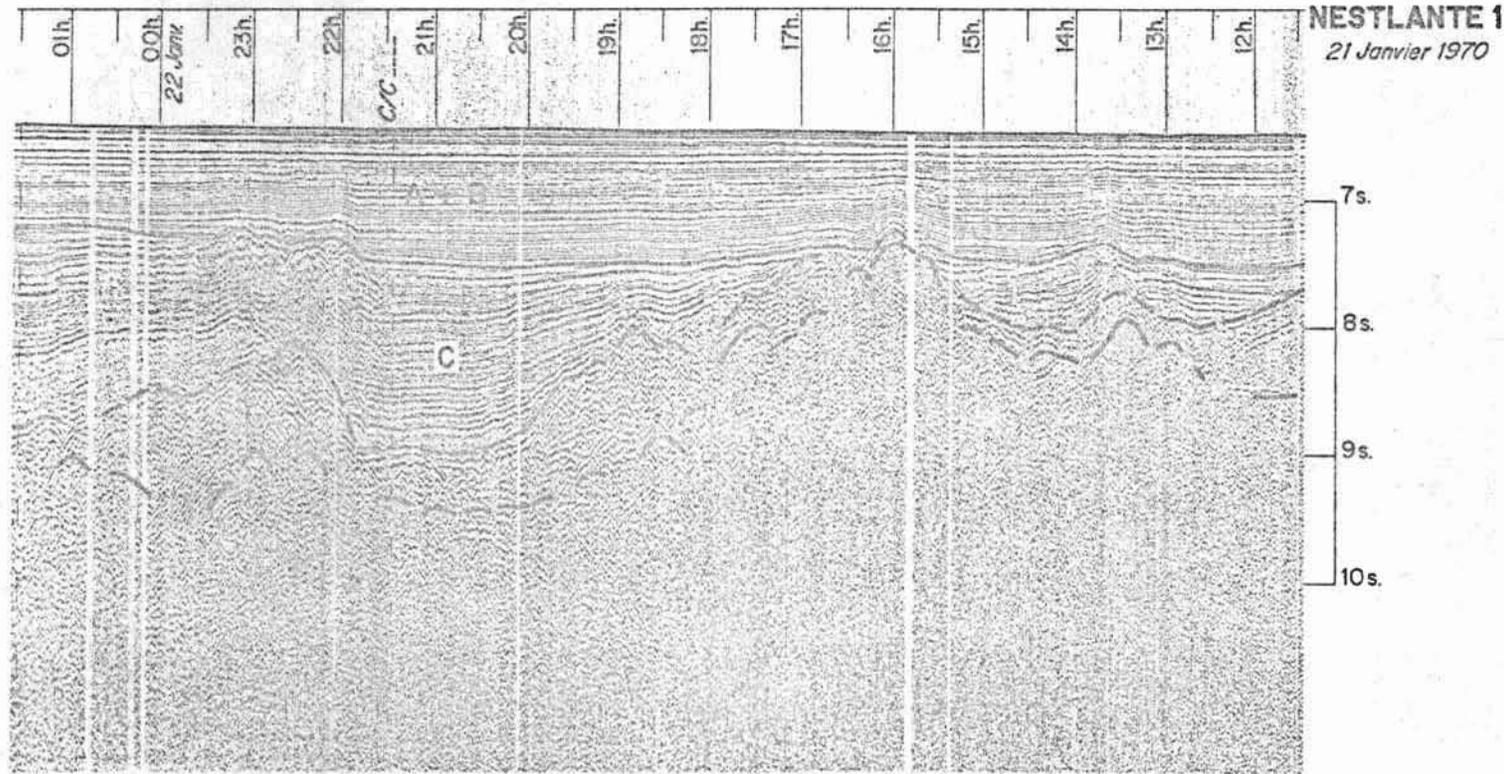


Fig. 11. Profil flexotir dans le nord du golfe. A + B : post-Miocène inférieur; C : post-Eocène; D : pré-Eocène moyen, E : socle. Profondeur en secondes de temps double. Exagération verticale : 20 X. D'après SIBUET et al. (1970).

Flexotir record in the Northern part of the Bay of Biscay. A + B : post-lower Miocene; C : post-Eocene; D : pre-middle Eocene; E : basement. Depth scale is in seconds of two-way travel time. Vertical exaggeration 20. After SIBUET et al. (1970).

Sur la plaque Europe, les contraintes dues à l'ouverture du golfe sont sans doute à l'origine des deux grandes cassures de la Manche occidentale (voir figure 2) et du Bassin de Parentis, particulièrement bien marquées sur la carte magnétique de la France (LE BORGNE et LE MOUEL, 1969) par de fortes anomalies positives. Ces anomalies correspondent sans doute à des intrusions ignées le long des zones de distension. Le bord oriental du synclinal de la Manche est un accident structural majeur pré-ouverture qui se manifeste, sur la plaque Ibérie, par le canyon de Santander et la flexure du rio Miera.

Durant les premiers stades d'ouverture, alors que la subsidence des marges s'amorçait, une couche d'évaporites se déposait. L'âge de ces évaporites dans le golfe est probablement crétacé inférieur ; il faut noter qu'il existe des évaporites d'âge crétacé sur le continent espagnol. La disposition symétrique de cette couche d'évaporites suggère que les zones marginales sont plus anciennes que la partie centrale du golfe et donc que ce dernier a été créé par un processus d'accrétion dans la zone axiale.

La carte du socle (figure 5) confirme la grande importance de la direction transformante cantabrique qui limite un domaine proprement "golfe" à l'est, d'un domaine différent à l'ouest. L'importance de la direction transformante cantabrique apparaît bien sur la figure 5 puisque le socle s'enfonce à l'est de cette direction. L'examen de la carte magnétique (figure 2) confirme ces deux derniers points. Le nombre et la distribution des anomalies sont différents de part et d'autre de la direction cantabrique. Une extension du levé magnétique vers l'ouest est nécessaire pour préciser la signification de cette différence. D'autre part, une frontière voisine de la direction nord-pyrénéenne délimite deux régions totalement différentes. Il est donc certain que les trois directions transformantes qui ont joué un rôle majeur dans l'ouverture du golfe sont la direction cantabrique, la direction nord-pyrénéenne et la direction aquitaine. Par contre l'asymétrie importante dans la distribution des anomalies s'explique en grande partie par l'existence d'une zone de "subduction" active à l'Eocène, le long de la marge sud.

Durant cette phase de distension, la sédimentation dans la partie centrale du golfe a été essentiellement pélagique, sauf le long de sillons parallèles à la direction des anomalies magnétiques et donc au rift, dans lesquels se déposent des turbidites. Certains de ces sillons (Cantabria, Gascogne) verront leurs reliefs inversés lors de l'épisode compressif éocène.

VII - LA PHASE DE COMPRESSION : LES EPISODES EOCENE MOYEN ET MIOCENE INFÉRIEUR

La phase compressive n'a vraiment commencé qu'à l'Eocène moyen, alors que l'ouverture du golfe était sans doute achevée au Crétacé supérieur. Remarquons toutefois que, dans les Pyrénées, il existe une phase compressive fini-crétacée, limitée à la partie orientale de la chaîne, probablement accompagnée de distension dans les zones occidentales (CHOUKROUNE, communication personnelle). Ces phénomènes peuvent s'interpréter par une migration limitée du pôle en fin d'ouverture du golfe de Gascogne. L'épisode compressif éocène, apparent surtout dans la partie sud du golfe, se marque par une discordance stratigraphique très nette sous laquelle les couches sédimentaires ont été affectées de failles et glissements nombreux (voir figure 11). SIBUET et LE PICHON (1970) et SIBUET et al. (1970) ont montré que le fossé comblé, situé au sud du golfe, avait tous les caractères d'un fossé océanique typique devenu inactif. L'existence d'un bourrelet topographique situé sur le côté océanique du fossé, s'explique bien par la flexure de la lithosphère (WALCOTT, 1970). Ce fossé clairement reconnaissable sur les figures 6 et 12, a une allure rectiligne et suit la direction N 250° entre 7°W et 3,5°W. A l'ouest de 7°W, l'inclinaison vers le sud augmente. A l'est de 3,5°W, le fossé est brusquement tronqué (figure 6). Il s'agirait de nouvelles directions tectoniques liées à une compression essentiellement nord-sud, surimposées à l'ancien bâti structural créé par distension.

En effet, ce fossé aurait joué le rôle d'une "zone de subduction" dans laquelle une certaine quantité de croûte a été engloutie à l'ouest de 3,5°W. A l'est de cette limite, le mouvement de compression a été absorbé plus au sud, dans la zone pyrénéenne, la zone du canyon de Santander de direction N-S ayant été occupée par une faille transformante de fossé à orogène. D'autre part, la formation de ce fossé a entraîné vers l'est l'apparition de cassure E-W dans la dépression du Cap Ferret. Celles-ci se sont superposées à la direction originelle de subsidence WNW - ESE liée à la distension initiale. La déformation de la pente continentale aurait amené les sédiments de glaciais sur la plateforme espagnole ce qui, d'après BOILLOT et al. (1970), y expliquerait la présence de flysch crétacé. Il semble que la subduction a été limitée puisqu'on ne connaît pas d'andésites de cet âge dans l'arrière-pays espagnol et que de plus, le raccourcissement total dans les Pyrénées est de l'ordre de 50 km (MATTAUER, 1968 a). Cinquante à cent kilomètres de subduction sont d'ailleurs suffisants pour expliquer l'asymétrie des anomalies magnétiques dans le golfe.

Le mouvement de flexure lié à la subduction de la lithosphère, a entraîné une inversion du relief dans les sillons de Cantabria et de Gascogne qui correspondaient à des zones de faiblesse. On explique ainsi la formation des buttes-témoin de Cantabria et Gascogne à l'Eocène (SIBUET et al., 1970). Le mouvement de compression semble avoir été moins important à l'ouest de la direction cantabrique. Notons enfin que dans la région du synclinal de la Manche, les failles normales sont également reprises durant cet épisode de compression, pour être transformées en failles inverses (LAPIERRE et al., 1970).

A l'Eocène supérieur, le mouvement de compression cesse. Le fossé sud cesse d'être actif et se comble rapidement de turbidites provenant des produits d'érosion des reliefs créés sur le plateau continental nord-espagnol émergé (BOILLOT et al., 1970, SIBUET et LE PICHON, 1970). De même, la large dépression du nord (fig. 12) se comble à cette époque. La disparition d'une partie de la croûte océanique dans le fossé doit avoir entraîné un décalage des directions transformantes dans le golfe et sur le continent. Toutefois, on peut voir que le décalage des directions du golfe vers le sud, ne devrait pas dépasser une vingtaine de kilomètres, ce qui se vérifie sur les figures 5 et 2 par exemple. On ne peut donc plus espérer un raccord parfait entre les structures océaniques et continentales.

Un second épisode tectonique tertiaire, qui se marque par une discordance stratigraphique dans tout le golfe, se place au Miocène inférieur (figure 11). Cet épisode correspond essentiellement à une tectonique verticale, accompagnée de diapirisme le long de la marge espagnole. Enfin, après cet épisode tectonique, la sédimentation dans le golfe a été très calme, comme l'indique la carte isopaque des séries post-Miocène inférieur (SIBUET et al., 1970).

VIII - LA PLACE DE LA PLAQUE IBERIE DANS LA RECONSTITUTION DES CONTINENTS ATLANTIQUES AVANT LEUR DERIVE.

Il est important d'examiner la nouvelle position de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Europe, dans un cadre plus large que celui du

golfe de Gascogne. Nous présenterons sommairement les principes et résultats qui nous ont permis de déterminer la position pré-ouverture des continents atlantiques. Nous verrons que l'ouverture du golfe de Gascogne semble dominée par les premiers mouvements de l'Afrique entre le Jurassique inférieur et le Crétacé Supérieur. Enfin, nous insisterons sur la fragmentation de la lithosphère continentale en blocs mineurs, puisque ce mode de démembrement est particulièrement important dans l'Atlantique Nord.

Des études récentes ont permis de préciser la position relative des continents atlantiques et les mouvements initiaux d'ouverture. LE PICHON et FOX (à l'impression) ont ainsi utilisé des traits structuraux majeurs de part et d'autre de l'Atlantique central, pour obtenir une nouvelle reconstruction pré-ouverture de l'Amérique du Nord et de l'Afrique. La rotation équivalente calculée par LE PICHON et FOX (66°N , 12°W , $74,8^{\circ}$) est peu différente de celle de BULLARD et al. (1965) ($67,6^{\circ}\text{N}$, 14°W , $74,8^{\circ}$) mais l'analyse des premiers leur permet d'estimer les paramètres du mouvement initial entre ces deux grandes plaques. Nous montrerons plus loin l'importance de ce premier mouvement. BULLARD et al (1965) ont déterminé le meilleur ajustement géométrique des marges du Groënland et de l'Amérique du Nord. LE PICHON et al. (à l'impression) ont noté que la rotation trouvée amène en coïncidence des "failles conjuguées" de part et d'autre de la mer du Labrador. Cet accord suggère que la reconstruction du Groënland et de l'Amérique du Nord de BULLARD et al., n'est pas à modifier. Les mêmes critères d'alignement de traits structuraux conjugués, que l'on suppose liés à l'ouverture initiale, ont été utilisés pour les mers de Norvège et du Groënland. On peut montrer que la rotation (67°N , 110°E , $16,65^{\circ}$) qui aligne au mieux ces accidents majeurs est intermédiaire entre celle de BULLARD et al. (1965) (73°N , $96,5^{\circ}\text{E}$, 22°) et celle de BOTT (communication personnelle) (58°N , 117°E , 13°). Enfin il est possible de replacer le plateau de Rockall dans sa position d'origine, par rapport à l'Amérique du Nord, en utilisant les deux directions principales de la faille transformante Gibbs (OLIVET et al., 1970).

