



TROISIÈME CYCLE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION
GÉOLOGIQUES DES OCÉANS



Sylvie LE DOUARAN

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES
ET GEOPHYSIQUES DE LA DORSALE
MEDIO-ATLANTIQUE DE 10° A 50° N

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE





THESE présentée
pour l'obtention

du

DIPLOME DE DOCTEUR DE 3ÈME CYCLE

à

L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

MENTION : *Sciences de la Terre*

SPECIALITE : *Structure et Evolution géologiques des Océans*

par : Mlle Sylvie LE DOUARAN

Sujet de la Thèse : "CARACTERISTIQUES STRUCTURALES ET GEOPHYSIQUES
DE LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE DE 10° à 50° N".

Soutenue le 22 juin 1979 devant la Commission composée de :

MM. André-Jean BERNARD	Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy	PRESIDENT
Jean FRANCHETEAU	Géophysicien au Centre Océanologique de Bretagne	Rapporteur
David NEEDHAM	Géologue au Centre Océanologique de Bretagne	Rapporteur
René BLANCHET	Maître de Conférence à l'Université de Bretagne Occidentale	Examineur
Pierre BLAZY	Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy	Examineur
Xavier LE PICHON	Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)	Examineur
René MAURY	Maître de Conférence à l'Université de Bretagne Occidentale	Examineur

R E S U M E

— Cette étude concerne certaines caractéristiques des provinces axiales de la dorsale Médio-Atlantique de 10 à 50° N.

Je traite des méthodes de collecte des données structurales et géophysiques en mer. Ayant participé à la campagne océanographique "Vema", je me suis attachée à faire le point sur les méthodes utilisées tant pour la collecte que pour la réduction ou la modélisation des données, et plus particulièrement des données bathymétriques, la campagne "Vema" étant la première campagne scientifique à utiliser en continu le sondeur multi-faisceaux "Sea Beam". Ces méthodes sont indiquées en Annexe.

Je présente un ensemble de profils bathymétriques magnétiques et gravimétriques, transversaux aux provinces axiales de la dorsale Médio-Atlantique. Cette étude met en évidence des variations de courte longueur d'onde, tant bathymétriques que magnétiques. Ces nouvelles données très détaillées me permettent de discuter certains modèles théoriques sur l'origine de la vallée axiale.

La profondeur maximale de vallée (la profondeur du plancher interne) a ensuite été utilisée comme critère simple de définition de la profondeur à l'âge zéro. L'analyse de toutes les données bathymétriques au niveau des provinces axiales de la dorsale Médio-Atlantique de 10 à 50° N a été ainsi conduite sur de nouvelles bases. Seules ont été retenues les profondeurs obtenues sur des profils transverses à la vallée axiale dans des contextes tectoniques clairs ou sur des cartes bathymétriques très détaillées où l'on dispose d'un contrôle sur la navigation.

Tous les modèles de la lithosphère océanique prédisent une profondeur uniforme à âge constant. Or, l'analyse met en évidence des anomalies de profondeur de forte amplitude (500 à 1 500 m) et de grande longueur d'onde

.../...

(500 à 1 000 km) dans l'Atlantique Nord. Certaines anomalies semblent contrôlées par des zones de fractures océaniques (KURCHATOV, KANE, DESIRADE). En plus de l'anomalie majeure des Açores, une anomalie importante de 13 à 22°N pourrait correspondre à une zone de point triple à la jonction des deux plaques Amérique et de la plaque Afrique. Ces anomalies de profondeur de grande longueur d'onde sont corrélées avec des anomalies de gravité qui ne peuvent avoir leur source dans le manteau sub-lithosphérique. Les anomalies de profondeur semblent également corrélées avec des hétérogénéités géochimiques du manteau. Il est possible que les anomalies de profondeur à l'axe de la dorsale traduisent des domaines de température ou de minéralogie différents dans le manteau sous la lithosphère. Elles peuvent de toute manière fournir un guide précieux pour l'échantillonnage du manteau ou des liquides qui en sont issus.

T A B L E D E S M A T I E R E S

AVANT - PROPOS p. 8

INTRODUCTION p. 10

PREMIER CHAPITRE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION DE PROFILS
TRANSVERSAUX DE LA DORSALE MEDIOATLANTIQUE DES
LATITUDES 35° 17 à 11° 30 p.12

I. Description et interprétation des profils au travers de la rift
vallée de 35° 17 à 14° Nord p.12

I.1. Profil situé au Nord de la zone de fracture
Oceanographer (latitude moyenne de 35 ° 17 p.15

I.1.1. Etude structurale p. 15

 I.1.1.1. Le plancher interne p. 15

 I.1.1.2. Les flancs p. 15

I.1.2. Etude magnétique p. 20

 I.1.2.1. les vitesse d'ouverture p. 20

 I.1.2.2. Liaison avec la morphologie p. 20

I.1.3. Résumé p. 22

I.2. Profils au Sud de la zone de fracture oceanographer
(latitudes moyennes 34° 50 et 34° 57) p. 24

I.2.1. Etude structurale p. 24

 I.2.1.1. Le plancher interne p. 24

 I.2.1.2. Les flancs p. 26

I.2.2. Etude magnétique p. 28

 I.2.2.1. Les vitesse d'ouverture ... p. 28

 I.2.2.2. Liaison avec la morphologie p. 30

I.2.3. Résumé p. 32

I.3. <u>Profils à la latitude moyenne de 34° 15</u>	p. 34
I.3.1. Etude structurale	p. 34
I.3.1.1. Le plancher interne	p. 34
I.3.1.2. Les flancs	p. 34
I.3.2. Etude magnétique	p. 38
I.3.2.1. Les vitesses d'ouverture	p. 38
I.3.2.2. Liaison avec la morphologie	p. 38
I.3.3. Résumé	p. 40
I.4. <u>Profils au Sud de la zone de fracture Atlantis</u>	
Atlantis (latitude moyenne de 29° 36 à 29° 38).....	p. 40
I.4.1. Etude structurale	p. 42
I.4.1.1. Le plancher interne	p. 42
I.4.1.2. Les flancs	p. 42
I.4.2. Etude magnétique	p. 45
I.4.2.1. Les vitesses d'ouverture	p. 48
I.4.2.2. Liaison avec la morphologie	p. 48
I.4.3. Résumé	p. 50
I.5. <u>Profils à la latitude moyenne de 21° 06</u>	p. 50
I.5.1. Etude structurale	p. 52
I.5.1.1. Le plancher interne	p. 52
I.5.1.2. Les flancs	p. 52
I.5.2. Etude magnétique	p. 55
I.5.2.1. Les vitesses d'ouverture	p. 56
I.5.2.2. Liaison avec la morphologie	p. 56
I.5.3. Résumé	p. 56
I.6. <u>Profils Sud de la zone de fracture Désirade</u>	
<u>aux latitudes moyennes de 14° 04 - 14° 06 - 14° 10</u>	p. 58
I.6.1. Etude structurale	p. 58
I.6.1.1. Le plancher interne	p. 58
I.6.1.2. Les flancs	p. 58

I.6.2. Etude magnétique	p. 61	
I.6.2.1. Les vitesses d'ouverture	p. 62	
I.6.2.2. Liaison avec la morphologie	p. 62	
I.6.3. Résumé	p. 62	
II. <u>Discussion des profils de 35° 17 à 14° N : Comparaison avec les modèles descriptifs et théoriques</u>	p. 70	
II.1. <u>Données comparatives et modèles descriptifs</u>	p. 70	
II.1.1. Caractères structuraux	p. 70	
II.1.2. Caractères magnétiques	p. 79	
II.2. <u>Modèles théoriques sur l'origine de la rift vallée</u>	p. 89	
II.2.1. Différentes méthodes d'approche	p. 89	
II.2.2. Modèle viscodynamique	p. 91	
II.2.3. Modèle de "striction" mécanique	p. 93	
II.2.4. Résumé	p. 96	
III. <u>Les profils bathymétriques de 14 à 11° de latitude Nord</u>	p. 98	
III.1. <u>Description des profils</u>	p. 98	
III.2. <u>Résumé</u>	p. 109	
<table border="1" data-bbox="236 1621 539 1686"><tr><td>DEUXIEME CHAPITRE</td></tr></table> : ANOMALIES DE PROFONDEUR DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE A L'AXE DE LA DORSALE MEDIOATLANTIQUE	DEUXIEME CHAPITRE	p. 112
DEUXIEME CHAPITRE		
I. <u>Variations de profondeur à l'âge zéro</u>	p. 113	
I.1. <u>Courbes obtenues</u>	p. 113	
I.2. <u>Comparaison aux résultats antérieurs</u>	p. 123	
I.2.1. ANDERSON et al. 1973	p. 123	
I.2.2. MENARD and DORMAN 1977	p. 125	
I.2.3. RONA, 1971, 1977	p. 125	
I.3. Remarques	p. 127	

II. <u>Correlations entre ces variations et d'autres données</u>		
<u>géologiques ou géophysiques</u>	p. 144	
II.1. <u>Liaison avec la gravimétrie</u>	p. 144	
II.2. <u>Liaison avec l'âge d'ouverture du bassin</u>	p. 145	
II.3. <u>Liaison avec la présence de zones de fracture</u> .	p. 147	
II.4. <u>Liaison avec la géochimie</u>	p. 150	
II.5. <u>Liaison avec l'épaisseur thermiquement</u> <u>contrôlée de la lithosphère</u>	p. 152	
III. <u>Conséquences de ces résultats sur les différents modèles</u> <u>de la lithosphère, approche possible de l'étude des</u> <u>convections asthenosphériques</u>	p. 154	
IV. <u>Résumé</u>	p. 157	
CONCLUSION	p. 158	
<table border="1" data-bbox="247 1227 404 1290"><tr><td>ANNEXES</td></tr></table> : ACQUISITION A LA MER ET REDUCTION DES DONNEES STRUCTURALES ET GEOPHYSIQUES	ANNEXES	p. 160
ANNEXES		
<u>Annexe I : Acquisition et traitement des données de</u> <u>navigation</u>	p. 160	
I.1. Acquisition et enregistrement des données en mer ...	p. 160	
I.1.1. Détermination du cap et de la vitesse	p. 160	
I.1.2. Calcul de la route "Est" et de la route "Nord" ...	p. 161	
I.1.3. Obtention des points fixes	p. 161	
I.1.4. Enregistrement des données	p. 162	
I.2. <u>Traitement à terre</u>	p. 162	
I.2.1. Sélection et réduction des données du loch ..	p. 162	
I.2.2. Incorporation des données de points fixes ...	p. 164	
I.2.3. Calcul de la navigation et détermination du vecteur dérive	p. 164	