Dans notre reconstitution nous avons choisi de façon purement arbitraire de prendre comme fixe la plaque Europe. Le tableau 1 résume les paramètres des rotations adoptées dans la reconstruction de l'Atlantique Nord. (figure 13). Comme nous l'avons vu plus haut, nous avons choisi pour la plaque Ibérie un angle de rotation de 30° . En effet, une valeur inférieure n'amènerait pas en contact l'isobathe des 2000 m au pied des pentes continentales armoricaine et nord-espagnole, tandis qu'une rotation supérieure à 30°

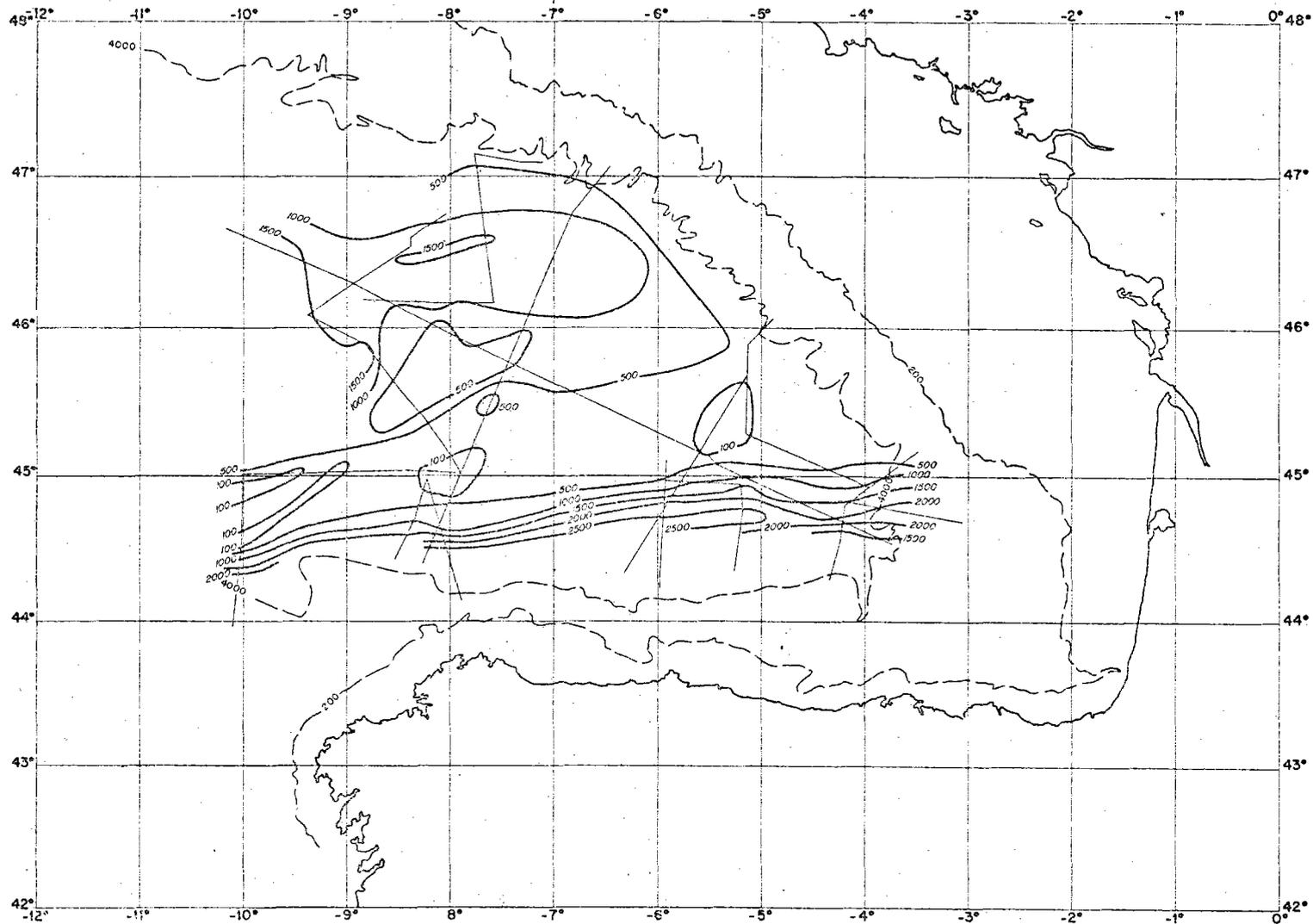


Fig. 12. Carte des isopaques des sédiments compris entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur d'après SIBUET et al. (1970). Epaisseur des sédiments en mètres non corrigée pour la compaction. Les traits fins marquent les routes suivies.

Isoch of post-middle Eocene and pre-Lower Miocene sediments after SIBUET et al. (1970). Thickness of sediments is in meters, not corrected for compaction. The thin lines are the ship's tracks.

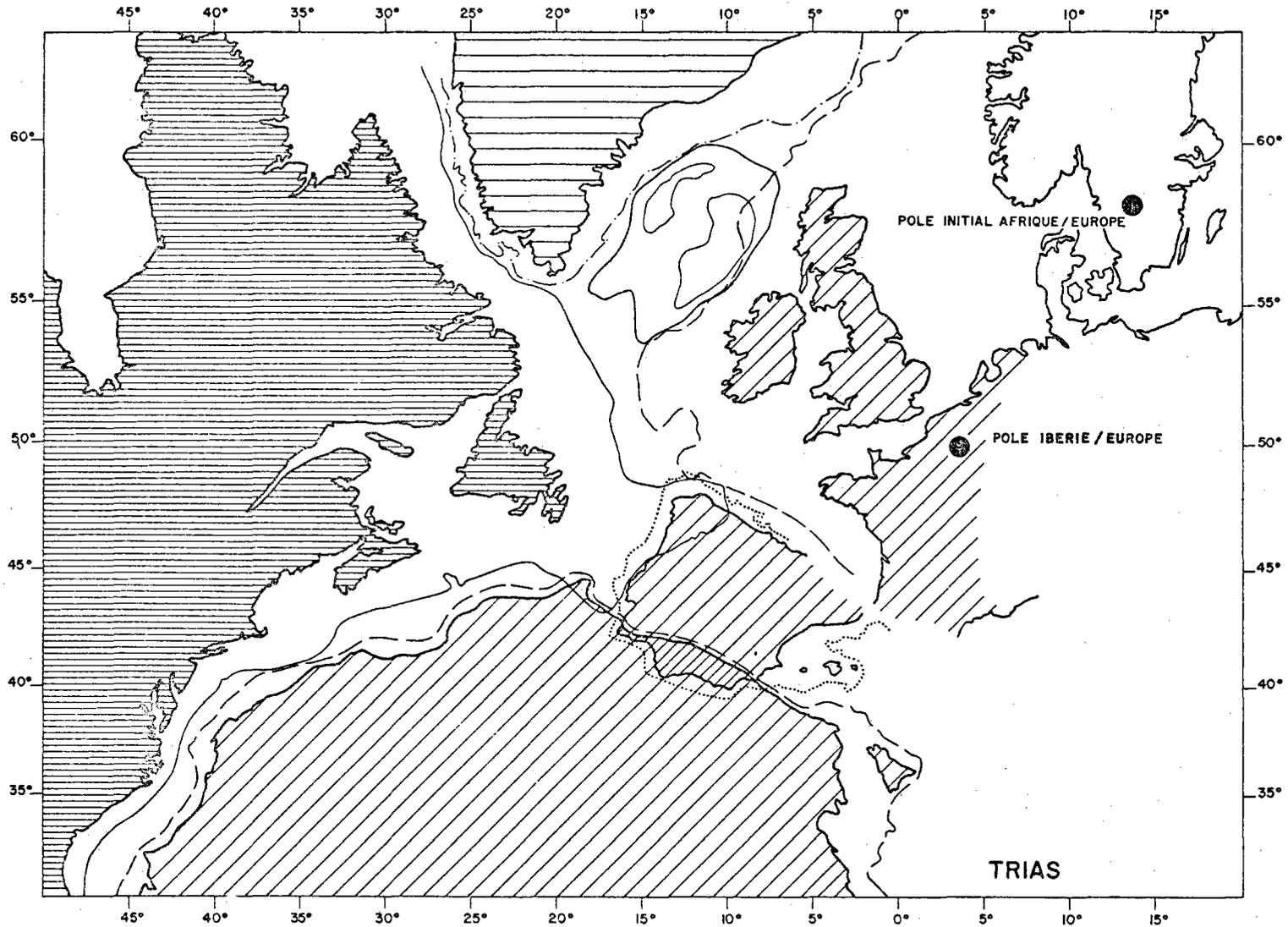


Fig. 13. Reconstitution des continents atlantiques au Trias (pour les détails voir texte et tab. I).

Reconstruction of the Atlantic continents in the Triassic (for details see text and Table I).
Europe in its present position. Mercator projection.

produirait une superposition trop importante du Bonnet Flamand (Flemish Cap), à l'est du Grand Banc de Terre-Neuve, et du coin nord-ouest de l'Espagne. La superposition de la partie sud de l'Andalousie et de l'Afrique du Nord est un trait commun à la plupart des reconstitutions (BULLARD et al., 1965, DIETZ et HOLDEN, 1970). Si l'on considère que la position de l'Afrique par rapport à la péninsule ibérique est déterminée par la composition de quatre rotations finies (cf. tableau 1), chacune entachée d'erreurs, on voit qu'il est possible qu'une partie au moins de cette superposition soit due aux erreurs introduites. La véritable limite sud de la plaque Ibérie pourrait donc être au contact du bâti hercynien de la Meseta et du bassin néogène du Guadalquivir, bien que l'existence d'une faille à ce niveau ait été mise en doute (PERCONIG, 1962). Les lacunes dans la reconstruction entre le plateau de Rockall, le banc de Porcupine et la marge canadienne correspondent sans doute à des fragments de continent effondrés. En effet, un forage sur Orphan knoll a montré que cette colline, située à 350 km au nord du Bonnet Flamand, est une structure continentale, effondrée au Crétacé supérieur, probablement pendant un premier stade d'ouverture de l'Atlantique Nord (LAUGHTON et al., 1970).

L'ouverture de l'Atlantique central entre l'Afrique et l'Amérique du Nord est bien datée : 180 MA d'après les résultats des forages JOIDES (EWING et al., 1970). Le mouvement d'ouverture initiale (jusqu'à 80 MA) peut être décrit de manière satisfaisante par une rotation unique (LE PICHON et FOX, à l'impression). On sait que l'Afrique est probablement la première des plaques considérées à se déplacer, au Jurassique inférieur. Les positions relatives des pôles (figure 13) suggèrent que le départ de la plaque Afrique a provoqué le mouvement de la plaque Ibérie par rapport à l'Europe.

Nous avons vu que le mouvement d'ouverture du golfe de Gascogne devait être achevé au Crétacé supérieur (80 MA). Dans notre modèle, le mouvement initial de l'Afrique par rapport à la plaque Ibérie, de 180 à 80 MA, est surtout de cisaillement accompagné d'extension. Rappelons que GLANGEAUD (1951) a souligné l'importance d'une phase de distension triasico-liasique en Méditerranée occidentale. Cette distension se manifeste par une subsidence généralisée des marges continentales et la formation de fosses sur le pourtour de la Méditerranée actuelle. Le mouvement total de l'Afrique par rapport à la plaque Ibérie, dans la deuxième phase d'ouverture de l'Atlantique central, correspond approximativement au mouvement inverse du précédent. C'est pendant cette seconde phase que se place la compression paroxysmale dans les Pyrénées et une activité importante du fossé au pied de la marge nord-espagnole.

T A B L E A U 1

Paramètres des rotations [†] des plaques de l'Atlantique Nord ayant servi à la reconstruction des figures 13 et 14.

PLAQUE	ROTATION 1	ROTATION 2	ROTATION EQUIVALENTE ^{††}
AMERIQUE	70,3°N 93,8°W 17,9° ^a	67,0°N 110,0°E 16,6° ^b	88,2° N 159,4° E 32,2° ^b
GROENLAND	67,0°N 110,0°E 16,65° ^b		67,0° N 110,0° E 16,65° ^b
AFRIQUE	66,0°N 12,0°W - 74,8° ^c	88,2°N 159,4°E 32,2°	50,7° N 4,3° E - 47,5°
ROCKALL	81,1°N 152,2°E - 23,7° ^d	88,2°N 159,4°E 32,2°	73,1° N 12,0° W 9,1°
IBERIE	50,0°N 3,28°E - 30,0°		50,0° N 3,28°E - 30,0°

[†] Les rotations sont positives si elles correspondent à un mouvement dans le sens trigonométrique de la plaque mobile par rapport à la plaque fixe, pour un observateur situé au-dessus du pôle de rotation.

^{††} Les rotations équivalentes sont des rotations par rapport à la plaque Europe.

a Reconstruction Amérique - Groënland de BULLARD et al., (1965).

b Reconstruction Groënland - Europe (en préparation)

c Reconstruction Afrique - Amérique du Nord de LE PICHON et FOX (à l'impression).

d Reconstruction Rockall - Amérique du Nord de LE PICHON et al. (en préparation).

-o-o-o-o-o-o-o-o-o-

En résumé, tout se passe comme si la plaque Ibérie avait été entraînée par la plaque Afrique pendant la phase d'ouverture du golfe de Gascogne. C'est seulement après l'Eocène que les mouvements de l'Afrique n'ont plus une incidence majeure sur le golfe, puisque les plaques Ibérie et Europe sont alors soudées.

Les différences, avec la reconstruction de BULLARD et al. (1965) par exemple, sont considérables puisque dans notre reconstitution la péninsule ibérique est déplacée de plus de 350 km vers le nord-ouest par rapport à l'Europe. Il est clair que toute tentative de reconstitution des blocs continentaux sur le pourtour de la Méditerranée (par exemple SMITH, à l'impression) doit être reprise en tenant compte de cette nouvelle position de la péninsule ibérique. Nous avons, dans la figure 14, représenté le détail de notre reconstitution dans la région méditerranéenne. Nous avons attaché la Sicile à l'Afrique comme l'exigent les données géologiques. Comme l'a remarqué SMITH (à l'impression), la partie de la péninsule ibérique qui se superpose à l'Afrique du Nord aurait pu occuper la lacune entre l'Afrique et le bloc des Iles Baléares. Notons enfin que l'extension de la faille transformante nord-pyrénéenne (figure 14) correspond approximativement au tracé actuel de la marge continentale provinciale : il est possible que la formation de la marge continentale ait été contrôlée par cette direction ou une direction parallèle. Toutefois, il ne nous est pas possible de préciser sur quelle ligne tectonique se terminait à l'est cette faille transformante.

Une caractéristique importante de l'ouverture de l'océan Atlantique semble être la fragmentation de la lithosphère en petits blocs continentaux entre les plaques principales. Ainsi le bloc des Iles Faroës, dont l'âge est d'au moins 150 MA (RASMUSEN et NOE-NYGAARD, 1966), semble s'être détaché de l'Ecosse, peut-être lors du stade initial d'ouverture de la mer de Norvège. Le plateau de Rockall a dû s'éloigner des Iles Britanniques comme l'indiquent la reconstruction (figure 13) et les mesures de réfraction, qui suggèrent un socle océanique sous le fossé de Rockall (EWING et EWING, 1959). Enfin le banc de Galice, à l'ouest du Cap Finisterre, est séparé du continent espagnol par un graben sans doute formé au Crétacé supérieur (BLACK et al., 1964, STRIDE et al., 1969).

Le Bonnet Flamand, à l'est de Terre-Neuve, est sans doute aussi une structure continentale qui a été affectée par le mouvement des plaques principales. En effet la superposition, dans la figure 14, du Bonnet Flamand et du coin nord-ouest de la péninsule ibérique, ne peut être éliminée qu'en admettant un mouvement relatif du Bonnet Flamand par rapport au reste du Grand Banc de Terre-Neuve. La limite entre le Bonnet Flamand et le Banc de Terre-Neuve serait marqué, dans la bathymétrie, par le chenal de profondeur

supérieure à 1000 m qui se situe vers 47°W. La plaque Bonnet Flamand aurait alors occupé une position plus au nord, peut-être dans la baie sous-marine de Porcupine comme nous l'avons indiqué sur la figure 14. La majeure partie de la baie de Porcupine ne serait donc pas, dans cette hypothèse, due à l'effondrement d'un morceau de continent.

L'introduction d'une nouvelle plaque (Bonnet Flamand) conduit à supposer qu'un point triple (Mc KENZIE et MORGAN, 1969) a existé au cours de l'ouverture du golfe (figure 14), mais les informations disponibles ne permettent pas de préciser l'histoire de ce point triple. La direction transformante cantabrique marquerait, dans le golfe, la limite sud-ouest des mouvements relatifs entre les plaques Ibérie et Europe. Plusieurs faits tendent à confirmer cette hypothèse. La distribution des anomalies magnétiques dans le golfe semble différente de part et d'autre de la direction transformante cantabrique ; la marge de l'Europe subit un changement de direction brusque à son intersection avec la direction cantabrique ; enfin le socle, sous les sédiments du golfe de Gascogne, a un rejet de plusieurs kilomètres le long de cette direction, ce qui s'expliquerait bien par deux mouvements différents de part et d'autre de la direction cantabrique : l'un Europe - Ibérie et l'autre Bonnet Flamand - Ibérie.

VIII - CONCLUSION

Bien qu'il reste encore de nombreux points à préciser, l'hypothèse tectonique proposée semble se conformer aux critères de validité mentionnés dans l'introduction. Elle amène à suggérer l'existence au Crétacé, de plusieurs zones de coulissage d'importance variable le long de ce que nous avons appelé des directions transformantes. Celles-ci seraient en grande partie responsables de la configuration du bâti structural actuel de l'arrière-pays, bien qu'une phase compressive ultérieure nord-sud en ait provoqué la déformation. Le mouvement de cisaillement principal se serait probablement situé le long de la faille nord-pyrénéenne. Un nouvel examen des données géologiques devrait permettre de déterminer le rôle joué par une hypothétique faille aquitaine. L'hypothèse permet enfin d'expliquer la formation du synclinal de la Manche. L'extension du levé magnétique systématique vers l'ouest est nécessaire pour comprendre la manière dont la croûte océanique a été mise en place à l'ouest de la direction transformante cantabrique. Des forages jusqu'au socle, à l'est de la direction cantabrique et à l'ouest de la direction nord-pyrénéenne sont nécessaires pour comprendre l'évolution du golfe dans le détail.

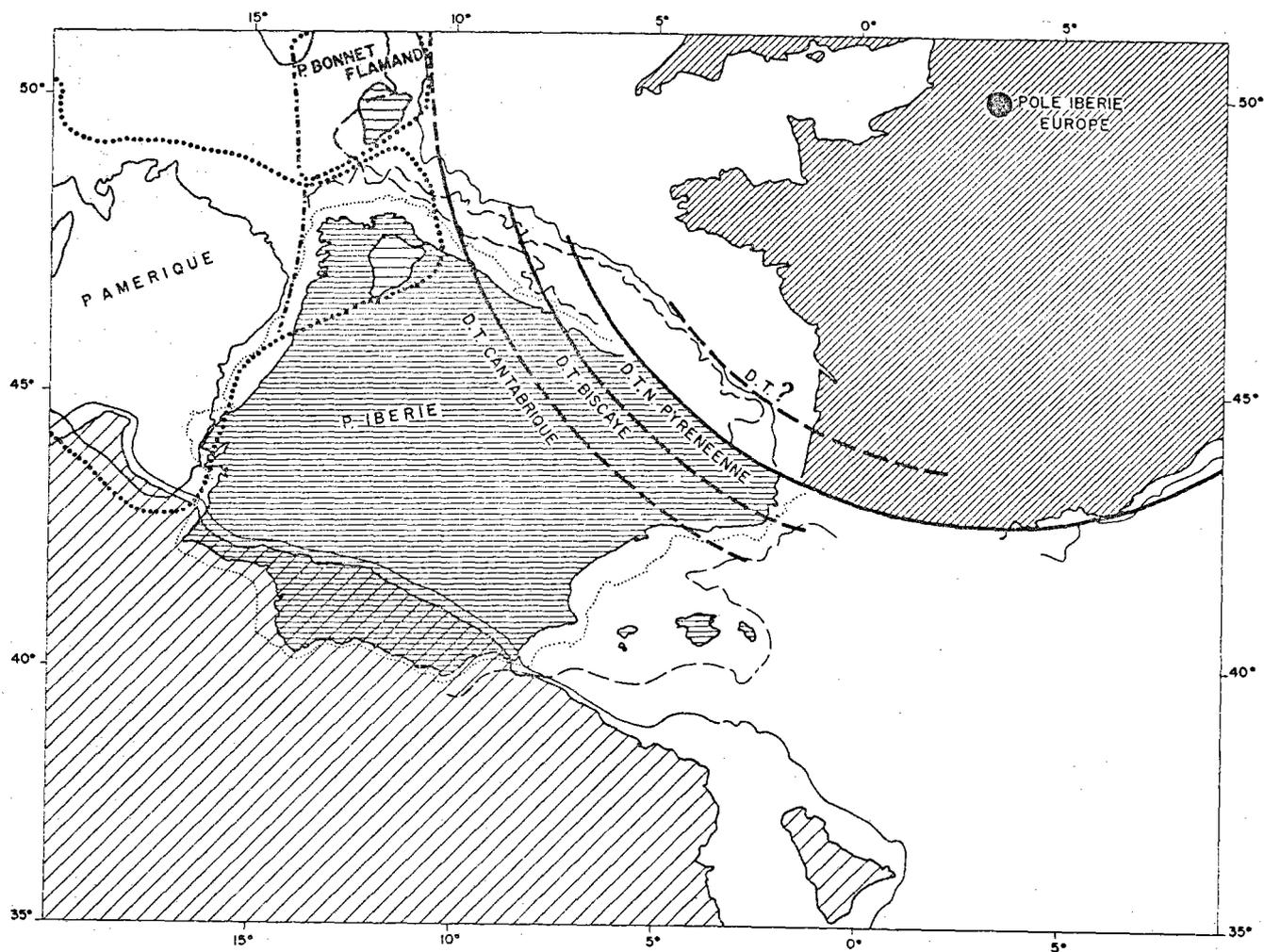


Fig. 14. Détail de la figure 3. La plaque Bonnet Flamand a été déplacée sans l'aide de l'ordinateur.
 Detail of figure 3. The Flemish Cap plate has been fitted by inspection.

Le golfe de Gascogne s'avère être un "modèle réduit" remarquable de tectonique de plaques, puisqu'il comprend une zone d'accrétion maintenant éteinte, un fossé océanique fossile, de grandes failles transformantes fossiles en domaine océanique et continental, et même un point triple.

REMERCIEMENTS

Ce travail est le fruit de la collaboration de tous les membres de la section Milieu Solide du Centre Océanologique de Bretagne. Les chercheurs de plusieurs laboratoires français se sont prêtés à de fréquentes discussions. Nous tenons à remercier en particulier MM. LE BORGNE et LE MOUEL qui nous ont communiqué des documents et des résultats inédits essentiels. Nous remercions aussi MM. HENRY, MATTAUER et SEGURET qui nous ont donné l'autorisation de reproduire une de leurs illustrations. Enfin, nous remercions MM. D. CARRE et S. MONTI pour la cartographie et les illustrations, Mademoiselle G. LE GUILLOU pour son aide au calculateur et Madame Y. POTARD pour la dactylographie du manuscrit.

B I B L I O G R A P H I E

- AZAMBRE B., 1967. Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées, Thèse, Université de Paris, 147 pp.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et AILLOUD P., 1965. Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie sud-est du golfe de Gascogne. Rev. Trav. Inst. Pêches Marit., 29, p. 321 - 42.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et DEBYSER J., 1968. Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finisterre. Rev. Inst. Franc. Petr. Ann. Comb. Liquides, 23 p. 1046-1049.
- BERTRAND L., 1940, Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées. Bull. serv. Carte Géol. France, 204, p. 1 - 282.
- BLACK M., HILL M.N., LAUGHTON A.S. et MATTHEWS D.H., 1964. Three non-magnetic seamounts off the Iberian Coast. Quart. J. Geol. Soc. London, 120, p. 477- 517.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., LAMBOY M., D'OZOUVILLE L. et SIBUET J.C., 1970. Etude structurale de la marge continentale nord-espagnole entre 4° W et 9° W. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).
- BULLARD E.C., EVERETT J.E. et SMITH A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. in a Symposium on Continental Drift, BLACKETT P.M.S., BULLARD E.C. et RUNCORN S.K. (ed.), p. 41-51. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A-258.
- CAREY W.S., 1955. The orocline concept in geotectonics. Pap. Proc. Roy. Sea. Tasmania, 89, p. 255-288.
- CHUBERT B., 1935. Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 8, p. 5 - 50.
- CORON S., GUILLAUME A. et BOUVET J., 1970. Contribution gravimétrique à l'étude du golfe de Gascogne et des Pyrénées. C. r. hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris, 271, p. 756-759.

- DE SITTER L. U., 1953. Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Hautes-Alpes. Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydr., 62, p. 38.
- DIETZ R.S. et HOLDEN J.C., 1970. Reconstruction of Pangea : Breakup and dispersion of continents, Permian to Present. J. Geophys. Res., 75, p. 4939 - 4956.
- EWING J.I. et EWING M., 1959. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean Basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic ridge, and in the Norwegian Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 70, p. 291 - 318.
- EWING J., HOLLISTER C., HATHAWAY J., PAULUS F., LANCELOT Y., HABIB D., POAG C.W., LUTERBACHER P., WORSTELL P. et WILCOXON J.A., 1970. Deep Sea Drilling Project Leg 11. Geotimes, 15, 7; p. 14 - 16.
- FEUILLEE P. et RAT P., 1970. Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).
- GLANGEAUD L., 1951. Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, 6, p. 735 - 762.
- HENRY J., 1967. Les problèmes des étages tectoniques dans les Pyrénées occidentales. Comparaisons entre les accidents nord-pyrénéens et l'accident de Larray-Gourette. in Colloque Etages Tectoniques, SCHAEER J.P. (ed.), Baconnière, Neuchâtel, p. 105 - 122.
- HOLMES A., 1965. Principles of Physical Geology. Nelson, London, 2nd edition, 1288 pp.
- JEFFREYS H., 1959. The Earth. Cambridge University Press, 438 pp.
- LAPIERRE F., ROBERT J.P. et VILLE P., 1970. Nouvelles données sur la géologie de la Manche centrale. C. r. hebd. séanc. Acad. Sc. Paris, 271, p. 20-23.
- LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A., BENSON R., DAVIES T.A., FRANZ U., MUSICH L., PERCH-NILSEN K., RUFFMAN A., VAN HINTE J.E. et WHITMARSH R.B., 1970. Deep Sea Drilling Project Leg 12. Geotimes, 15, 9, p. 10 - 14.
- LE BORGNE E. et LE MOUËL J.L., 1969. La nouvelle carte magnétique de la France. Ann. Inst. Phys. Globe Paris, 35, p. 197-224.

LE BORGNE E., LE MOUEL J.L. et LE PICHON X., 1970. Levé aéromagnétique au sud-ouest de l'Europe et tectonique des plaques (à paraître).

LE PICHON X., 1970. Cinématique de la tectonique des plaques. Colloque Structure et Dynamique de la Lithosphère, 27-29 oct. 1970, Paris (à l'impression).

LE PICHON X., BONNIN J. et SIBUET J.C., 1970. La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. C. r. heb. Séanc. Acad. Sc. Paris, 271, p. 1941-1944.

LE PICHON X. et FOX J. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. J. Geophys. Res. (à l'impression).

LE PICHON X., HYNDMAN R.D. et PAUTOT G. A geophysical study of the opening of the Labrador Sea. J. Geophys. Res. (à l'impression).

LE MOUEL J.L. et LE BORGNE E., 1970. Carte aéromagnétique du golfe de Gascogne. Présentation et traitements. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).

MATTAUER M. 1968 a. Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10, p. 3 - 11.

MATTAUER M., 1968 b. Le problème des déplacements de la péninsule ibérique par rapport au bloc européen et ses conséquences possibles sur la genèse des fonds océaniques de la Méditerranée occidentale. Colloque sur les méthodes de sismique réflexion et les cartes de géologie sous-marine. Centre National de la Recherche Scientifique - Villefranche-sur-Mer, 12 - 20 septembre 1968 (à paraître).

MATTAUER M. et HENRY J., 1971. The Pyrénées in Data for orogenic studies, Geological Society of London (à l'impression).