I.3. <u>Tracés de navigation</u>	p. 166
I.4. <u>Conclusion</u>	p. 167
<u>Annexe II : Acquisition et traitement des données gravimétriques</u>	p. 167
II.1. <u>Collecte des données en mer</u>	p. 168
II.1.1. Elimination des accélérations parasites	p. 168
II.1.2. Mesure des accélérations : cas du gravimètre GSS2	p. 169
II.2. <u>Réduction des données</u>	p. 170
II.2.1. Dépouillement des enregistrements "bruts"	p. 170
II.2.2. Obtention des valeurs absolues de la gravimétrie brute .	p. 171
II.2.3. Application de la correction d'"EOTVOS".....	p. 171
II.2.4. Précision des résultats obtenus	p. 171
<u>Annexe III : Acquisition et traitement des données magnétiques</u>	p. 172
III.1. Collecte des données en mer	p. 172
III.2. Réduction des données à terre	p. 174
III.3. Utilisation des anomalies magnétiques	p. 175
III.4. Conclusion	p. 176
<u>Annexe IV : Acquisition et traitement des données bathymétriques</u>	p. 177
IV.1. Evolution des échosondeurs	p. 177
IV.2. Acquisition des données du "Sea Beam" en temps réel	p. 179
IV.3. Traitement des données en temps réel	p. 182
IV.4. Traitement des données en temps différé	p. 183
IV.4.1. Recontourage en isovaleurs : comparaison avec les données en temps réel	p. 183
IV.4.2. Etablissement des "coupes" bathymétriques	p. 187
IV.5. Conclusion	p. 189

AVANT - P R O P O S

En avant-propos de ce mémoire, je voudrais remercier tous ceux qui ont aidé, à divers degrés, à sa réalisation.

Mes premiers remerciements vont à Monsieur BERNARD, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie, dont le laboratoire m'a soutenue financièrement à l'aide d'une allocation de recherche de la D.G.R.S.T. Je tiens également à exprimer ma très vive reconnaissance à Monsieur BLAZY, Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie, pour l'enthousiasme et la ténacité qu'il m'a communiqués.

Que Monsieur BLANCHET, Maître de Conférences à l'Université de Bretagne Occidentale, Directeur du laboratoire d'Océanologie et Géodynamique, trouve ici de sincères remerciements pour ses conseils et son aide. Je n'oublie pas Monsieur MAURY qui a bien voulu participer à ce jury, ni Monsieur COUTELLE qui, lors de la dernière phase de mon travail, m'a conseillé sur de nombreux problèmes de présentation.

Je suis très reconnaissante à l'actuel Département de Géologie géophysique et géochimie marine du Centre Océanologique de Bretagne de m'avoir donné les moyens pour effectuer ce travail dans les meilleures conditions. Je remercie Monsieur PAUTOT, Chef de ce département, d'avoir relu attentivement certaines parties de mon manuscrit.

Monsieur FRANCHETEAU m'a proposé ce sujet de recherche ; je le remercie très vivement des nombreux conseils, suggestions et avis éclairés qu'il m'a prodigués tout au long de ces deux années d'initiation à la recherche. Une très vive reconnaissance va à Monsieur NEEDHAM qui m'a permis de participer à la mission Vema, m'initier au dépouillement d'une campagne et d'utiliser une partie des données acquises. Je le remercie beaucoup du soin avec lequel il a suivi mon travail.

Je suis très reconnaissante à Monsieur LE PICHON, Professeur à l'Université de Paris VI, d'avoir accepté, en participant à ce jury, de juger ce mémoire.

Je voudrais également beaucoup remercier Monsieur DESNOËS, Ingénieur au B.N.D.O. (Banque Nationale des Données Océanographiques) du Centre Océanologique de Bretagne, qui a toujours présenté un vif intérêt à mon travail et qui m'a donné de nombreux conseils et de nombreuses possibilités pour tester et utiliser les nouveaux programmes de rejeux des données du "Sea Beam" mis au point au B.N.D.O. Je n'oublie pas toutes les autres personnes du B.N.D.O. qui m'ont beaucoup aidé ; je songe plus particulièrement à Monsieur EDY, Madame CORRE et Monsieur NORMAN. J'espère ne pas leur avoir donné trop de travail supplémentaire.

Au cours des deux années passées au Centre Océanologique de Bretagne, j'ai pu apprécier l'aide et la compétence des chercheurs du Milieu Solide de l'ancien Département scientifique. Cela a été pour moi un plaisir de travailler avec des scientifiques qui, parfois au détriment de leur propre travail, ont par d'utiles discussions, fait progresser mes recherches.

Je ne saurais oublier dans ces remerciements, tous ceux qui, par leur aide matérielle ou leur soutien moral, ont une part importante dans la présentation de ce mémoire : Madame BERTHE, pour la mise en forme de la bibliographie, Madame PAUTOT et Madame DENIEL qui en ont assuré la frappe. Je voudrais très chaudement les remercier de leur diligence et de leur efficacité.

INTRODUCTION

La tectonique des plaques fournit un modèle cinématique de la couche supérieure de la terre. Celle-ci serait constituée par un ensemble de plaques rigides (la lithosphère) en équilibre isostatique sur un matériau qui pour des périodes géologiques, se comporte comme un fluide : l'asténosphère. Les mouvements différentiels entre ces plaques rigides, créent la tectonique et l'activité sismique de cette couche supérieure de la terre. Les processus survenant à la limite des plaques expliqueraient ainsi la plupart des traits de surface.

La mise en place du plancher océanique s'effectue à l'axe des dorsales actives par la montée et l'épanchement de matériel d'origine asthénosphérique.

Les plaques réagissant de façon plus ou moins passive le relief mis en place à l'axe est ensuite fossilisé. Aussi l'étude détaillée et la compréhension de la mise en place à l'axe des dorsales est fondamentale. Une démarche consiste à étudier cette mise en place dans le cas de domaine océanique simple.

La dorsale médioatlantique a de 10° à 50° de latitude Nord une homogénéité structurale. Elle est constituée de segments linéaires, présentant une vallée axiale et décalés tous les 60 km (PERRY et FEDEN, 1974). Au Nord de 50° on observe une remontée du plancher océanique jusqu'à l'Islande. Au Sud de 10° N la fracturation est intense et les données sont de moins bonne qualité.

Depuis une dizaine d'années différents projets ont permis de collecter à l'axe de cette dorsale des données tant géologiques que géophysiques. Le projet Franco-Américain FAMOUS a ainsi permis une étude détaillée du rift de 36 à 37° Nord (cartes bathymétriques au pinceau étroit, enregistrements magnétiques et gravimétriques, observations et prélèvements en submersible, dragages, carottages, enregistrements de sismique réflexion et de sismique réfraction etc...).

D'autres régions de la dorsale médioatlantique sont également connues avec une grande précision. Néanmoins, dans certaines parties, les données sont plus rares ou de qualité incertaine.

Un des objectifs de la campagne Vema du COB* avec le navire JEAN CHARCOT de septembre à novembre 1977 était justement de compléter les données magnétiques, gravimétriques et bathymétriques, actuellement disponibles sur la dorsale Médioatlantique.

Cette campagne était la première campagne scientifique à utiliser en continu le sondeur à faisceaux étroits multiples : le "Sea Beam". Ceci nous a permis de tester les possibilités techniques de cet appareil dans des zones profondes (2000 à 5000 m), peu sédimentées, aux directions structurales souvent bien définies et à la morphologie très escarpée. De plus de nouvelles méthodes d'acquisition et de réduction de données furent mises au point à l'occasion de cette mission et de son dépouillement. Ce travail m'a permis de suivre les différentes phases allant de la collecte des données en mer, à la réduction de ces données à terre, la mise au point de modèles, l'interprétation de ces résultats ponctuels et l'intégration de ces nouvelles données dans un contexte plus général. Je ferai d'abord le point sur les méthodes de collectes des données et de modelisation employées.

Puis, les résultats de cette collecte et de cette modélisation seront présentés et interprétés dans le cas des profils perpendiculaires à la dorsale Médioatlantique. Des variations de courte longueur d'onde dans le mode de mise en place du plancher océanique seront mises en évidence. En intégrant ces données dans un contexte plus général et en utilisant un grand nombre de données compilées nous étudierons de 10 à 50 ° de latitude Nord, les variations bathymétriques de grande longueur d'onde le long de la dorsale. Celles-ci sont corrélées avec d'autres types de données et peuvent constituer une méthode d'approche de phénomènes ayant leur source dans le manteau sublithosphérique.

* Centre Océanologique de Bretagne

PREMIER CHAPITRE

DESCRIPTION ET INTERPRETATION DE PROFILS TRANSVERSAUX DE LA DORSALE

MEDIOATLANTIQUE DES LATITUDES 35°17' A 11°30'

Les méthodes décrites en Annexes (1, 2, 3, 4) m'ont permise de réduire et de modéliser les données gravimétriques, magnétiques et bathymétriques acquises pendant la campagne Vema.

L'interprétation de 16 profils transversaux de la dorsale médioatlantique effectuées aux latitudes moyennes de 35°17' - 34°59' - 34°50' - 34°15' - 29°38' - 29°36' - 21°06' - 14°10' - 14°06' - 14°03' - 13°25' - 12°54' - 12°30' - 12°15' - 11°30' et 11°28', va me permettre de préciser le mécanisme de mise en place du plancher océanique à l'axe d'une dorsale présentant une vallée axiale.