Mc KENZIE D.P. et MORGAN W.J., 1969. The evolution of triple junctions. Nature, 224, p. 125-133.

MONTADERT L., DAMOTTE B., DEBYSER J., FAIL J.P., DELTEIL J.R. et VALERY P., 1970. Continental margin in the Bay of Biscay. S.C.O.R. Symposium on the Geology of the East Atlantic Continental Margin. Cambridge, March 1970. (à l'impression).

MORGAN W.J., 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *J. Geophys. Res.* 73, p. 1959-1982.

OLIVET J.L., SICHLER B., THONON P., LE PICHON X., MARTINAIS J. et PAUTOT G., 1970. La faille transformante Gibbs entre le rift et la marge du Labrador. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris*, 271, p. 949-952.

O'HARA M.J., 1967. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks *in*, Ultramafic and related rocks, WYLLIE (ed.) p. 393 - 403.

PARGA-PONDAL I., (Ed.), 1967. Carte géologique du nord-ouest de la péninsule ibérique (Hercynien et Post-hercynien). Direcção giral de Minas e Serviços geologicos. Serviços geologicos de Portugal.

PAUTOT G., AUZENDE J.M. et LE PICHON X., 1970. Continuous Deep Sea Salt Layer along Atlantic Margins related to Early phase of Rifting. *Nature*, 227, p. 351-354.

PERCONIG E., 1960-62. Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). in Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. DURAND-DELGA M. (ed.), tome I., Mém. h. sér. Soc. Géol. France, p. 229-256.

RASMUSSEN J. et NOE-NYGAARD A., 1966. New data on the geological age of the Faeroes. *Nature*, 209, p. 1229-1230.

RAVIER J., 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. Géol. France* n° 86.

ROSSY M., 1970. Les spilites prismés de la région de Fruniz (Province de Biscaye, Espagne). *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris*, 270, 255-257.

SCHOEFFLER J., 1965 a. Une hypothèse sur la tectogénèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, p. 917-20.

SCHOEFFLER J., 1965 b. Le "gouf" de cap Breton, de l'Eocène inférieur à nos jours. In submarine Geology and Geophysics. Colston Paper 17, p. 265-268.

SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1970. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970, Rueil-Malmaison. (présent volume).

SIBUET J.C., PAUTOT G. et LE PICHON X., 1970. Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils sismiques. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970, Rueil-Malmaison. (présent volume).

SICHLER B., MARTINAIS J., SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1970. Vitesse des ondes sismiques dans les couches sédimentaires profondes du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).

SMITH A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic (à l'impression).

STAUFFER K.W. et TARLING D.J., 1970. Age of the Bay of Biscay : new paleomagnetic data. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).

STRIDE A.H., CURRAY J.R., MOORE D.G. et BELDERSON R.H., 1969. Marine Geology of the Atlantic continental margin of Europe. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-264, p. 31-75.

VAN DER VOO R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 7, p. 5-56.

WALCOTT R.I., 1970. Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere. J. Geophys. Res., 75, p. 3941-3954.

WILSON J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207, p. 343-347.

WINNOCK E., 1970. Histoire géologique succincte du bassin d'Aquitaine. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne. 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).

ZWART H.J., 1954. La géologie du Massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France). Leidse Geol. Mededel., 18, p. 1-228.

- SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1970. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970, Rueil-Malmaison. (présent volume).
- SIBUET J.C., PAUTOT G. et LE PICHON X., 1970. Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils sismiques. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970, Rueil-Malmaison. (présent volume).
- SICHLER B., MARTINAIS J., SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1970. Vitesse des ondes sismiques dans les couches sédimentaires profondes du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14 - 16 déc. 1970 ; Rueil-Malmaison (présent volume).
- SMITH A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic (à l'impression).
- STAUFFER K.W. et TARLING D.J., 1970. Age of the Bay of Biscay : new paleomagnetic data. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).
- STRIDE A.H., CURRAY J.R., MOORE D.G. et BELDERSON R.H., 1969. Marine Geology of the Atlantic continental margin of Europe. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-264, p. 31-75.
- VAN DER VOO R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 7, p. 5-56.
- WALCOTT R.I., 1970. Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere. J. Geophys. Res., 75, p. 3941-3954.
- WILSON J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207, p. 343-347.
- WINNOCK E., 1970. Histoire géologique succincte du bassin d'Aquitaine. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne. 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (présent volume).
- ZWART H.J., 1954. La géologie du Massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France). Leidse Geol. Mededel., 18, p. 1-228.

CRITIQUES DES HYPOTHESES
D'EVOLUTION TECTONIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE
A PARTIR DE RESULTATS RECENTS (1971)

I. INTRODUCTION

Au cours du colloque sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne (Rueil-Malmaison, décembre 1970) ou la suite de celui-ci, différentes hypothèses d'évolution tectonique ont été proposées. Tous les auteurs sont unanimes à reconnaître que les hypothèses précédemment émises ne doivent plus être prises en considération, soit parce que leurs fondements ne sont plus valables, soit parce que les auteurs présentent de nouvelles hypothèses annulant de fait les précédentes. Il ne reste donc plus que cinq hypothèses en présence (BACON et GRAY, BARD et al., LE PICHON et al., MATTAUER et SEURET, MONTADERT et WINNOCK) n'ayant qu'un seul point commun : la création du golfe de Gascogne résulte tout ou partie de déplacements relatifs de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe. D'une hypothèse à l'autre, l'amplitude ou l'âge des déplacements relatifs ainsi que les mécanismes invoqués sont différents. Résumons les brièvement.

II. HYPOTHESES D'EVOLUTION STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE

a) Hypothèse de BACON et GRAY

La fosse nord-espagnole s'arrête brusquement à 3,5° W mais se continue vers le sud-est par une nouvelle fosse le long

...

du canyon de cap Breton. Des mouvements structuraux majeurs ont donc modifié et fragmenté une ligne structurale ancienne courant le long de la fosse nord-espagnole et le long de la faille nord-pyrénéenne. La rotation autour d'un pôle situé à l'extrémité ouest des Pyrénées laisserait la péninsule ibérique à plusieurs centaines de km à l'ouest de sa position actuelle par rapport à l'Europe. La ligne structurale est-ouest correspondrait alors à une ancienne zone de fracture le long de laquelle un mouvement ouest-est de plusieurs centaines de km, d'âge pré-Crétacé, aurait décalé la péninsule ibérique après la formation du golfe.

b) Hypothèse de BARD et al.

La combinaison des mécanismes de translation et de rotation permet "d'ouvrir" le golfe de Gascogne de façon à reconstituer la "virgation ibéro-armoricaine". Ceci implique que les marges continentales nord-ibérique et sud-armoricaine devaient être jointives à la fin de l'orogénèse hercynienne.

Dans un premier stade, sans doute à partir du Trias, la péninsule se serait déplacée vers l'est selon le mécanisme proposé par LE PICHON et al. (1970), mais d'une quantité plus faible et avec un centre de rotation situé plus au nord. La péninsule aurait ensuite subi une série de rotations sénestres de faible amplitude qui l'ont conduite jusqu'à sa position actuelle. Dans le cadre d'une reconstitution des continents pré-atlantiques voisine de celle de BULLARD et al. (1965), les orogènes s'organisent dans deux ensembles relativement homogènes : la chaîne hercynienne d'Europe occidentale et d'Afrique du nord et le système Calédonides-Appalaches. Il semblerait qu'il y ait eu un seul et même orogène dans le secteur où les deux systèmes semblent les plus proches, comme si l'Atlantique nord avait été, durant le Paléozoïque, le lieu de fonctionnement de deux géosynclinaux qui se rapprochaient. La forme en Y de ce dispositif rendrait alors compte de l'existence

de trois éléments cratoniques, les boucliers nord-américain, balte et africain, peut-être issus du morcellement d'une vieille plaque continentale précambrienne, et qui aurait été progressivement ressoudés par les orogènes circum-atlantiques.

c) Hypothèse de LE PICHON et al.

Cette hypothèse est présentée dans le chapitre précédent et résumée en tête de l'article correspondant.

d) Hypothèse de MATTAUER et SEGURET

La faille nord-pyrénéenne correspond très probablement à un important décrochement dextre, seul compatible avec le sens des décrochements tardi-hercyniens dans les territoires voisins, en particulier dans le Massif Central. Ce décrochement tardi-hercynien des Pyrénées n'était peut-être pas aussi rectiligne qu'il apparaît actuellement. Il s'agissait peut-être d'un décrochement courbe analogue à celui imaginé par LE PICHON et al. (1970) mais ayant eu lieu au Secondaire.

Au cours du Secondaire, l'Espagne s'est écartée de la France en subissant une rotation sénestre difficile à chiffrer. De toutes façons, on ne peut évoquer qu'un écartement de 50 km au maximum à l'emplacement des Pyrénées.

Puis la rotation sénestre d'âge fini-Crétacé conduit à rapprocher l'Espagne de l'Europe. Cette dernière rotation doit cependant rester modeste si on admet que le raccourcissement est au maximum de 50 km. Le rapprochement dû à la phase pyrénéenne, d'un ordre de grandeur de $50 \text{ km} + 20 \text{ km}$, comparable dans toute la chaîne, correspond encore à une faible rotation senestre.

Les rotations senestre éocène, dextre fini-oligocène et dextre miocène sont très faibles.

La somme de tous les mouvements envisagés ci-dessus ne correspond qu'à un déplacement modeste de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe et, s'il y a eu rotation, celle-ci ne peut dépasser 15°. Il faut donc trouver un mécanisme pour océaniser l'autre moitié du golfe. Ne pourrait-on supposer une océanisation d'âge stéphanien ?

e) Hypothèse de MONTADERT et WINNOCK

Le golfe de Gascogne n'est que l'extrémité occidentale d'une grande zone de tension dont les effets se sont faits sentir très loin en domaine continental, peut-être jusqu'en Provence. Ces forces de tension se sont traduites par la structuration progressive, depuis le Trias, avec un paroxysme au Crétacé Inférieur, des bassins sédimentaires d'Aquitaine et d'Espagne du nord-ouest et de leur prolongement en mer : le golfe de Gascogne. La zone de distension maximale à l'ouest s'est traduite par une rupture de la croûte continentale et l'intrusion, au centre, de basaltes océaniques, avec formation entre continent et océan, d'une zone intermédiaire (pentes continentales et zones profondes adjacentes) où des effondrements considérables ont pris place avec "océanisation" de blocs continentaux affaissés. Le degré d'ouverture du golfe de Gascogne est difficile à établir, d'une part à cause des déformations postérieures dues aux mouvements pyrénéens, d'autre part parce que la limite du domaine continental dans le golfe de Gascogne n'est pas clairement établie, car on sait maintenant que des blocs continentaux existent dans les grands fonds (escarpement Trevelyan). En tout état de cause, la distension doit avoir été amortie dans le domaine continental sans compression ; elle peut ne pas excéder 10 à 20°.

Le golfe de Gascogne serait le contrecoup de la formation de l'Atlantique au sud des Açores, entre le Trias et le Crétacé supérieur ; la dérive de l'Amérique par rapport à l'Afrique avait

...

déjà partiellement séparé l'Europe de Terre-Neuve et provoqué une fracture de distension dans le socle hercynien entre la France et l'Espagne. Dans le golfe de Gascogne, la distension et les intrusions basaltiques constituent une réponse passive à des forces dont le moteur était ailleurs.

Avant de formuler une nouvelle hypothèse, il est coutume, bien que cela ne soit pas indispensable, d'apporter une ou plusieurs "preuves déterminantes", afin d'éliminer toutes les autres hypothèses. Le tableau 1 récapitule les "arguments décisifs" formulés par les auteurs des cinq hypothèses.

Depuis la formulation de ces hypothèses, des résultats récents en magnétisme, en gravimétrie, et en géologie sont disponibles et apportent de nouveaux éléments de justification ou de critique des hypothèses. D'autre part, nous discuterons la dernière hypothèse, celle de MONTADERT et WINNOCK, qui n'avait pas été présentée au colloque.

III. NOUVELLES DONNEES MAGNETIQUES

WILLIAMS et MCKENZIE (1971) ont publié une carte des principales linéations magnétiques de l'Atlantique du nord-est (figure 1) où l'anomalie 32 (79 m.a.) a été identifiée. La frontière entre le golfe de Gascogne et l'Atlantique nord, au voisinage de l'anomalie 32, ne peut être précisée, puisque, comme il semble qu'il n'y ait pas eu d'inversions du champ magnétique terrestre durant les 10 m.a. précédant l'anomalie 32 (HEIRTZLER et al., 1968 ; VOGT et JOHNSON, 1971) l'éloignement des continents américain et européen a pu commencer un peu avant l'apparition de l'anomalie 32. De plus, un saut de dorsale peut toujours se produire. LE PICHON et SIBUET (1971) montrent que la formation du golfe par rotation de la péninsule ibérique selon le mécanisme proposé

		HYPOTHESES				
		BACON et GRAY	EARD et al.	LE PICHON et al.	MATTAUER et SEGURET	MONTADERT et WINNOCK
BACON et GRAY		-	-	-	-	-
EARD et al.		-	-	La péninsule ibérique est située trop au nord-ouest par rapport au bloc européen et de ce fait, les raccords géologiques ne sont pas satisfaisants	Le raccord direct des structures hercyniennes du RW de la péninsule avec celles du sud du Massif Central et de la Montagne Noire ne sont pas satisfaisants vis-à-vis de la configuration d'ensemble de la chaîne hercynienne	-
LE PICHON et al.		-	-	-	-	-
MATTAUER et SEGURET		-	-	Un décrochement de 500 km le long des Pyrénées est impossible. S'il est théoriquement possible le long de la partie orientale de la faille nord-pyrénéenne un décrochement de cet âge et de cette ampleur n'existe pas dans les Pyrénées occidentales. Les faciès du Jurassique et du Crétacé sont identiques part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne. Les données servant au calcul des petits cercles sont disparates, allant des événements d'âge fini-Crétacé aux structures d'âge Miocène.	-	-
MONTADERT et WINNOCK		-	La réalité de l'axe ibéro-américain n'implique pas nécessairement que les marges armoricaine et nord-espagnole soient jointives	Un mouvement de 500 km en domaine continental devrait affecter toute la couverture anté-Crétacé supérieur et mettre face-à-face des zones paléogéographiques différentes. Par exemple, les limites de faciès du Jurassique sont orientées nord-sud et passent de l'Aquitaine à l'Espagne du nord-ouest. - Le magnétisme a été interprété d'une autre manière par MONTADERT et al. dans le golfe. - La disposition originale du bloc ibérique amène à rejeter toute similitude entre les segments hercyniens armoricains et ibériques.	-	-

TABLEAU 1. Critiques des hypothèses d'évolution tectonique du golfe de Gascogne formulées par les auteurs de ces mêmes hypothèses.