Les profils au Nord de la latitude 14° ont des caractères semblables à ceux de la zone FAMOUS. Je les décrirai dans une première partie en utilisant les termes morphologiques définis principalement par NEEDHAM et FRANCHETEAU 1974, et MAC DONALD et al., 1975. Cette description, profil par profil, sera suivie d'une discussion et d'une comparaison avec les modèles descriptifs et théoriques existants. Puis dans une troisième partie, je soulèverai le problème de la morphologie de la vallée axiale entre les latitudes 14 et 11° Nord, morphologie quelque peu similaire à celle de la dorsale Atlantique Sud entre 6° et 8° (VAN ANDEL et al., 1970).

I - DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES PROFILS AU TRAVERS DE LA RIFT-VALLÉE DES LATITUDES 35°17' A 14° NORD.

Les profils seront étudiés dans le sens des latitudes décroissantes. Pour chacune de ces latitudes les profils magnétiques gravimétriques et bathymétriques non interprétés et obtenus suivant les méthodes décrites en Annexes 1, 2, 3, 4 constituent une première planche. Suivent ensuite les profils bathymétriques sériés qui correspondent à chacun des faisceaux multiples du Sea Beam. La localisation de la route suivie par le navire étant présentée sous forme de cartouche. Je montre également certains détails

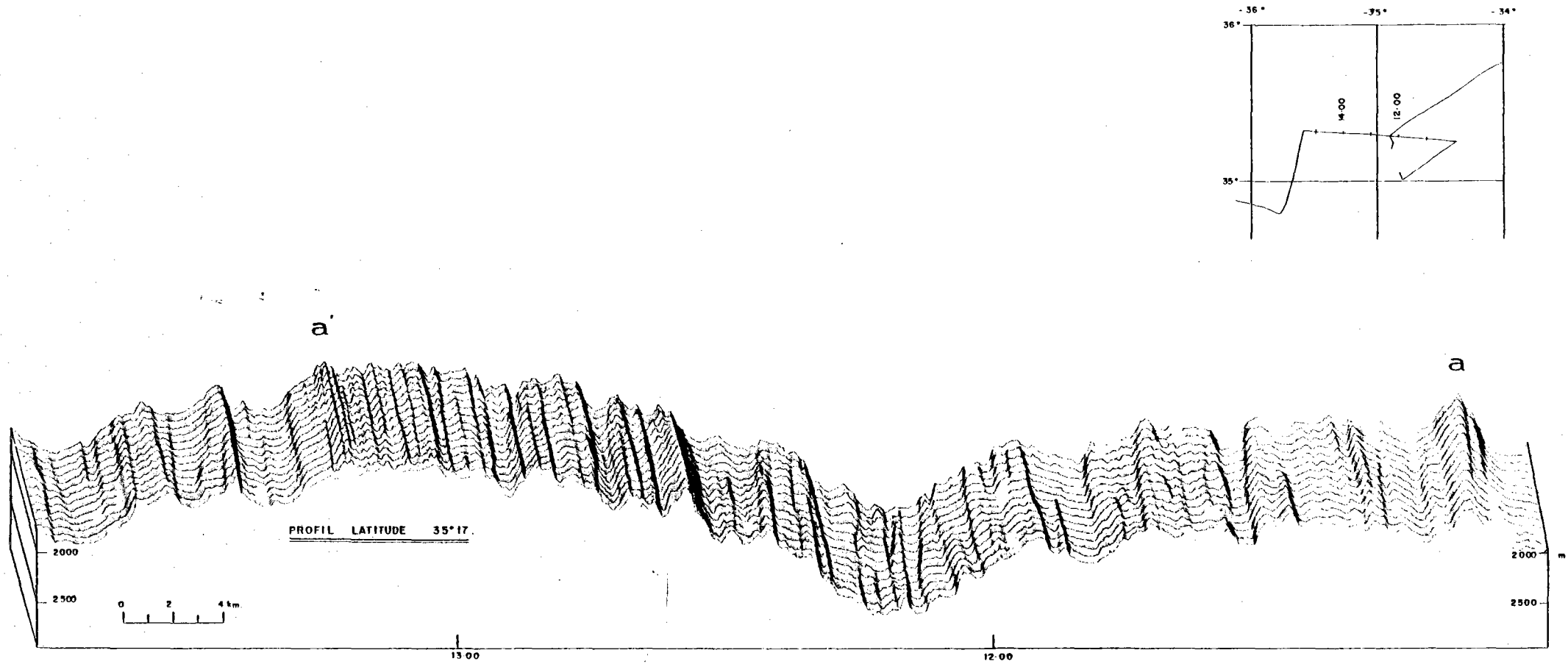


FIGURE j.Ia. : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LATITUDE DE 35°17.
(Exagération verticale 4)

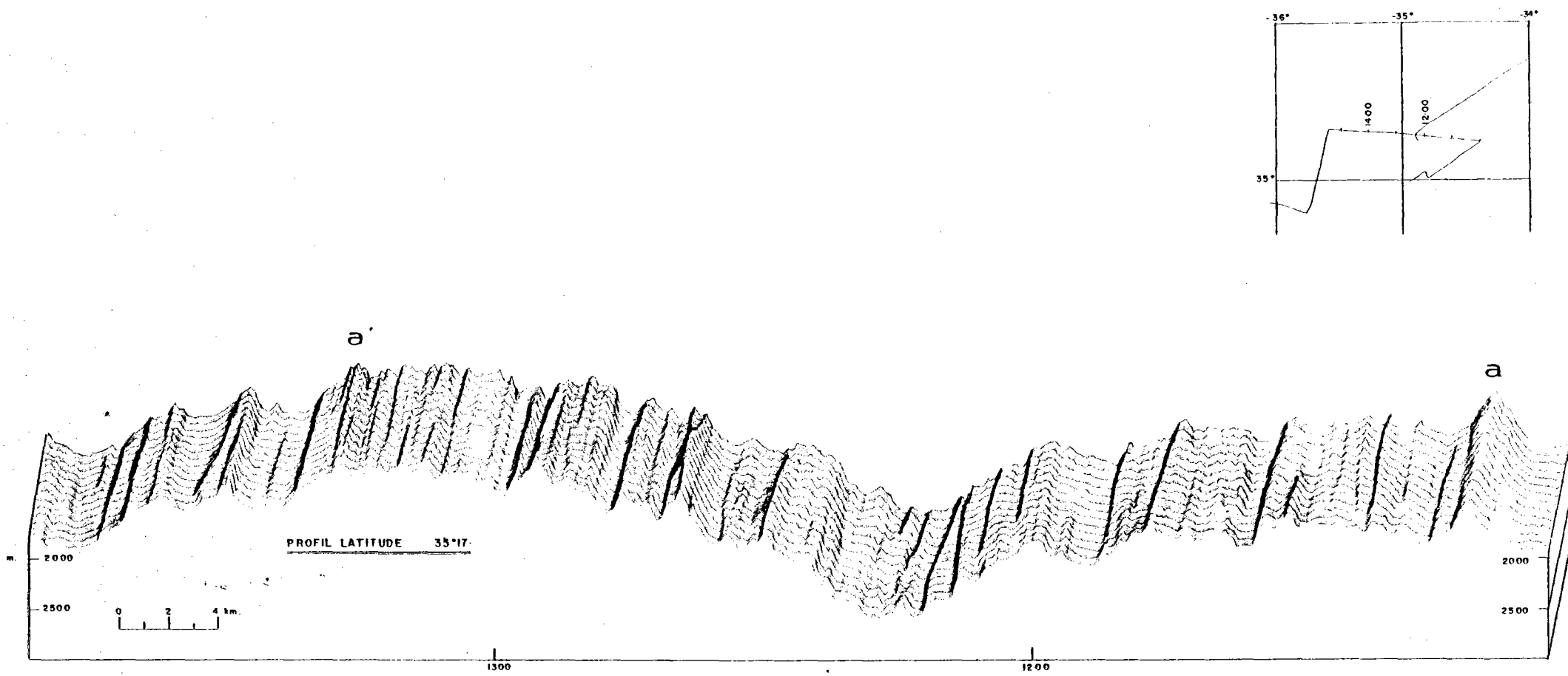


FIGURE I.1b. : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LA LATITUDE DE 35°17
(Exagération verticale 4)

du contourage en isovaleurs pouvant aider la compréhension. La correspondance entre anomalie magnétique observée et calculée est présentée.

Les profils bathymétriques de différentes latitudes sont regroupés. Les escarpements de type escarpements de failles sont représentés par un trait de longueur égale à 5 fois la hauteur de l'escarpement. Les escarpements soulignés ont une hauteur supérieure à 20 m., une pente supérieure à 50° - 60° et s'étendent de façon linéaire sur toute la largeur de la bande Sea Beam. (Voir Annexe 4). Les escarpements pourraient résulter dans les parties axiales des dorsales d'une ouverture suivie d'un décalage vertical d'un des compartiment. Cette rupture en tension dans la partie superficielle de la croûte ne permet pas la production de stries de mouvement.

I. - 1. PROFIL SITUE AU NORD DE LA ZONE DE FRACTURE OCEANOGRAPHER

(LATITUDE MOYENNE DE 35° I7)

Ce profil de 110 km de longueur, de direction N. 95° E (fig.1.1a) est localisé à 30 km au Nord de l'intersection de la faille transformante Océanographe avec la vallée axiale de la dorsale. L'enregistrement bathymétrique est de très bonne qualité. Le fonctionnement défectueux du magnétomètre n'a pas permis de déterminer les anomalies magnétiques sur une distance de 10 milles. L'enregistrement gravimétrique n'est utilisable que sur une cinquantaine de kilomètres. (fig. 1.2).

I. 1.1. - Etude morphologique et structurale.

I.1.1.1. Le plancher interne.