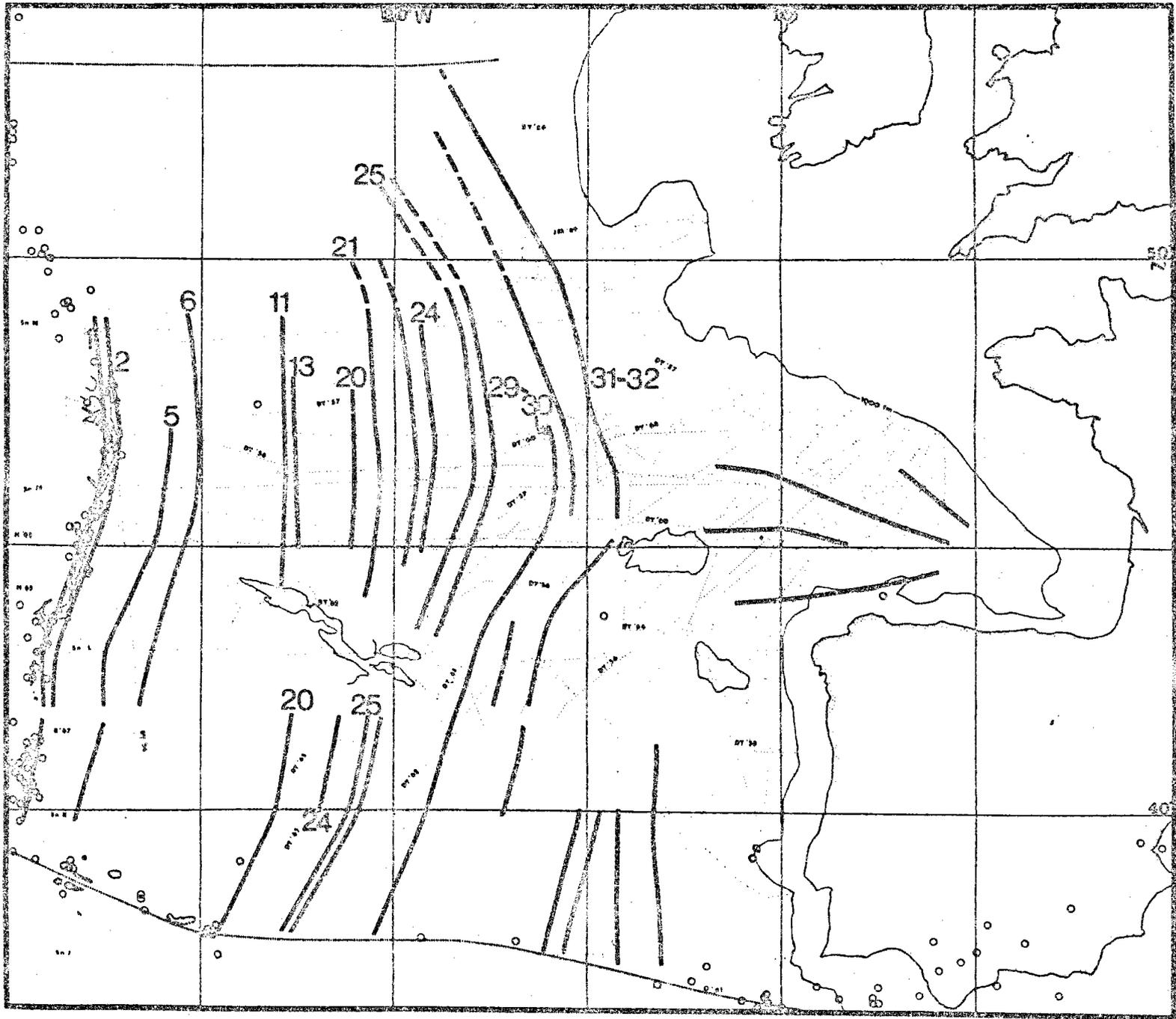


Fig. 1

par LE PICHON et al. (à l'impression) est compatible avec la forme et l'emplacement des anomalies magnétiques. Il semble cependant que l'angle de rotation soit plus faible que celui prédit par le paléomagnétisme. De plus, WILLIAMS et McKENZIE suggèrent que les linéations magnétiques identifiées dans le golfe sont comparables à celle du sud-ouest de la péninsule ibérique et auraient également été créées lors de la rotation de la péninsule ibérique (figure 1). Bien que cette proposition soit justifiée par l'hypothèse de LE PICHON et al., il faut cependant noter que le contrôle, permettant l'identification et le tracé de ces linéations, est faible et que la partie sud de ces linéations est voisine de la frontière des plaques Afrique et Ibérie.

IV. NOUVELLES DONNEES GEOLOGIQUES

L'analogie entre les segments hercyniens de la Bretagne et de la péninsule ibérique ont conduit différents auteurs (BARD et al., 1970 ; COGNE, 1967) à proposer un raccord entre ces segments sur le plateau continental. Un examen rapide de la carte géologique de France laisse bien supposer que les structures de la Bretagne occidentale se continuent sur le plateau continental, à l'ouest de l'archipel de Molène (CHAURIS, 1969) et de la chaussée de Sein. Mais il n'est pas évident que ce raccord existe sur plusieurs centaines de km.

Sous la responsabilité du Centre National pour l'Exploitation des Océans et du Service Hydrographique de la Marine fut effectuée une reconnaissance géologique et sédimentologique en mer d'Iroise (1971) (figure 2), dont les principaux traits sont :

- le dôme granitique du pays du Léon se poursuit jusqu'à 5,3° W de longitude, en conservant son orientation NE-SW.

- La chaussée de Sein, prolongement de la zone broyée sud-armoricaine, s'avance vers l'ouest jusqu'à $5,5^{\circ}$ W de longitude. Le synclinorium primaire, compris entre les deux ensembles précédents, se trouve donc pincé vers l'ouest.

Le synclinal de la Manche, orienté NE-SW, passant à une cinquantaine de km au nord du pays du Léon, constitue la limite occidentale au-delà de laquelle on ne retrouve plus le prolongement des unités géologiques du Massif Armoricain. En effet, la sismique réflexion ne permet pas de suivre les réflecteurs sous l'importante couverture sédimentaire du synclinal de la Manche. De même, la gravimétrie n'apportera des informations complémentaires non ambiguës sur le prolongement des structures anciennes qu'en dehors des zones à fortes accumulations sédimentaires, c'est-à-dire au sud-est du synclinal de la Manche. Par conséquent, le raccord des segments hercyniens de la péninsule ibérique et du Massif Armoricain sur le plateau continental, à l'ouest du synclinal de la Manche, est encore hypothétique. En revanche, les données de la gravimétrie nous permettront de discuter la continuation des structures de la Bretagne en Manche orientale et sur le plateau continental armoricain.

V. NOUVELLES DONNEES GRAVIMETRIQUES

Une carte d'anomalies à l'air libre du plateau continental au large de la Bretagne a été dressée à partir des données du Centre Océanologique de Bretagne et de celles communiquées par :

- l'Université de Cambridge
- Bedford Institute
- Royal Netherlands Navy
- Le Service Hydrographique de la Marine

...

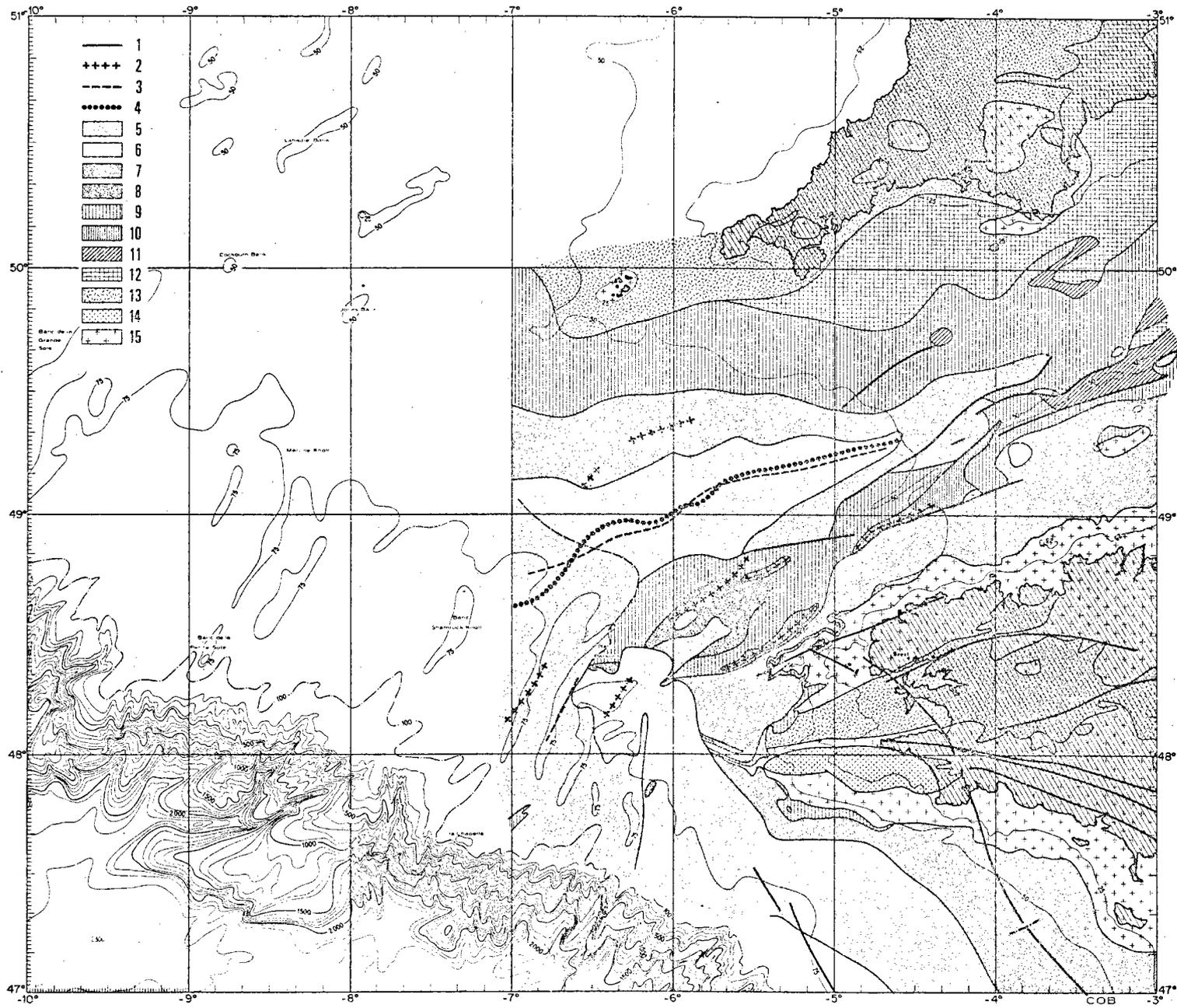


Fig. 2

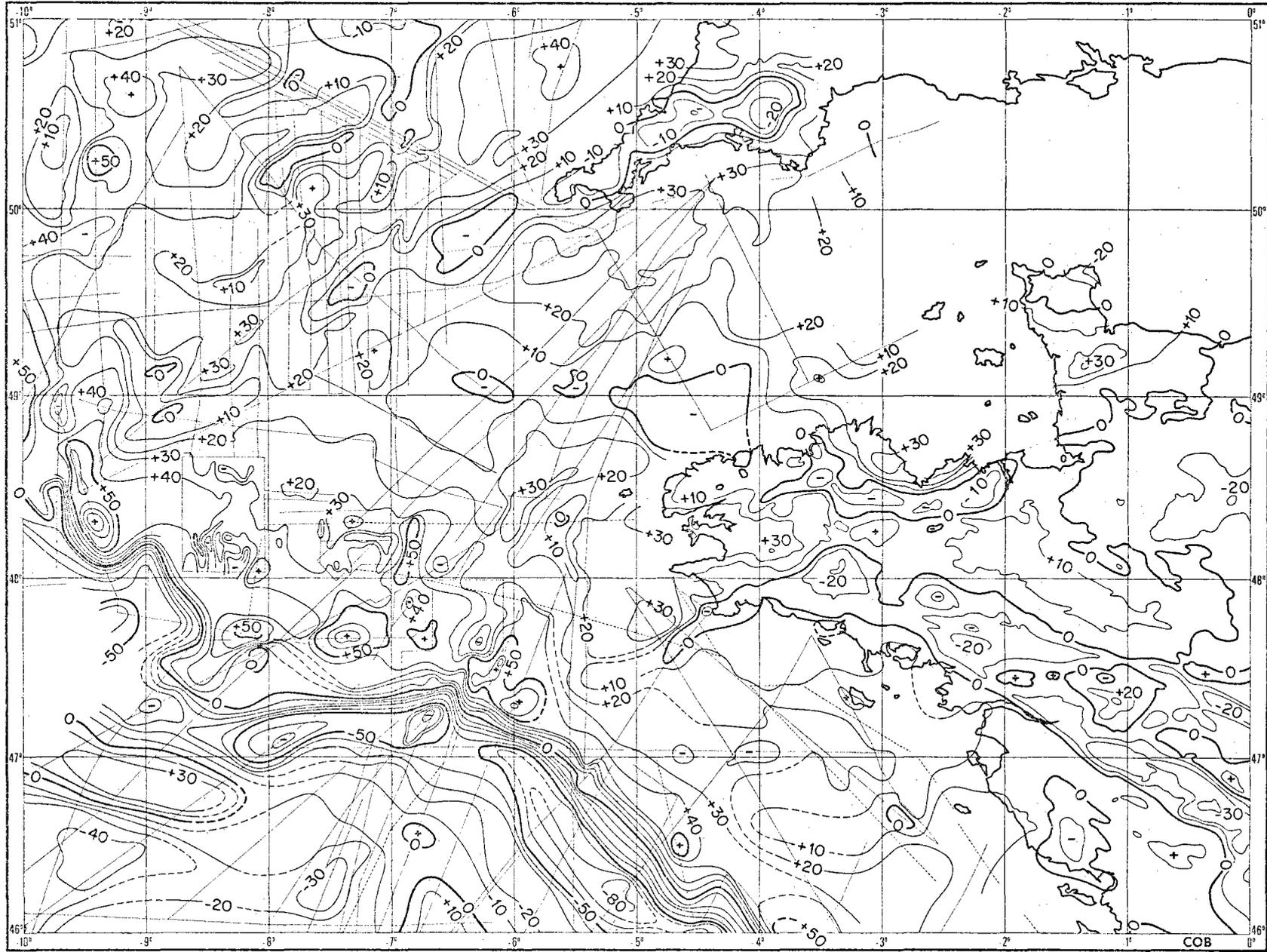


Fig. 3

La plupart des données ont été acquises à l'aide de gravimètres Askania type GSS2 et ne sont pas corrigées de l'effet de cross-coupling. Néanmoins, grâce au contrôle fourni par les intersections de profils et la grande densité des points de mesures (environ une centaine de points au degré carré) nous avons pu obtenir une bonne esquisse gravimétrique (figure 3). Cette carte a été complétée à terre à partir de celle au 320 000 ème des anomalies de Bouguer publiée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1963).