Le plancher interne est la zone de profondeur maximale limitée par des failles qui regardent vers l'axe le plus profond. La profondeur de ce plancher varie suivant le profil entre 2640 et 2660m et sa largeur, selon la méthode d'investigation, est de 0,5 km. (fig.1.3a).

I.1.1.2. Les flancs.

A partir du plancher interne le relief s'accroît jusqu'aux profondeurs minimales de 950 m. à l'Est (b, fig.1.2) et 1100m à l'Ouest (a', fig. 1.2.). La largeur de la vallée définie (entre a' et b) selon ces critères morphologiques est de 58 km.

profil NORD OCEANOGRAPHER latitude 35°17

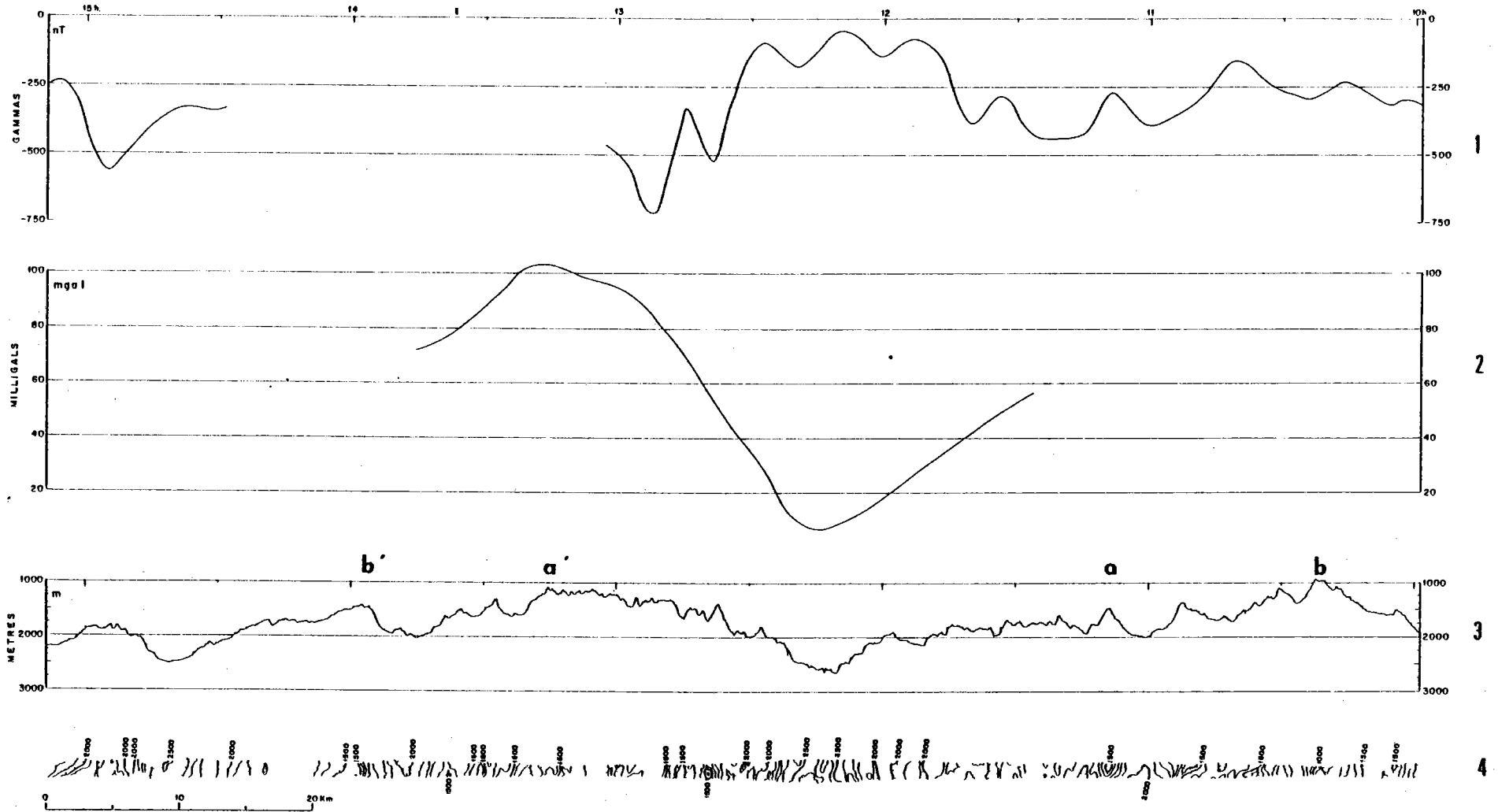


FIGURE 1.2. ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE 35° 17

- Les flancs internes des crêtes

. A l'Est, 6 marches majeures de largeur 1 à 3 km présentent un dénivelé total de 900 m sur une distance de 9 km (fig. 1.1a et fig. 1.2 de 12h15 à 12h45). Les abrupts séparant ces marches ont une pente de 50° - 60° , un relief vertical supérieur à 100 m, et s'étendent de façon linéaire (direction N 15° - 20°), sur la plus grande partie de la bande Sea Beam (voir fig. 1.1). Ils correspondraient à des escarpements de type escarpements de faille. Selon ce même flanc et en s'éloignant de l'axe de la vallée la pente moyenne devient faible (de 12h45 à 12h15) sur une largeur de 12 km, la profondeur moyenne étant de 1700 m. La structure (a) culmine ensuite à 1440 m et est séparée de la crête b par une série de vallées "perchées" présentant des directions obliques pouvant être dues à une tectonique complexe. (fig. 1.4).

. Sur le flanc interne Ouest les marches sont plus difficiles à individualiser et peuvent être masquées par les nombreux pics (volcans ?) de hauteur variant entre 200 et 400 m et de largeur kilométrique (fig. 1.1a et 1.2 de 12h25 à 12h45). Une surface de pente très faible, de largeur de un km et de profondeur 1300 m les séparent de la crête a'.

. La largeur du flanc interne Est est de 37 km, celle du flanc Ouest est de 21 km, d'où une morphologie dissymétrique de la vallée.

- Les flancs externes des crêtes

. Du fait de la longueur du profil le flanc externe Est est difficilement identifiable. L'unité qui se trouve au delà de la crête b est inclinée d'un angle de 6° vers l'extérieur et présente quelques abrupts à regard interne. Le flanc externe Ouest montre (de 13h15 à 13h45) des escarpements de failles à regard externe par rapport à la vallée axiale (fig. 1.1. et 1.3. a); la somme de leurs hauteurs n'explique pas l'approfondissement de 900 m observé pendant cet intervalle de temps. Certaines failles externes à faible rejet vertical n'ont peut-être pas pu être décelées. Une autre tectonique peut également intervenir.

Ainsi de 13h45 à 14h40 (Fig. 1.2.), deux unités sont limitées vers l'intérieur de la vallée par plusieurs escarpements à regard interne et de hauteur cumulée de 600 m. Ces unités de largeur 8 km chacune, sont inclinées de 4° et 5° vers l'extérieur de la vallée axiale et comportent quelques petites ruptures de pente à regard interne. Cette morphologie pourrait être attribuée à un basculement vers l'extérieur de la vallée axiale. Une unité aux caractéristiques semblant voisines succède ensuite (fig. 1.2. de 14h40 à 15h00).

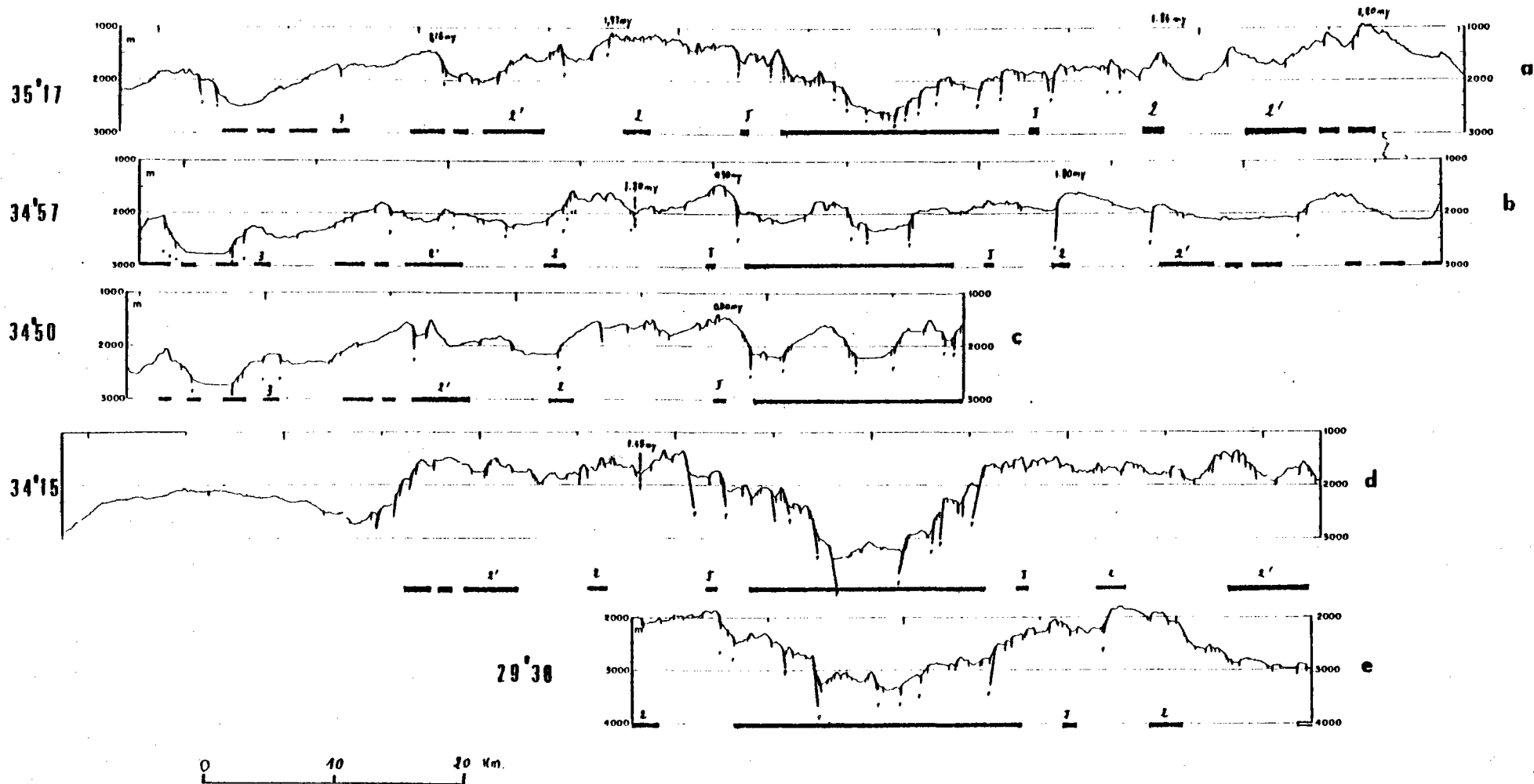


FIGURE 1.3. - Profils bathymétriques et blocs magnétiques des latitudes 35° 17 à 29° 38
(Exagération verticale de 4)

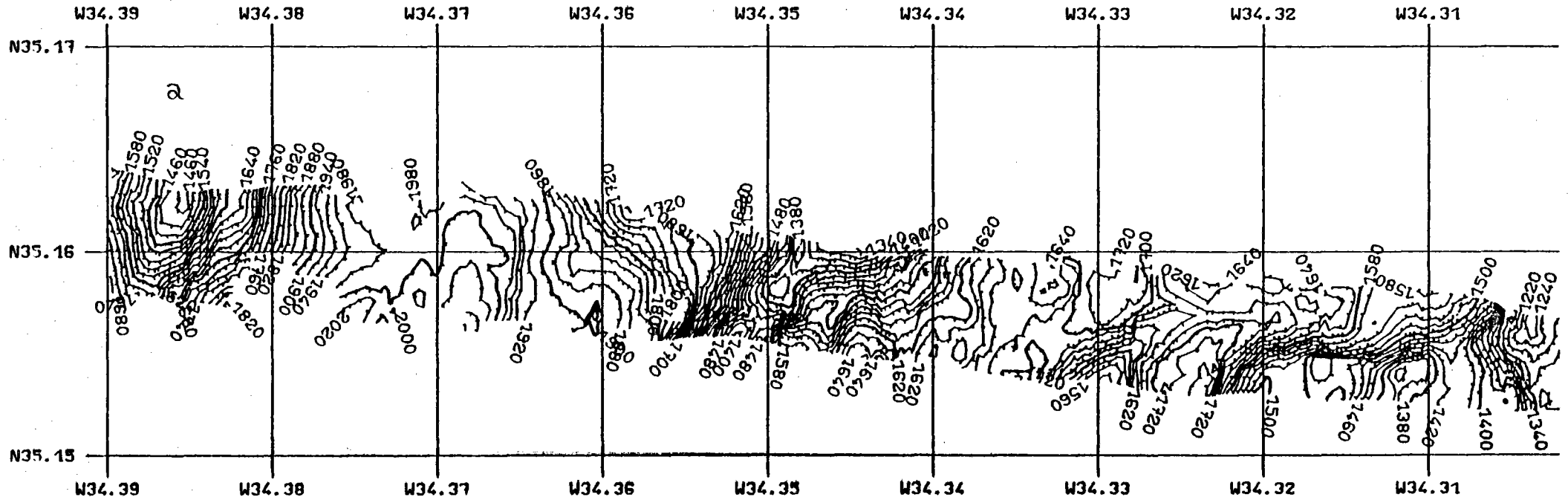


Fig. 1.4. : Détail de bande Sea Beam au 1/50000 à la latitude moyenne de 35°16
mise en évidence de direction obliques entre a et b.

I. 1.2. - Etude magnétique

Hormis la remarque faite en introduction, les anomalies magnétiques sont bien définies, l'anomalie axiale est nette, les anomalies correspondant aux événements Jaramillo sont bien discernables. Les anomalies théoriques à cette latitude ont été obtenues à partir du modèle décrit (Annexe 3). Le meilleur accord est représenté (fig. 1.5) ; il nous a permis de déterminer les vitesses d'ouvertures entre les différentes anomalies remarquables (anomalie axiale, anomalies 2, 2', 3) dont la chronologie est indiquée au Tableau I (Annexe 2), de 10h30 à 11h10, la correspondance entre anomalies observées et théoriques n'est pas très bonne : ceci peut être lié aux directions obliques décrites au paragraphe précédent.

I. 1.2.1. Les vitesses d'ouvertures

La vitesse moyenne d'ouverture (V_{ml}) calculée entre les événements jaramillo est de $2,40 \pm 0,05$ cm/an. Entre les anomalies 2 et 3, la demi-vitesse d'ouverture est de $1,15 \pm 0,05$ cm/an à l'Est. A l'Ouest, l'enregistrement très incomplet suggère une demi-vitesse plus lente ($1,10 \pm 0,05$ cm/an entre l'événement jaramillo et l'anomalie 3).

I. 1.2.2. Liaison avec la morphologie

Les blocs magnétiques responsables des anomalies sont présentés (fig. 1.5.) et superposés aux unités morphologiques (fig. 1.3.a).

Le milieu du bloc correspondant à l'époque BRUNHES (l'anomalie axiale) et l'axe de symétrie entre les blocs correspondant aux anomalies 2 se localisent au niveau du plancher interne. Ceci suggère que l'accrétion a été stable et à peu près symétrique.

PROFIL NORD - OCEANOGRAPHER

--- anomalies magnétiques théoriques
— anomalies magnétiques observées
▨ blocs correspondant aux périodes de polarité normale

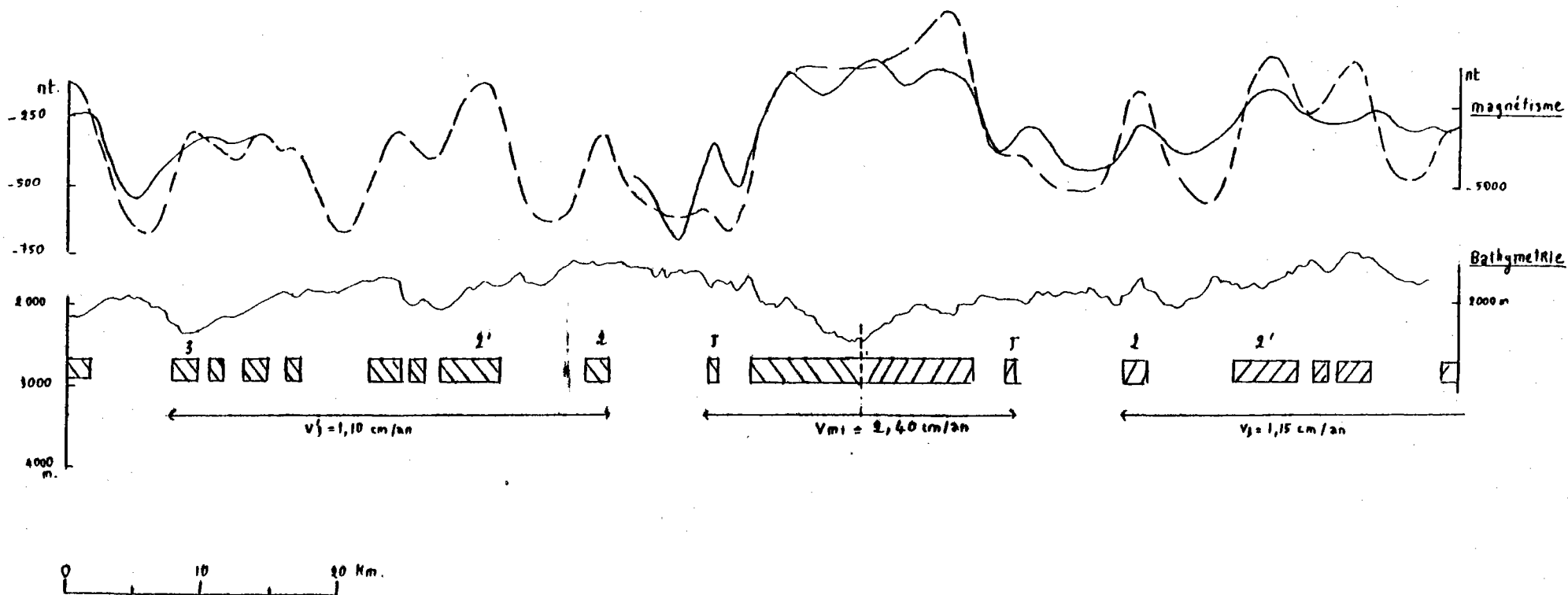


Figure 1.5. - Ajustement magnétique à la latitude de $35^{\circ} 17'$

Nous pouvons en déduire les âges des différentes unités morphologiques :

1,93 \pm 0,04 MA pour la crête a'

3,16 \pm 0,07 MA pour la première unité b' basculée du versant Ouest.

A l'Est, l'âge de a, point de profondeur minimale séparée de la vallée par des directions parallèles à l'axe, est de 1,89 \pm 0,04 MA ; celui de b, premier bloc basculé du flanc Est, est de 3,20 \pm 0,04 MA

b et b', structurellement homologues (première unité basculée vers l'extérieur de la vallée), sont d'âge magnétique homologue (époque GAUSS, événement Olduvai). a' et a ont le même âge magnétique mais (a) n'est pas la crête au sens morphologique (point de profondeur minimale). La présence entre a et b de directions obliques et d'anomalies magnétiques peu conformes au modèle attesterait une histoire complexe et peut-être une réactivation de cette partie du relief comprise entre a et b (?).