L'effet de bord gêne l'interprétation d'une carte d'anomalies à l'air libre au voisinage de la pente continentale (SIBUET et LE PICHON, à l'impression). Il se traduit par l'existence d'un minimum continu au pied de la pente continentale atteignant - 80 mgal et d'un maximum continu sur le bord du plateau continental, d'une cinquantaine de mgal d'amplitude, décroissant rapidement en direction du continent, sur quelques dizaines de km. Bien que les anomalies réelles soient masquées à l'intérieur d'une bande de 50 km de largeur, courant le long du bord du plateau, nous pourrions néanmoins tenir compte des empreintes que laissent les anomalies lorsqu'elles se prolongent dans ce domaine. D'autre part, l'effet dû à la variation d'épaisseur de la tranche d'eau sur le plateau continental est très faible et n'atteindrait 10 mgal que si la variation de la topographie du fond de la mer était de 200 m. Par conséquent, compte-tenu de l'équidistance de 10 mgal des isanomales, les anomalies gravimétriques à l'air libre sur le plateau continental sont significatives et traduisent des changements de densité ou de forme des interfaces.

Dès 1950, GOGUEL montrait que la Bretagne est en équilibre isostatique et que, de plus, les différentes parties du massif armoricain paraissent individuellement en équilibre. De même, la carte des anomalies à l'air libre montre que le plateau continental au voisinage de la Bretagne est proche

de l'équilibre isostatique (figure 3).

a) Relations entre la gravimétrie et la géologie du Massif Armoricain

Les mouvements hercyniens ont abouti à la formation de deux grands domaines granitiques situés de part et d'autre de la zone centre-armoricaine. Or, d'un point de vue gravimétrique, le caractère principal de la Bretagne est lié à la présence de deux bandes d'anomalies négatives encadrant une zone d'anomalies positives (GOGUEL, 1950 ; CORON, 1954 ; COGNE, 1967 ; CHAURIS, 1967 ; GRAINDOR, 1967). Par conséquent, à de rares exceptions près, les granites du Massif Armoricain sont associés aux anomalies négatives. Autrement dit, la densité des granites est plus faible que celle de la roche encaissante (WEBER, 1967) et l'anomalie est d'autant plus négative que les granites sont plus profondément enracinés. La zone centre-armoricaine correspond à la bande d'anomalies positives, sans qu'il y ait de corrélations entre la gravimétrie et la nature ou la répartition des roches sédimentaires. Le tracé très lâche des isanomales ne souligne donc aucune des principales formations de la couverture paléozoïque.

Au nord de la zone centre-armoricaine, les massifs granitiques s'étendent depuis le pays du Léon jusqu'à Dinan. Deux ensembles se distinguent :

- D'une part, les formations cristallophylliennes et granitiques du pays du Léon ; elles se marquent par des anomalies à tendance négative.
- D'autre part, plus à l'Est, l'ensemble granitique Comman-Dinan mis en évidence par la forme et l'amplitude des anomalies gravimétriques négatives. Il se serait formé à l'époque hercynienne le long d'une zone de flexure d'après COGNE (1967)

...

ou à la faveur des rejeux de la faille Molène-Moncontour d'après CHAURIS (1969). La gravimétrie suggère que l'ensemble des massifs granitiques de Commana à Dinan est orienté grossièrement est-ouest. En réalité, nous sommes en présence d'une série de massifs en relais, individuellement orientés NE-SW.

Remarquons que la limite entre le pays du Léon et le Trégor, marquée par un changement d'orientation verticale des structures semble se poursuivre vers le nord à l'est des structures négatives du 49ème parallèle (CHAURIS et LEFORT, communication personnelle).

Au sud de la zone centre-armoricaine, la gravimétrie met en valeur d'une part les structures anciennes, d'autre part les structures hercyniennes. Les structures anciennes, orientées sensiblement est-ouest, se traduisent soit par des anomalies positives, comme celle du nord de la Loire par $47,5^{\circ}$ N entre 0 et 2° W de longitude, soit par l'anomalie négative associée aux axes granitiques de Lanvaux (COGNE, 1967) (figure 4).

Au début, des mouvements hercyniens, de profondes réactivations granitiques ont affecté la Bretagne méridionale. Puis des cisaillements importants déterminent la zone broyée sud-armoricaine. Des granites à deux micas se forment d'une part en bandes et en feuillets le long de cette zone tectonique, d'autre part en lobes le long des zones de distensions latérales (COGNE, 1966). Des anomalies négatives sculignent l'emplacement des lobes granitiques latéraux alors que la zone broyée n'a plus d'expression gravimétrique dans sa partie occidentale où elle est cependant très marquée (COGNE, 1967). Il est donc impossible de prédire l'extension de la zone broyée en mer, par la gravimétrie.

Le caractère et la distribution des anomalies gravimétriques différent considérablement du Massif Armoricaïn au

...

plateau continental adjacent. L'extension en mer des structures de la Bretagne est donc très limitée.

b) Relations entre la Bretagne et le plateau continental adjacent

En Manche, sur le 49^{ème} degré de latitude, nous trouvons trois anomalies négatives (fig. 4). Celle qui est située le plus à l'est, et qui est rattachée hypothétiquement au granite de Plouescat par DAY et WILLIAMS (1970), correspond à un affleurement granitique prélevé en plusieurs points (LEFORT, communication personnelle). En revanche, l'interprétation des deux autres anomalies est délicate puisqu'elles sont à l'emplacement du synclinal de la Manche et que celui-ci n'a pas d'expression gravimétrique. HOLDER et BOTT (1971) constatent une anomalie de propagation des ondes au niveau de l'interface croûte-manteau par 48,5 N, 5°W, c'est-à-dire sur la bordure nord du synclinal de la Manche. Il propose de l'interpréter comme une remontée du manteau de l'ordre de 2 km qui serait à l'origine d'une anomalie positive compensant l'anomalie négative due au synclinal de la Manche. En dehors du fait que l'anomalie de propagation est localisée au nord du synclinal, il est difficile d'annuler l'effet gravimétrique de deux structures, l'une superficielle, l'autre à 30 km de profondeur. La compensation de l'anomalie négative créée par le synclinal est peut-être due à la présence d'un coeur plus lourd, immédiatement en-dessous du synclinal, dont on ne connaît que les amorces par la sismique légère (ANDREIEFF et al., 1970). Le synclinal de la Manche est donc une zone complexe si bien que l'interprétation des anomalies négatives situées sur le 49^{ème} parallèle reste ambiguë.

Au sud, l'anomalie négative de la pointe de Penmarch se prolonge à une quarantaine de km au sud-ouest de la Bretagne (figure 4). Les granites alcalins de la pointe de Penmarch pourraient donc se prolonger en mer. Toutes les extrusions granitiques situées au sud de la zone broyée autres que celles

de la pointe de Penmarch ne correspondent qu'à de faibles anomalies gravimétriques, peu étendues, qui, si elles se prolongent en mer, ne peuvent être orientées qu'Est-ouest ou NW-SE.

L'extension des granites à deux micras de part et d'autre de la zone broyée sud-armoricaine est donc beaucoup plus importante dans le compartiment nord que dans le compartiment sud.

c) Le plateau continental armoricain

La sismique réflexion légère a permis de mettre en évidence deux marqueurs dans la partie NE du plateau continental armoricain (BOUYASSE et HORN, 1971), l'un dans les assises sédimentaires, l'autre à la base de celles-ci, soulignent le toit du substratum. La carte des isobathes du substratum montre un plongement régulier de celui-ci vers le SW avec un léger

basculement vers le SE. Seuls deux accidents principaux orientés NW-SE affectent le substratum : l'un, F_1 au large de Belle-Ile, l'autre, F_2 , près du rebord du plateau continental (BOUYASSE et HORN, 1971) (figure 4). Sur chaque profil gravimétrique recoupant l'accident F_2 , on constate une diminution ou une croissance générale moins rapide des valeurs de l'anomalie à l'air libre. Si nous retirions l'effet de bord de la carte des anomalies à l'air libre, nous verrions que l'accident F_2 est associé à un minimum gravimétrique qui se prolonge vers le nord jusqu'à $48,5^\circ$ N de latitude. Il est donc logique d'associer ce minimum gravimétrique dans son ensemble au même accident déterminé par sismique réflexion légère dans sa partie méridionale, mais trop profond pour être détecté à l'aide de la même technique, dans la partie septentrionale. Cet accident présente une courbure dans son tracé et se rattache directement à l'ensemble des directions et des failles transformantes ayant joué dans le domaine océanique et sur le continent, lors de la phase d'ouverture du golfe de Gascogne, datée entre le Trias et le Crétacé

...

supérieur (LE PICHON et al., 1970 ; LE PICHON et al., à l'impression). Cet accident, probablement une faille de cisaillement pur, disparaît au contact du synclinal de la Manche.

Le plateau continental armoricain est caractérisé par des anomalies, d'une vingtaine de milligals d'amplitude, de grande extension orientées est-ouest ou WSW-ENE (figure 4). Au nord-ouest, l'accident F_2 le limite d'un domaine où les anomalies, souvent très marquées, de plusieurs dizaines de milligals d'amplitude, caractérisent une région complexe, où aucun trait structural majeur ne peut être mis en évidence. Au nord, le domaine du plateau continental armoricain est limité par la zone broyée sud-armoricaine.

Au cours des temps hercyniens, la zone broyée aurait joué le rôle d'une faille de cisaillement. Le compartiment sud se serait déplacé vers l'est de plusieurs dizaines de km (COGNE, 1967) ou plusieurs centaines de km (GRAINDOR, 1967). Or, le caractère et la distribution des anomalies gravimétriques de part et d'autre de la zone broyée diffèrent considérablement. De plus, la direction générale est-ouest ou WSW-ENE des anomalies gravimétriques sur le plateau continental armoricain, identique à celle suggérée par la carte des anomalies magnétiques (altitude de vol : 3 000 m) (LE BORGNE et LE MOUEL, 1970), ne correspond à aucune des directions mises en évidence par la gravimétrie au nord de la zone broyée. L'analogie entre les directions structurales est-ouest ou WSW-ENE et des directions comparables sur le continent serait peut-être à rechercher en Vendée, d'autant plus que le plateau continental armoricain et la Vendée ont la même expression gravimétrique floue et peu marquée. Il est donc probable qu'il y ait juxtaposition de deux pays différents de part et d'autre de la zone broyée, ce qui serait plutôt compatible avec l'hypothèse d'un grand décrochement horizontal

...

le long de cette faille.

d) Conséquences

La zone broyée se prolonge en mer d'Iroise, vers l'ouest, suivant la même courbure qu'à terre, jusqu'au bord du synclinal de la Manche. De part et d'autre de celle-ci apparaissent des lobes granitiques syntectoniques, plus nombreux au nord qu'au sud. C'est ainsi que les massifs granitiques de la pointe de Penmarch dont l'extension en mer est précisée (figure 4) appartiennent également à cet ensemble de lobes granitiques extrusifs.

On ne peut guère espérer retrouver la zone broyée au-delà de la pente continentale armoricaine, puisqu'elle n'existe plus en Espagne. Si elle se prolonge à l'ouest du synclinal de la Manche avec la même courbure qu'à terre elle atteindrait la pente continentale par $47,5^{\circ}$ N; $7,5^{\circ}$ W à l'endroit où la morphologie de la pente continentale

change de caractère (BERTHOIS et al., 1968) et où débouche le synclinal de la Manche.

La position géologique des continents préhercyniens de part et d'autre de la zone broyée est ambiguë. Il reste à préciser l'amplitude du décrochement et à expliquer le pincement des structures vers l'ouest. Le problème du raccordement post-hercynien et pré-triasique est donc à reprendre complètement après avoir déterminé le rôle exact de la zone broyée.

VI. CRITIQUES DES DIFFERENTES HYPOTHESES

Les données nouvelles dont nous disposons depuis le symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne

permettent de tester les différentes hypothèses d'évolution tectonique.