Ces arguments nous amèneraient à définir plutôt les limites de la vallée axiale par des critères non pas uniquement morphologiques mais aussi structuraux et magnétiques. La dissymétrie de la morphologie ne semble pas s'expliquer par des vitesses d'ouvertures asymétriques. Si nous admettons a et a' comme limites externes de la vallée, celle-ci aurait une largeur de 42 km et l'âge des crêtes serait similaire (1,93 \pm 0,04 et 1,89 \pm 0,04 MA).

I. 1.3. Résumé

Les principales caractéristiques de la vallée axiale au nord de la zone de fracture Oceanographer indiquent une évolution relativement simple. Cependant, quelques directions obliques par rapport aux principaux escarpements rendent discutables la largeur même de la vallée qui, dans l'interprétation finalement choisie, est de 42 km. Le plancher interne est étroit (0,5 km) et de profondeur 2650 \pm 10 m. La hauteur maximale totale des murs Est et Ouest est de 1 160 et 1 500 m.

profil SUD OCEANOGRAPHER latitude 34°57

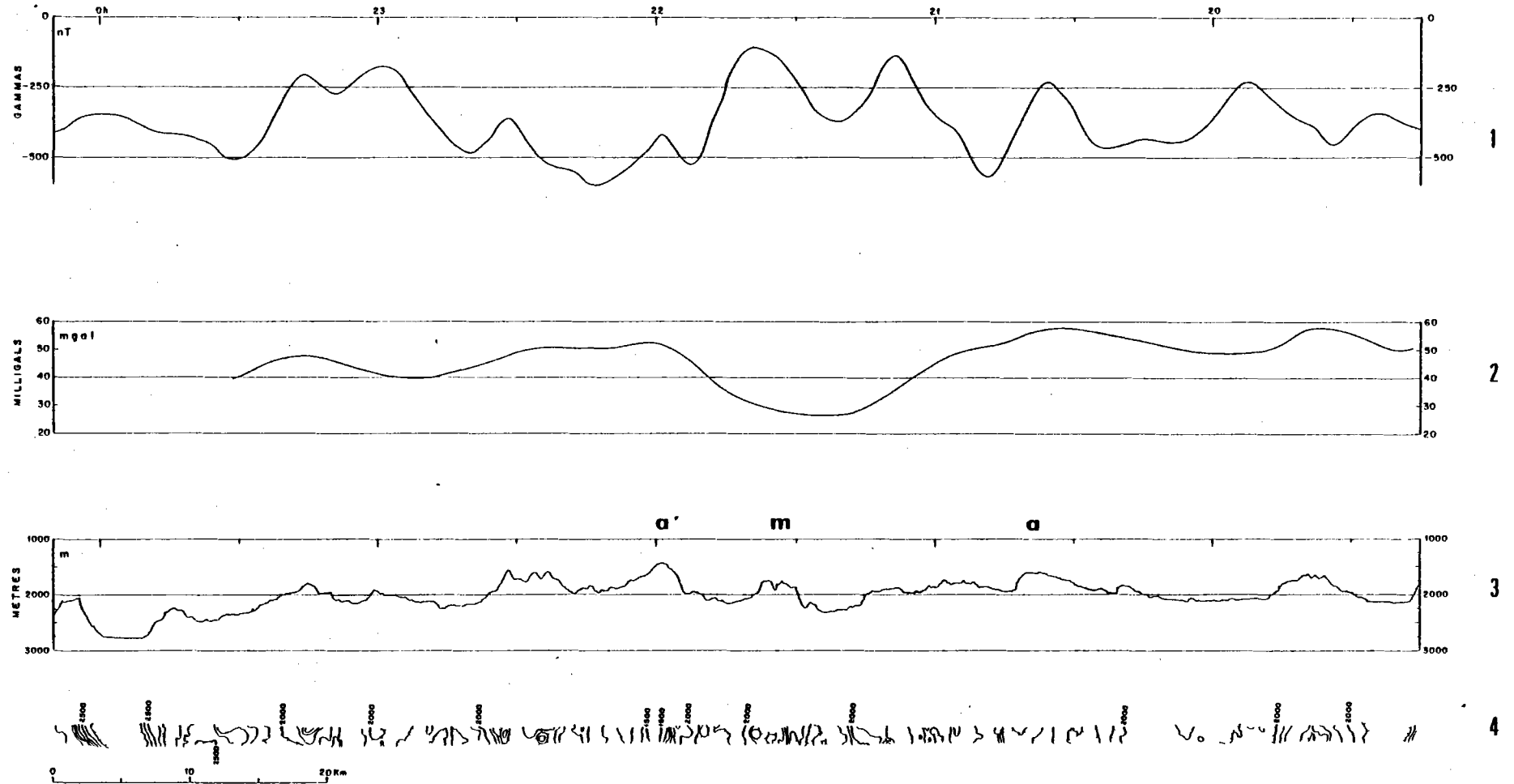


FIGURE 1.6 : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE 34°57

Les flancs internes présentent une série de marches suivie de surfaces de pente plus faible.

Les escarpements de type escarpements de failles à regard externe et les unités basculées, de largeur supérieure aux marches mises en place à l'axe, semblent à l'origine du réapprofondissement du relief.

La vitesse d'ouverture (V_m) entre les événements Jaramillo est de $2,40 \pm 0,05$ cm/an ; avant cette époque, les vitesses étaient légèrement plus lentes.

Les axes magnétiques se localisent au niveau du plancher interne.

I. 2. - PROFILS AU SUD DE LA ZONE DE FRACTURE OCEANOGRAPHER (LATITUDES MOYENNES DE $34^{\circ}50$ ET $34^{\circ}57$)

Plusieurs profils ont été effectués entre 30 et 50 km au sud de l'intersection de la fracture Oceanographer avec la vallée axiale. Seuls les deux profils de longueur supérieure à 50 km sont présentés. Les enregistrements bathymétriques, magnétiques et gravimétriques du profil Est-Ouest à la latitude moyenne de $34^{\circ}57$ (profil Sud Oceanographer 1) sont de bonne qualité (fig. 1.6). Le profil appelé Sud Oceanographer 2, à la latitude moyenne de $34^{\circ}50$, ne couvre que la moitié ouest de la vallée axiale et, de ce fait, me sera moins utile, tant pour l'interprétation structurale que magnétique. (Fig. 1.3b.c.

I. 2.1. Etude structurale

I. 2.1.1. Le plancher interne

Les zones de profondeur maximale (2 340 m cas du profil Sud Oceanographer 1, et 2 250 m cas du profil Sud Oceanographer 2), limitées par des escarpements à regard opposé, sont larges (de 3,5 à 3 Km). Dans le cas du profil Sud Oceanographer 1, une deuxième zone, limitée par des escarpements à regards opposés, de largeur 0,5 km et de profondeur 2 260 m, est présentée à l'Ouest du plancher interne précédemment défini (fig. 1.7). Cette zone serait peut-être également active (?).

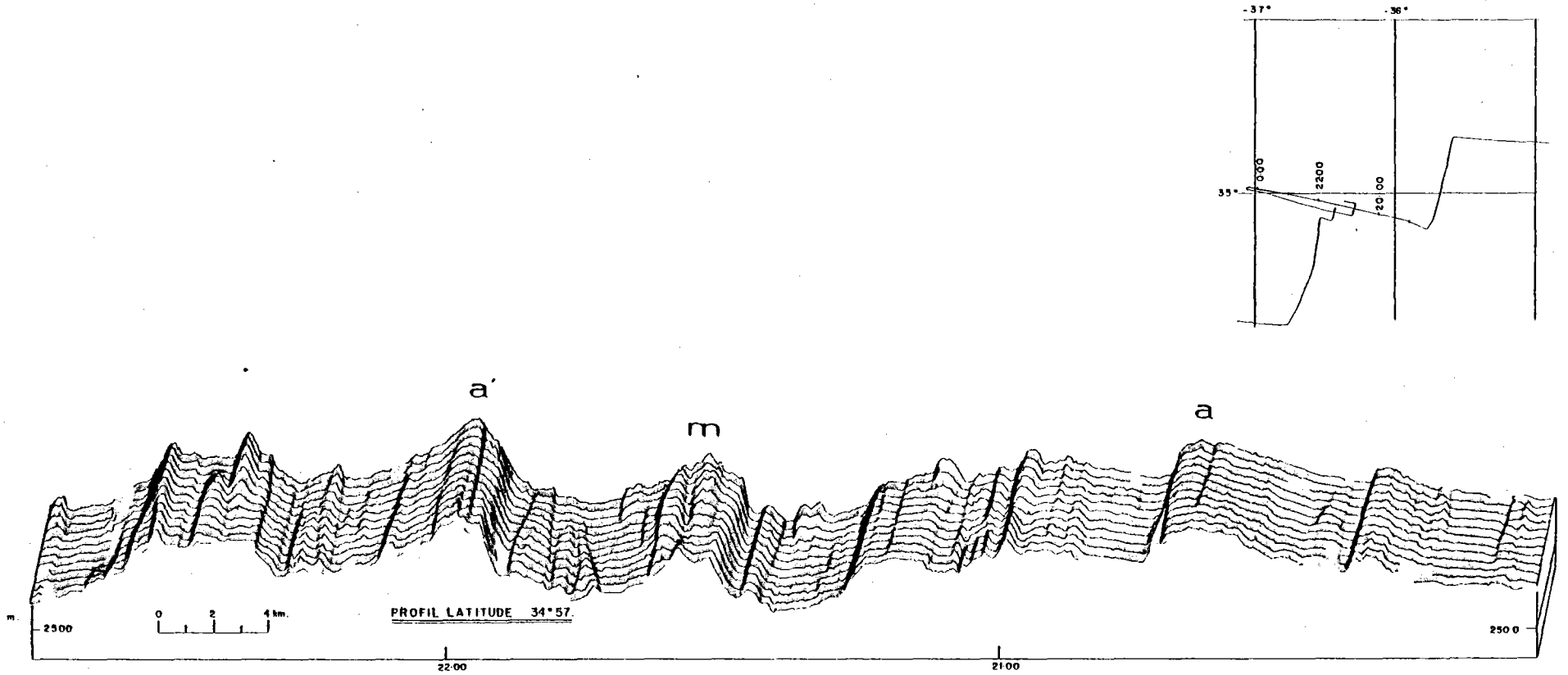


FIGURE 1.7. : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LA LATITUDE DE 34°57
(Exagération verticale 4)

I. 2.1.2. Les flancs

A partir du plancher, la profondeur diminue jusque 1 600 m à l'Est (a) et 1 440 m à l'Ouest (a'); la largeur ainsi définie de la vallée est de 27 km. La hauteur des murs (différence entre la profondeur du plancher interne et les profondeurs minimales à l'Est et à l'Ouest (a et a')) est faible (740 m à l'Est, 900 m à l'Ouest).