- a) La gravimétrie et la géologie du plateau continental au large de la Bretagne montre que le raccord des segments hercyniens de la Bretagne et de la péninsule ibérique sur le plateau continental armoricain n'est probablement pas aussi simple et schématique que celui proposé par BARD et al.. En effet, le prolongement de la zone broyée, et éventuellement de son cortège d'extrusions granitiques syntectoniques, est inconnu au-delà du synclinal de la Manche. Par contre, il semble que l'amplitude du décrochement de la zone broyée soit suffisamment importante pour expliquer la juxtaposition de deux domaines différents de part et d'autre de la zone broyée.
- b) L'interprétation des anomalies magnétiques permet de retrouver les mouvements relatifs des plaques Europe et Ibérie lors de la formation du golfe de Gascogne en fournissant des guides très fidèles (LE BORGNE et al., 1971). Il n'est donc pas possible de passer de n'importe quelle position initiale à la position finale en suivant un trajet quelconque. Ainsi, toute hypothèse tectonique ne satisfaisant pas aux contraintes cinématiques découlant de l'interprétation magnétique est sujette à caution. C'est le cas des hypothèses de BACON et GRAY, BARD et al., MATTAUER et SEURET, MONTADERT et WINNOCK.
- c) Critique de l'hypothèse de MONTADERT et WINNOCK

Le golfe de Gascogne ne serait, d'après MONTADERT et WINNOCK, que l'extrémité occidentale d'une grande zone de tension dont les effets se sont fait sentir très loin en domaine continental. La formation du golfe serait liée à une distension croissante du sud-est vers le nord-ouest,

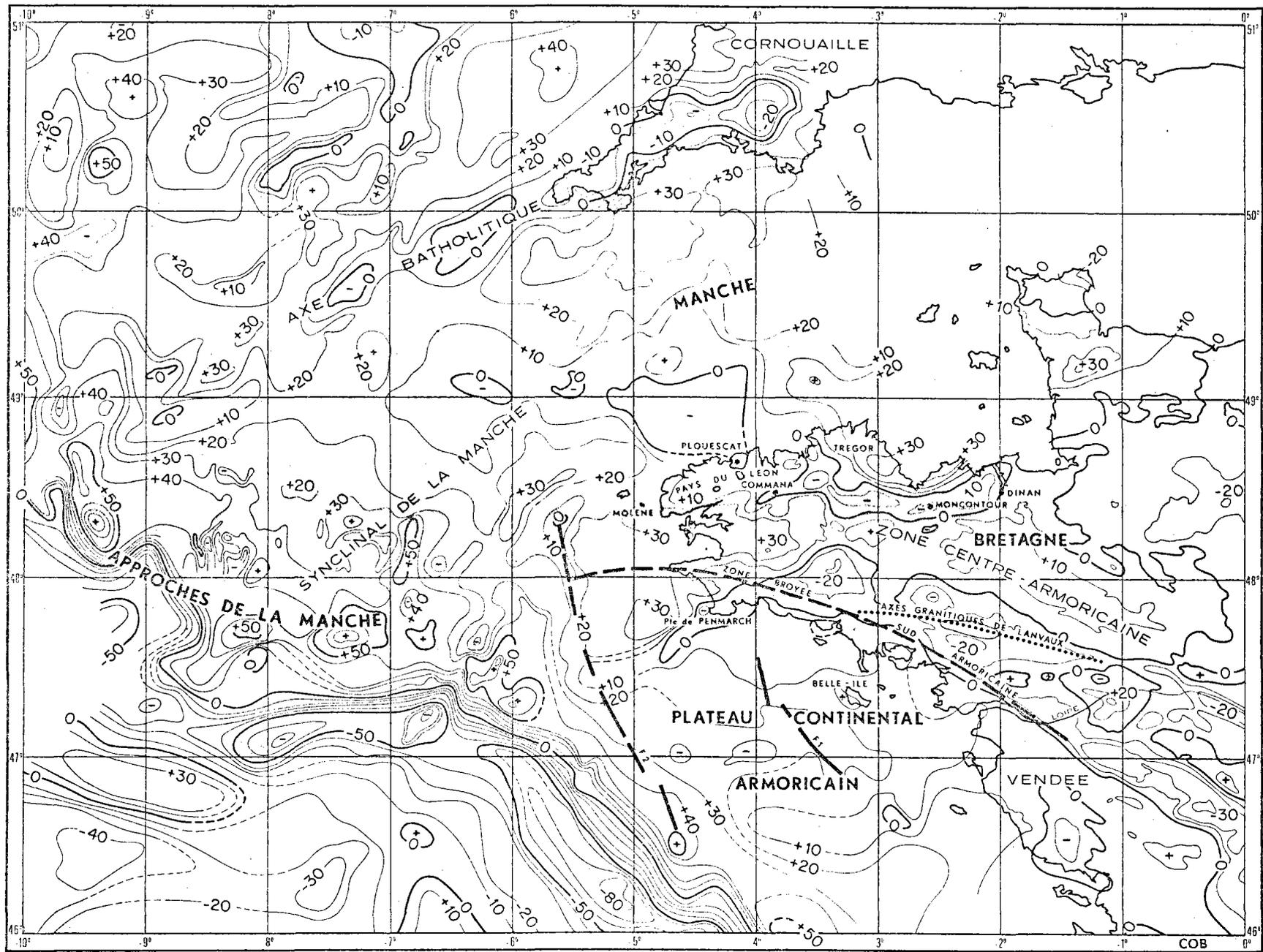


Fig. 4

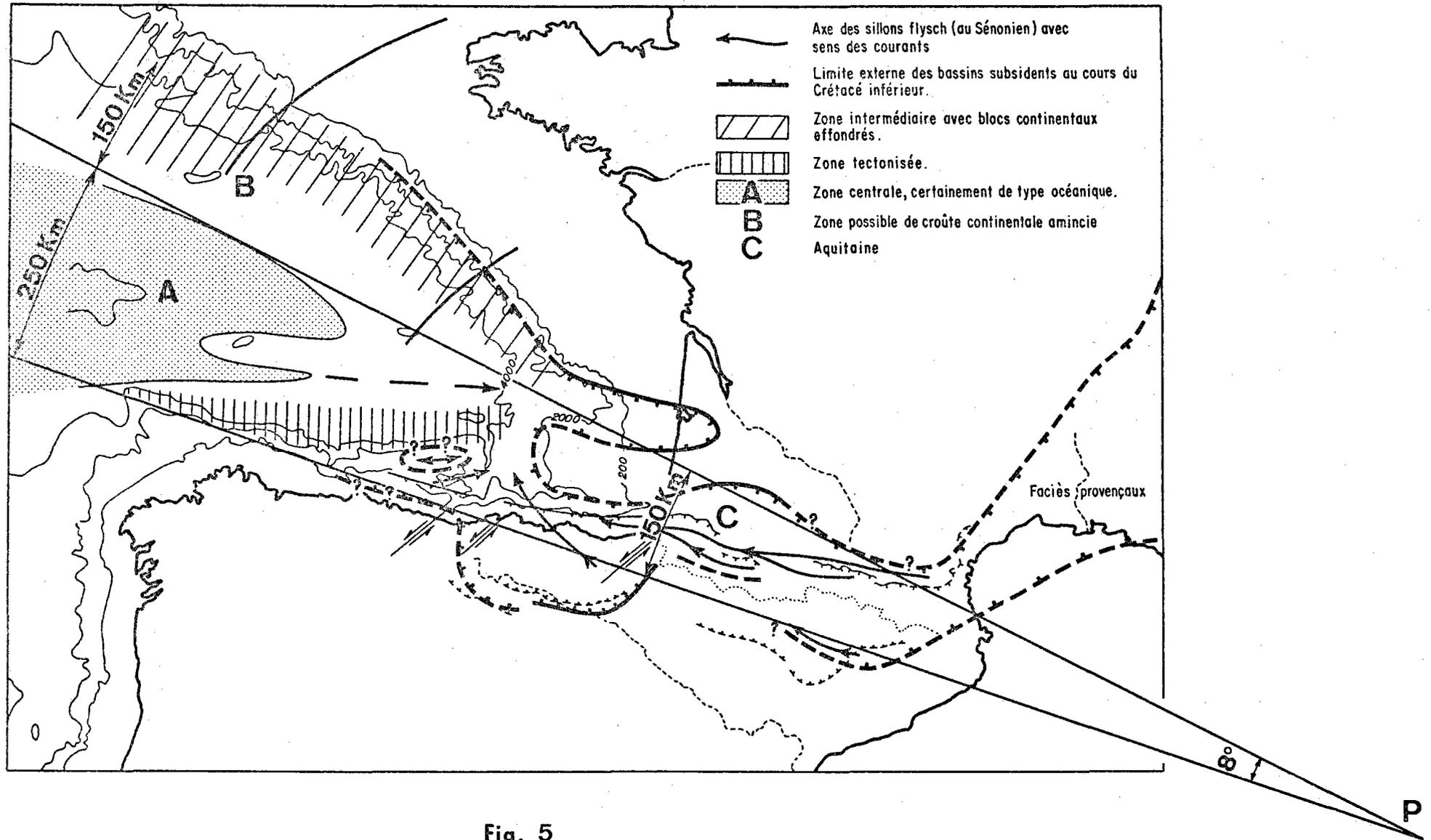


Fig. 5

ne pouvant excéder 10 à 20°.

Cette hypothèse de formation du golfe peut s'interpréter en termes de tectonique des plaques : le golfe de Gascogne aurait été créé par rotation de la péninsule ibérique autour d'un pôle situé quelque part en Méditerranée. Précisons les paramètres de cette rotation avant de déduire les conséquences d'une telle rotation.

La figure 3 de l'article de MONTADERT et WINNOCK montre que les zones de subsidence, au Crétacé, diminuent progressivement depuis le golfe de Gascogne jusqu'en Méditerranée. Le pôle de rotation est donc défini approximativement par l'intersection des droites tangentes au domaine océanique central et aux limites des zones de subsidence du sud de la France. Il se situe au voisinage de la Sardaigne. Comme la zone centrale est certainement de type océanique, l'extension atteindrait 250 km à l'ouest du golfe de Gascogne. L'angle de rotation de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe, autour du pôle situé en Sardaigne serait de 8°, valeur compatible avec celle mentionnée par MONTADERT et WINNOCK (Figure 5).

Or, l'extension est proportionnelle à la distance au pôle. Comme est connue dans le golfe de Gascogne, on en déduit facilement sa valeur en n'importe quel point, pour une position donnée du pôle (figure 6). C'est ainsi que le minimum d'extension en Aquitaine est de 2/3 des 250 km sûrement océaniques, soit 150 km, si le pôle est en Sardaigne. Remarquons que, plus on éloigne la position du pôle vers l'Est, plus l'extension croît au niveau de bassin d'Aquitaine. En revanche, si l'on ramène le pôle vers l'ouest, l'extension diminue en Aquitaine mais on tend à revenir aux schémas maintenant abandonnés de CHOUBERT (1935), CAREV (1955),

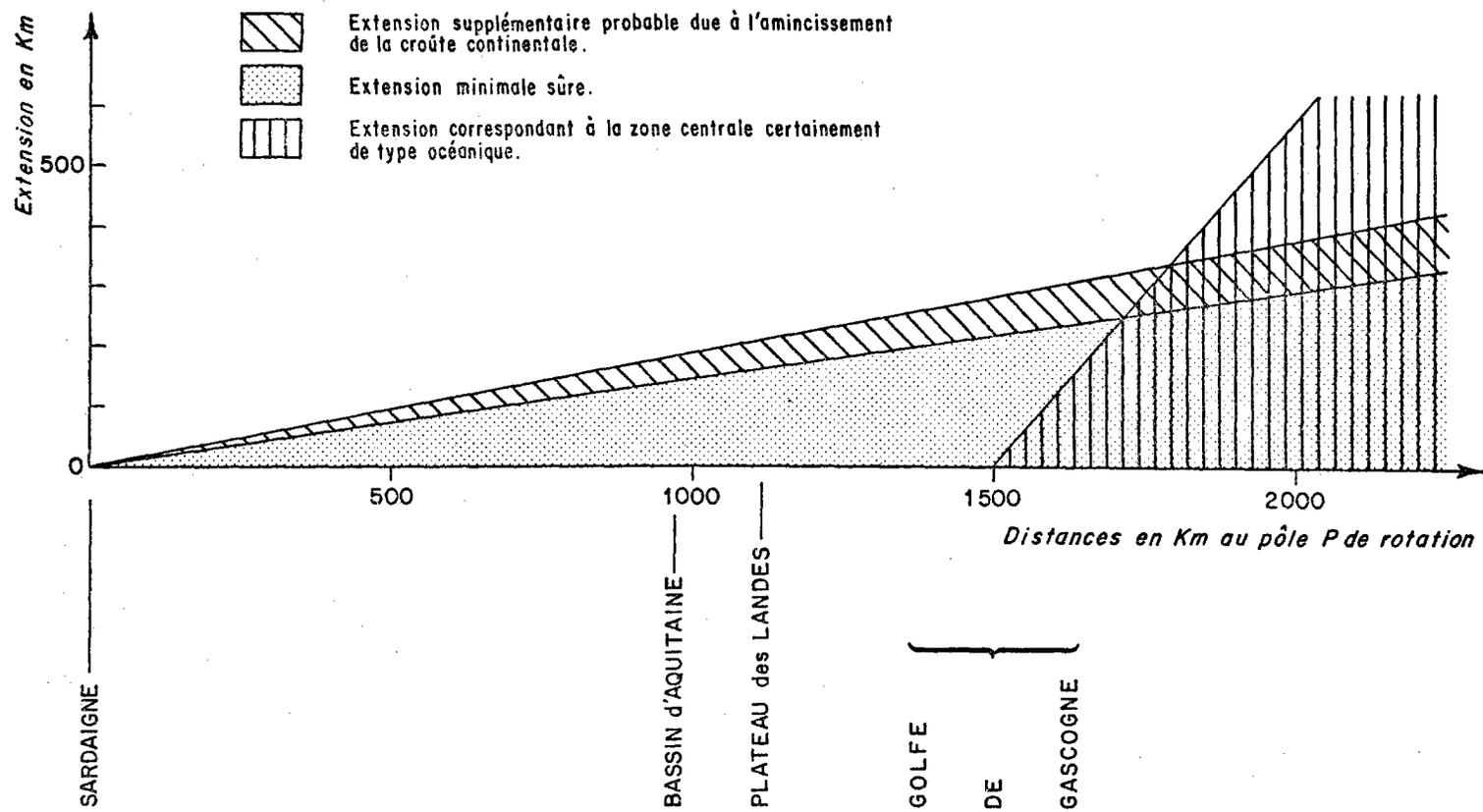


Fig. 6

BULLARD et al. (1965), SCHOEFFLER (1965) ...

La formation des Pyrénées résulte du rapprochement de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Europe autour d'un pôle situé à plusieurs milliers de kilomètres, puisque les Pyrénées possèdent une structure cylindrique (LE PICHON et SIBUET, 1971). Par conséquent, comme la formation des Pyrénées correspond à un raccourcissement de l'ordre de 50 km (MATTAUER, 1968),

la compression éocène produit le même raccourcissement peu important, d'une cinquantaine de km dans le golfe et dans les Pyrénées. On peut donc négliger l'effet de la compression éocène dans notre raisonnement.

Il faut donc actuellement trouver les traces de 150 km d'extension au nord des Pyrénées, dans le bassin d'Aquitaine. Or, la croûte continentale, au moins en surface, est rigide, sinon elle fluerait, et, en supposant un facteur d'amincissement de 50 %, il devrait exister 300 km de sédiments jurassiques étirés, ce qui n'est pas le cas. Par conséquent, sous l'effet des forces de distension, un réseau de failles aurait dû se créer, de nombreux grabens auraient dû s'ouvrir, puisqu'il suffit de quelques kilomètres d'extension pour créer un graben aussi important que celui du Rhin. Or, il n'existe rien de tel dans le bassin d'Aquitaine, dont la géologie est maintenant bien connue par la prospection pétrolière. Tout au plus, peut-on expliquer quelques kilomètres de distension entre le Trias et le Crétacé supérieur, mais certainement pas 150 km, valeur minimale calculée, dans le cadre de l'hypothèse de MONTADERT et WINNOCK, à partir de l'extension correspondant seulement à la zone centrale. En fait, il faudrait encore tenir compte de près de 150 km de croûte continentale amincie (dans l'hypothèse de MONTADERT et WINNOCK) entre la zone centrale et la pente continentale. En

...

supposant un amincissement de la croûte continentale de 50 %, cela correspondrait à 75 km d'extension supplémentaire probable, soit 40 km au niveau du bassin d'Aquitaine (figure 6). C'est donc près de 200 km d'extension qu'on devrait trouver en Aquitaine. Ce simple raisonnement par l'absurde suffit à montrer que le mécanisme de formation du golfe de Gascogne tel que l'envisagent MONTADERT et WINNOCK est impossible.

d) Critique de l'hypothèse de LE PICHON et al.

Une critique peut être formulée à l'encontre de l'hypothèse de LE PICHON et al. : la position initiale de l'Espagne n'est peut-être pas celle où les pentes continentales sont jointives mais correspondrait à une position où l'angle de rotation est inférieur à 30° , le pôle de rotation restant le même. Plusieurs arguments semblent le montrer :

- Il peut exister du continental effondré, au pied de la marge continentale armoricaine, par exemple.
- Pour que le tracé du rebord du plateau continental espagnol ne chevauche pas celui des anomalies 31 et 32 de l'Atlantique Nord, il est nécessaire que l'angle de

rotation soit inférieur à 30° (LE PICHON et SIBUET, 1971).

- L'analogie entre les segments hercyniens de la péninsule ibérique et du Massif Armoricaïn devient plus facile si l'angle de rotation est inférieur à 30° .

VII. ORIENTATION DES TRAVAUX

L'histoire structurale du golfe de Gascogne et du continent adjacent peut être précisée par des travaux complémentaires en mer, souvent réalisés en annexe de programmes principaux.

- Les profils magnétiques au large du Portugal sont rares, si bien que les linéations proposées par WILLIAMS et MCKENZIE (1971) peuvent être sujettes à caution. Quelques profils complémentaires effectués parallèlement aux directions transformantes d'ouverture permettraient d'une part de confirmer ou non les linéations proposées, d'autre part de tenter une identification des linéations de cette région avec celles du golfe de Gascogne.
- La direction transformante cantabrique sépare le golfe en deux régions distinctes (LE PICHON et al., à paraître).

De part et d'autre de cette limite, la direction des failles transformantes semble être légèrement différente. Un levé aéromagnétique complémentaire jusqu'à l'anomalie 32 comprise, permettrait de confirmer ou non cette différence d'orientation, d'élucider le problème du point triple, et de préciser le contact golfe de Gascogne, océan Atlantique. Conjointement des profils de sismique lourde permettraient d'étudier la morphologie du substratum jusqu'à l'anomalie 32 et l'évolution sédimentaire après l'ouverture du golfe.

- Il est nécessaire de préciser l'origine du bassin nord : présence de continental effondré ou croûte océanique ? Seuls des forages profonds permettraient de trancher. Il serait alors possible de préciser l'angle de rotation correspondant à la phase ouverture. Néanmoins, la structure profonde de cette région pourrait déjà être précisée par des sondages réfraction.
- La nature et le mode de formation des montagnes de Biscaye et de l'escarpement Trevelyan restent à élucider. Un levé géophysique complet avec sismique lourde serait nécessaire dans le cas des montagnes de Biscaye et de la plaine abyssale qui s'étend au sud-ouest afin d'identifier le prolongement éventuel du fossé marginal nord-espagnol. Dans le cas de l'escarpement Trevelyan seul un forage profond peut en préciser l'origine.

Sur le plateau continental armoricain et son extension vers le sud-ouest, des mesures de sismique réfraction et de gravimétrie permettraient de préciser la structure profonde de la marge sous la couverture sédimentaire en relation avec les données géologiques et géophysiques terrestres. Plus au nord, la forme du synclinal de la Manche et son remplissage sédimentaire seront connus p.r sismique réfraction.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIEFF P., BOUYSSSE P., HORN R. et MONGIARDINI C., 1970. Géologie des approches occidentales de la Manche. C. R. Acad. Sc. Paris, 270, p. 2756-2759.
- BACON M. et GRAY F., 1970. A gravity survey in the Eastern part of the Bay of Biscay. Earth Planet. Sci. Letters, 10, p. 101-105.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et DEBYSER J., 1968. Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finisterre. Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides, 23, 9, p. 1046-1049.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et DEBYSER J., 1969. Carte bathymétrique de la marge continentale du golfe de Gascogne et de la mer celtique (à l'échelle de 1/1 000 000ème). Institut Français du Pétrole, réf. 17419.
- BARD J.P., CAPDEVILA R. et MATTE P., 1970. La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, RUEIL-MALMAISON (à l'impression).
- BOILLOT G., BOUYSSSE P. et LAMBOY M., 1970. Morphology, sediments and quaternary history of the continental shelf between the straits of Dover and Cap Finisterre. In the Geology of the East Atlantic Continental Margin, ICSU/SCOR working party 31, Symposium Cambridge 1970, Report 70/15, I.G.S., p. 75-90.
- BOILLOT G., HORN R. et LEFORT J.P., 1971. Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. Colloque sur la Géologie de la Manche, Paris, 14-15 janv. 1971 (à l'impression).

...

- BOUYASSE P. et HORN R., 1971. Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. Cahiers océanographiques, 23ème année, 6, p. 497-517.
- BULLARD E.C., EVERETT J.E. et SMITH A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In a symposium on continental drift, BLACKETT P.M.S., BULLARD E.C. et RUNCORN S.K. (ed), p. 41-51. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A-258.
- CAREY W.S., 1955. The Orocline concept in geotectonics. Pap. Proc. Roy. Soc. Tasmania, 89, p. 255-288.
- CHAURIS L., 1967. Gravimétrie et métallogénie granitique dans le Massif Armoricaïn. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 52, p. 43-54.
- CHAURIS L., 1969. Les confins occidentaux du pays du Léon (Finistère), Archipel de Molène et Chaussée des Pierres Noires. Bull. Soc. Géol. Minéral. de Bretagne, p. 119-145.
- CHAURIS L., 1969. Sur un important accident structural dans le nord-ouest de l'Armorique. C. R. Acad. Sc. Paris, 268, p. 2859-2861.
- CHUBERT B., 1935. Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. Rev. Géogr. Phys. Dyn., 8, p. 5-50.
- COGNE J., 1966. Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricaïn et les phénomènes de granitisation. Etages tectoniques, la Baconnière, Neuchâtel, Suisse. Colloque de Neuchâtel, 18-21 avril 1966, p. 179-192.
- COGNE J., 1967. Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogénèse hercynienne dans le massif Armoricaïn, relations avec le champ de la pesanteur. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 52, p. 15-23.

- CORON S., 1954. Contribution à l'étude du champ de la pesanteur en France. /
Sciences de la Terre, Nancy, 2, n° 4, 150 p.
- DAVEY F.J., 1970. Bouguer Anomaly map of the North Celtic sea and
entrance to the Bristol Channel. Geophys. J. R. astr. Soc.,
22, p. 277-282.
- DAY G.A. et WILLIAMS C.A., 1970. Gravity compilation in the N.E. Atlantic
and interpretation of gravity in the Celtic sea. Earth Planet.
Sci. Letters, 8, p. 205-213.
- GOGUEL J., 1950. Mesures gravimétriques en Bretagne. Publications du
Bureau des Recherches Géologiques et Géophysiques, 8, 37 p.
- GRAINDOR M.J., 1967. Les dislocations majeures du socle armoricain.
Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières,
52, p. 25-42.
- HEIRTZLER J.R., DICKSON G.A., HERRON E.M., PITMAN W.C., III, et LE PICHON
X., 1968. Marine magnetic anomalies and the geomagnetic time
scale. J. Geophys. Res., 73, p. 2119-2136.
- HOLDER A.P. et BOTT M.H.P., 1971. Crustal structure in the vicinity of
south-west England. Geophys. J. R. astr. Soc., 23, p. 465-489.
- LE BORGNE E. et LE MOUEL J., 1970. Cartographie aéromagnétique du golfe
de Gascogne. C. R. Acad. Sc. Paris, 271, p. 1167-1170.
- LE BORGNE E., LE MOUEL J. et LE PICHON X., 1971. Aeromagnetic survey
of south-western Europe. Earth Planet. Sci. Letters, 12, p. 287-
299.
- LE PICHON X., BONNIN J., et SIBUET J.C., 1970. La faille nord-pyrénéenne :
faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne.
C. R. hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris, 271, p. 1941-1944.

- LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J.C. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).
- LE PICHON X. et SIBUET J.C., 1971. Comments on the evolution of the north-east Atlantic, *Nature*, 233, p. 257-258.
- LE PICHON X. et SIBUET J.C., 1971. Western extension of boundary between european and iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12, p. 83-88.
- MATTAUER M. et SEGURET M. Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).
- MONTADERT L. et WINNOCK E. L'histoire structurale du golfe de Gascogne. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).
- Reconnaissance géologique et sédimentologique en mer d'Iroise, 1971. Centre National pour l'Exploitation des Océans et Service Hydrographique de la Marine. Rapport FL/mh n° GT 14/71.
- SCHOEFFLER J., 1965. Une hypothèse sur la tectogenèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords. *Bull. Géol. France*, 7, p. 917-920.
- SIBUET J.C. et LE PICHON X. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. Symposium sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne, 14-16 déc. 1970, Rueil-Malmaison (à l'impression).
- VOGT P.R. et JOHNSON G.L., 1971. Cretaceous seafloor spreading in the western North Atlantic. *Nature*, 234, p. 22-25.

...

WEBER C., 1967. Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 52, p. 83-90.

WILLIAMS C.A., et MCKENZIE D., 1971. The evolution of the North-East Atlantic. Nature, 232, p. 168-173.

LEGENDE DES ILLUSTRATIONS

- Figure 1** : Carte des linéations magnétiques de l'Atlantique du nord-est (d'après WILLIAMS et MCKENZIE, 1971).
- Figure 2** : Carte géologique simplifiée de la Bretagne et du plateau continental adjacent d'après BOILLOT et al. (1970), BOILLOT et al. (1971), Rapport CNEXO-SH (1971), ANDREIEFF et al. (1970), Coupure au 250 000 ème de Penmarc'h (Bureau des Recherches Géologiques et Minières). Signification des symboles : 1, accident ; 2, axe anticlinal ; 3, axe synclinal ; 4, paléovallée ; 5, Plio-quatenaire ; 6, Néogène ; 7, Eocène moyen ; 8, Eocène inférieur ; 9, Crétacé supérieur ; 10, Crétacé inférieur ; 11, Jurassique ; 12, Permo-trias ; 13, Shistes Silurien-Dévonien ; 14, roches vertes ; 15, granites. Les isobathes exprimées en brasses ont été tracées à partir des données du Service Hydrographique de la Marine (carte des atterrages de l'entrée de la Manche et de la côte nord-ouest de France au 804 400 ème, 1970) et de BERTHOIS et al. (1969).
- Figure 3** : Carte des anomalies à l'air libre du plateau continental au large de la Bretagne, complétée par les anomalies de Bouguer sur le continent (carte au 320 000ème des anomalies de Bouguer publiée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1963 ; et DAVEY, 1970). L'équidistance des courbes est de 10 milligals. Les routes utilisées figurent en traits interrompus (CNEXO) ou en traits pleins (données autres que CNEXO).
- Figure 4** : Carte des anomalies à l'air libre du plateau continental au large de la Bretagne complétée par les anomalies de Bouguer sur le continent (carte au 320 000ème des anomalies de BOUGUER publiées par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1963, et DAVEY, 1970). L'équidistance des courbes est de 10 milligals. F_1 et F_2 sont des accidents reconnus à partir de la sismique légère (BOUYSSSE et HORN, 1971).

...

Figure 5 : Zones de subsidence au Crétacé et grands traits structuraux du golfe de Gascogne d'après la figure 3 de l'article de MONTADERT et WINNOCK. L'hypothèse de MONTADERT et WINNOCK s'interprète en termes de tectonique des plaques : la péninsule ibérique aurait subi une rotation de 8° autour d'un pôle situé en Sardaigne, l'Europe restant fixe.

Figure 6 : Schéma montrant l'extension en fonction de la distance au pôle de rotation, situé en Sardaigne. L'extension est connue dans le golfe de Gascogne où a été créée une croûte de type océanique. On en déduit l'extension minimale sure, proportionnelle à la distance au pôle, à laquelle s'ajoute l'extension supplémentaire probable due à l'amincissement de la croûte continentale entre la zone centrale et la pente continentale armoricaine.