Les flancs externes présentent ensuite un approfondissement régulier à l'Est. A l'Ouest, la morphologie est plus complexe.

- Les flancs internes :

A l'Est, suivant le profil Sud Oceanographer 1, des escarpements à regard interne limitent une unité proche de l'horizontale de largeur 11 km (fig. 1.3.b et fig. 1.6 de 21 h 15 à 20 h 45). Cette unité est séparée de la crête (a) par un escarpement de 500 m de hauteur et qui semble d'ailleurs se dédoubler au Sud (fig. 1.7).

A l'Ouest, un massif (m) de largeur 3 km, de relief par rapport au plancher interne supérieur à 500 m, présente des formes circulaires (fig. 1.8) (peut-être volcaniques ?), et sépare le plancher interne d'une vallée de largeur 5 km et de profondeur moindre. Des escarpements, de type escarpements de faille et, de hauteur supérieure à 500 m séparent cette vallée de la crête morphologique a'.

Les flancs internes Est et Ouest ne présentent donc pas une succession de marches, mais plutôt de larges terrasses sur lesquelles, à l'Ouest, une certaine activité volcanique semble se superposer.

- Les flancs externes :

A l'Est, trois unités de largeur 7, 10 et 5 km, séparées par des escarpements à regard interne, présentent des pentes de 5,3 et 8° vers l'extérieur de la vallée axiale (fig. 1.6. de 20 h 45 à 13 h 30, fig. 1.7, et fig. 1.3.b). La topographie s'approfondit de 800 m jusqu'à une vallée à fond plat (et donc présumée bien sédimentée) (fig. 1.6 de 19 h 30 à 19 h 15).

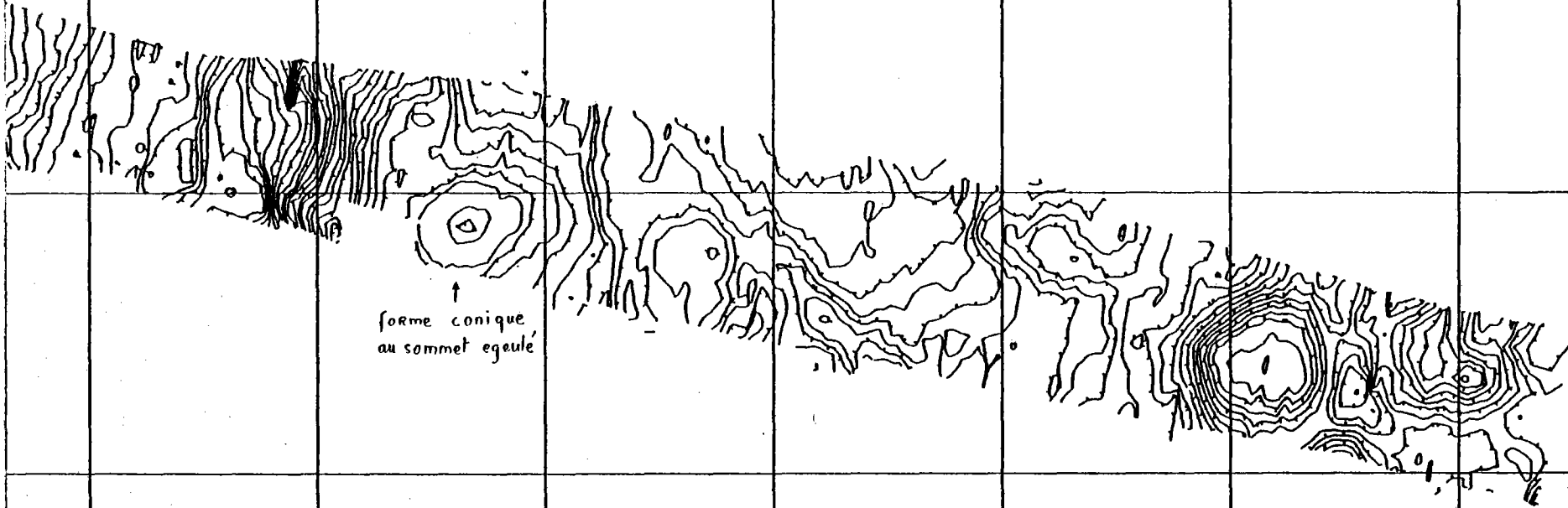


Fig. 1.8. : Détail de bande Sea Beam au 1/50000e entre a' et m.

A l'Ouest, de 22 h à 22 h 30 (fig. 1.6) une vallée de forme symétrique et de 12 km de largeur montre des ruptures de pentes à regard interne et externe par rapport à la vallée axiale. Des formes coniques de diamètre moyen 800 m, de hauteur supérieure à 200 m et de sommet pouvant être égueulé (fig. 1.8) sont dispersées dans cette vallée. Ces formes peuvent avoir une origine volcanique.

Au-delà de cette vallée, de 23 h 15 à 23 h 45, des escarpements à regard interne limitent vers l'intérieur une "unité" de 6 Km de largeur qui présente du côté externe un dénivelé de 8° et se termine contre un haut topographique limité à l'Est par une vallée à fond plat.

Les morphologies décrites de 20 h 45 à 19 h 30 et de 23 h 15 à 23 h 45 suggèrent un basculement des unités vers l'extérieur de la vallée axiale.

I. 2.2. Etude magnétique

Le meilleur ajustement magnétique entre anomalies observées et calculées est présenté (Fig. 1.9.).

L'anomalie magnétique axiale montre deux maximums séparés par une dépression importante et est sensiblement différente de l'anomalie théorique. Des différences sont également observées de 20 h 15 à 19 h 45.

I. 2.2.1. Les vitesses d'ouvertures

Selon ce modèle, la vitesse moyenne d'ouverture V_m entre les événements Jaramillo (c'est-à-dire depuis 0,95 MA) est de $2,30 \pm 0,05$ cm/an. Suivant chaque versant la demi-vitesse d'ouverture de l'anomalie 2 à l'anomalie 3 (de 1,78 à 4,57MA) est de $1,10 \pm 0,10$ cm/an. Cette même demi-vitesse a été calculée pour la croûte séparant les anomalies 2. L'axe de symétrie entre les blocs correspondant aux anomalies 2 est décalé de 3,2 km par rapport au milieu du bloc axial

PROFIL Sud - Oceanographie I latitude 34°57

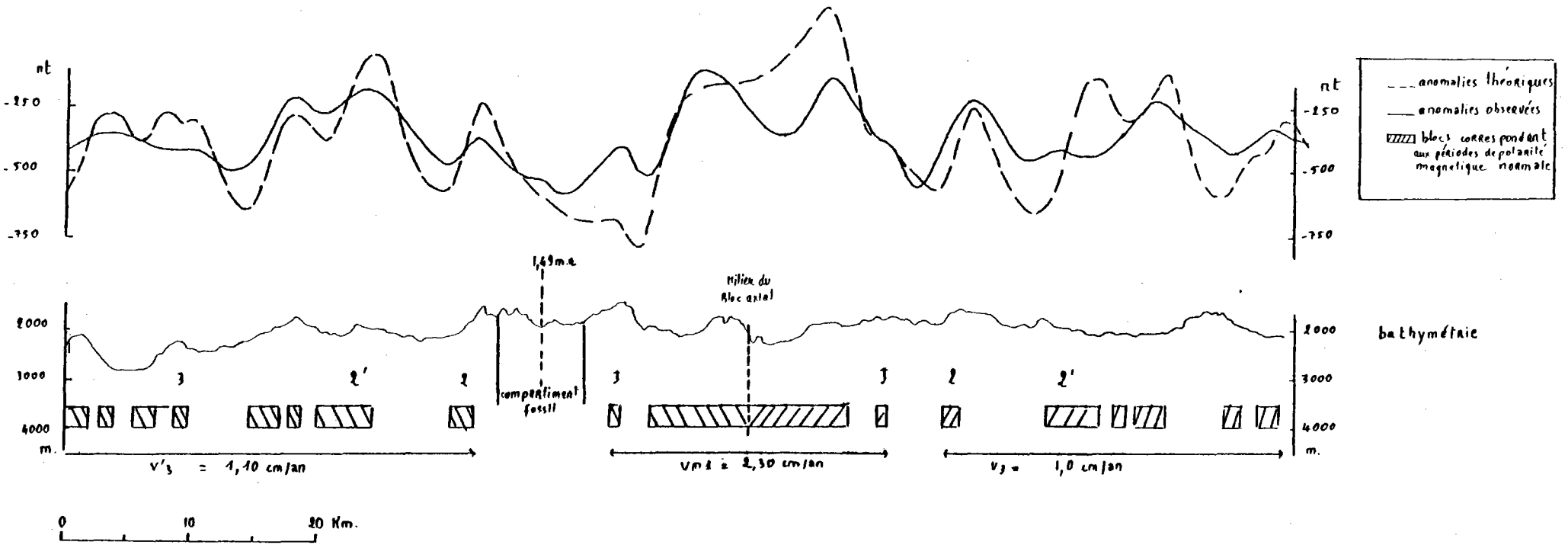
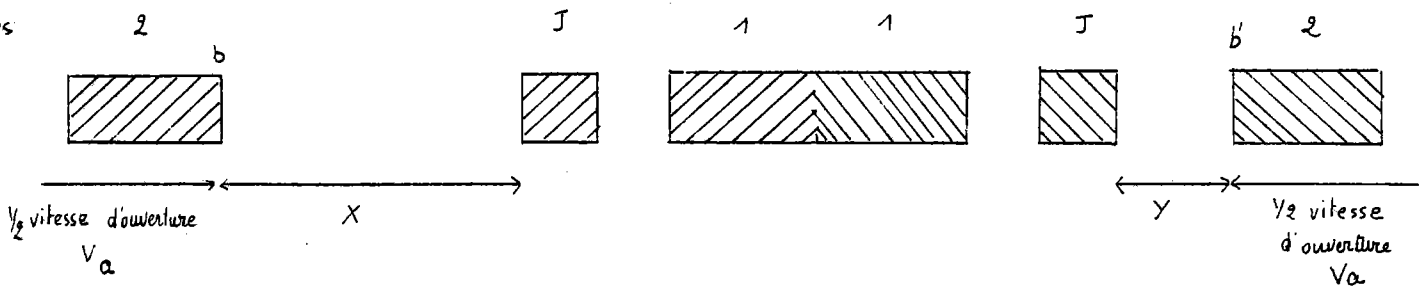


Figure 1.9. - Ajustement magnétique à la latitude de 34° 57

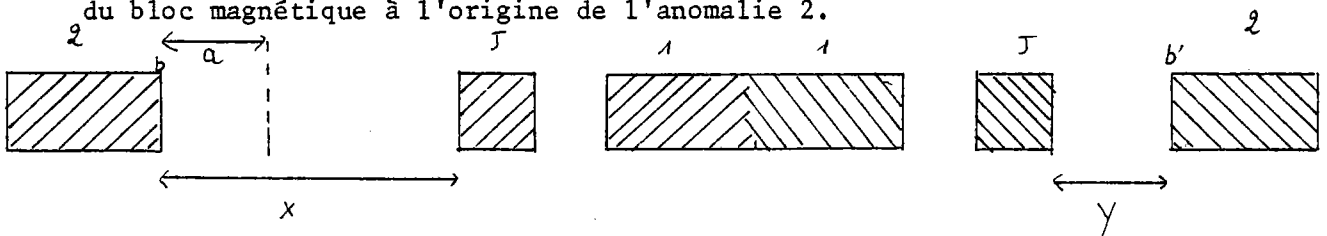
(la distance séparant l'anomalie 2 de l'événement Jaramillo est plus grande sur le versant Ouest que sur le versant Est). Cette différence peut être due, soit à une vitesse d'ouverture asymétrique pendant cet intervalle de temps, soit à un saut de la zone d'accrétion. La liaison avec la morphologie peut nous être utile pour trancher entre ces deux hypothèses.

I. 2.2.2. Liaison avec la morphologie

La vallée de forme symétrique et montrant des abrupts à regard interne et externe est localisée sur le flanc Ouest, pendant la période de temps séparant l'anomalie 2 de l'événement Jaramillo (fig. 1.3.b). Cette morphologie symétrique et la présence des escarpements à regard opposé suggèrent une vallée axiale "fossile" dont l'axe serait localisé, en extrapolant le modèle actualiste, entre les abrupts faisant face à la partie la plus profonde de cette vallée. L'axe aurait sauté de 3,2 km vers l'Est à une certaine époque. Actuellement nous observons le schéma suivant :

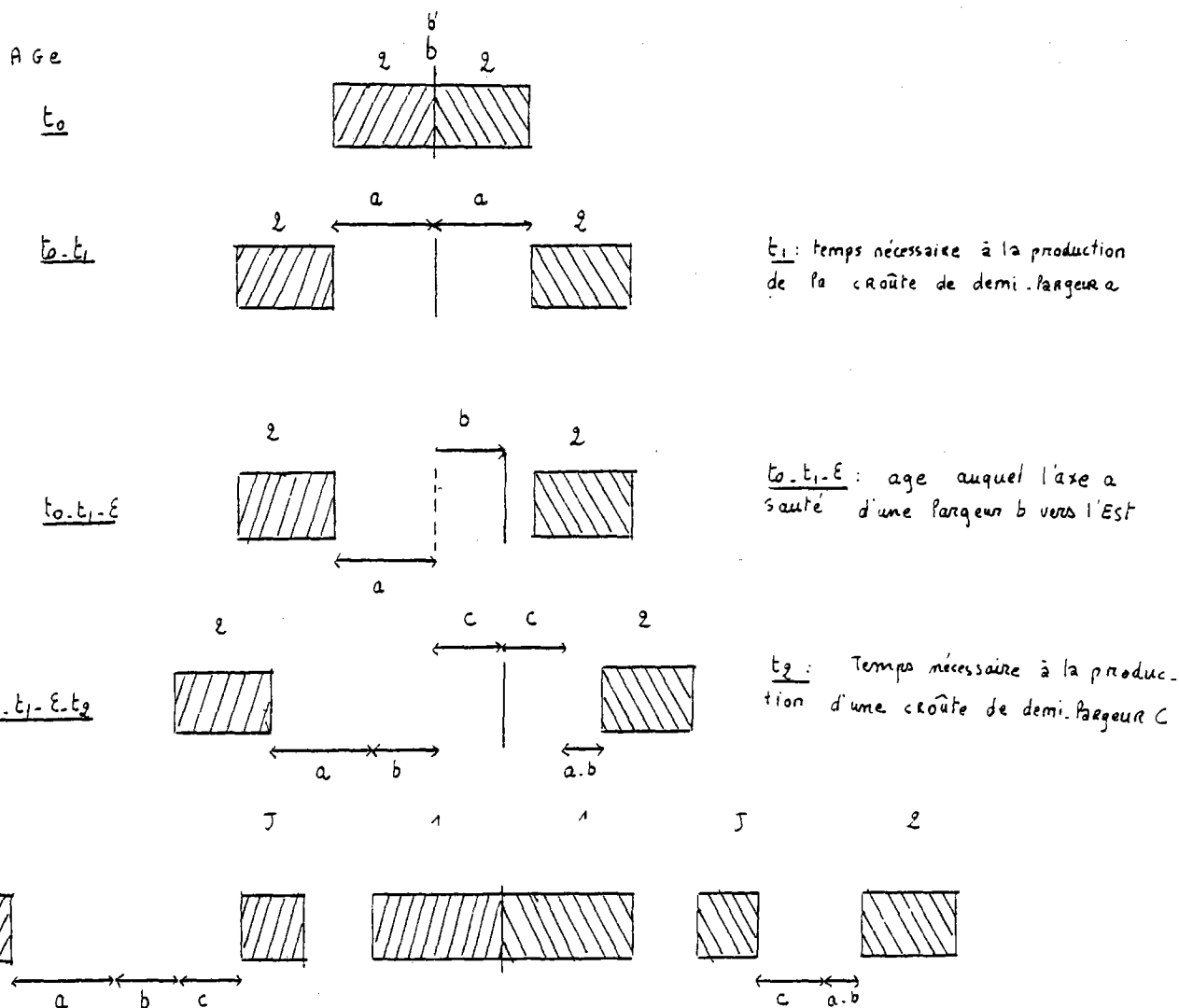


Ayant localisé l'axe d'accrétion fossile à l'aide de la morphologie, nous connaissons a , distance séparant cet axe du point b correspondant à la fin du bloc magnétique à l'origine de l'anomalie 2.



La vitesse d'ouverture avant la fin de l'anomalie 2 (points b et b') est connue, symétrique et égale à $2 V_a$.

Nous pouvons reconstituer la chronologie des événements possibles en partant de l'âge de plus ancien t_0 connu, moment où b et b' coïncidaient.



L'axe de symétrie entre les anomalies 2 est distinct de l'axe de symétrie entre les événements Jaramillo.

Si nous supposons que la demi-vitesse d'ouverture V_a calculée jusque la fin de l'anomalie 2 (points b et b' , d'âge 1,71 MA) reste constante jusqu'au saut,

l'âge $t_0 - t_1 - \Sigma$ de celui-ci peut être calculé :

$$t_0 - t_1 - \Sigma = t_0 - t_1 = t_0 - \frac{a}{V_a} = 1,71 - \frac{0,56}{1,10} = 1,20 \text{ MA}$$

l'axe ayant sauté dans une croûte d'âge t_x

$$t_x = t_0 - \frac{b}{V_a} = 1,49 \text{ MA}$$

La distance c permettrait de calculer la vitesse d'ouverture V_c entre $t_0 - t_1 - \Sigma$ et le début de l'anomalie Jaramillo (0,95 MA) :

$$V_c = \frac{c}{t_0 - t_1 - (0,95)} = \frac{c}{1,20 - 0,95} = \frac{1,94 \times 10^5}{0,25 \times 10^6} = 0,73 \text{ cm/an}$$

Cette vitesse est très faible ; ceci peut être lié aux conditions thermiques différentes, l'axe ayant sauté dans une croûte plus ancienne donc plus froide et plus épaisse.

La morphologie de la croûte comprise entre les anomalies 2 et les événements Jaramillo, l'intense activité volcanique du flanc Ouest, ainsi que la faible hauteur des murs, sont des arguments en faveur d'une non stabilité de la zone d'accrétion et d'un saut possible de l'axe.

Selon ce modèle, l'âge des crêtes a et a' est de $1,80 \pm 0,04$ et $0,90 \pm 0,03$ MA (différence d'âge s'expliquant par le saut).

I. 2.3. Résumé

La vallée du rift au sud de la zone de fracture Oceanographer a une largeur de 27 km, un plancher interne large et peu profond, et des murs de faible hauteur. La densité de la fracturation est faible et de nombreux volcans circulaires sont présents sur le flanc Ouest de la vallée axiale jusqu'à la

profil à la latitude 34°15

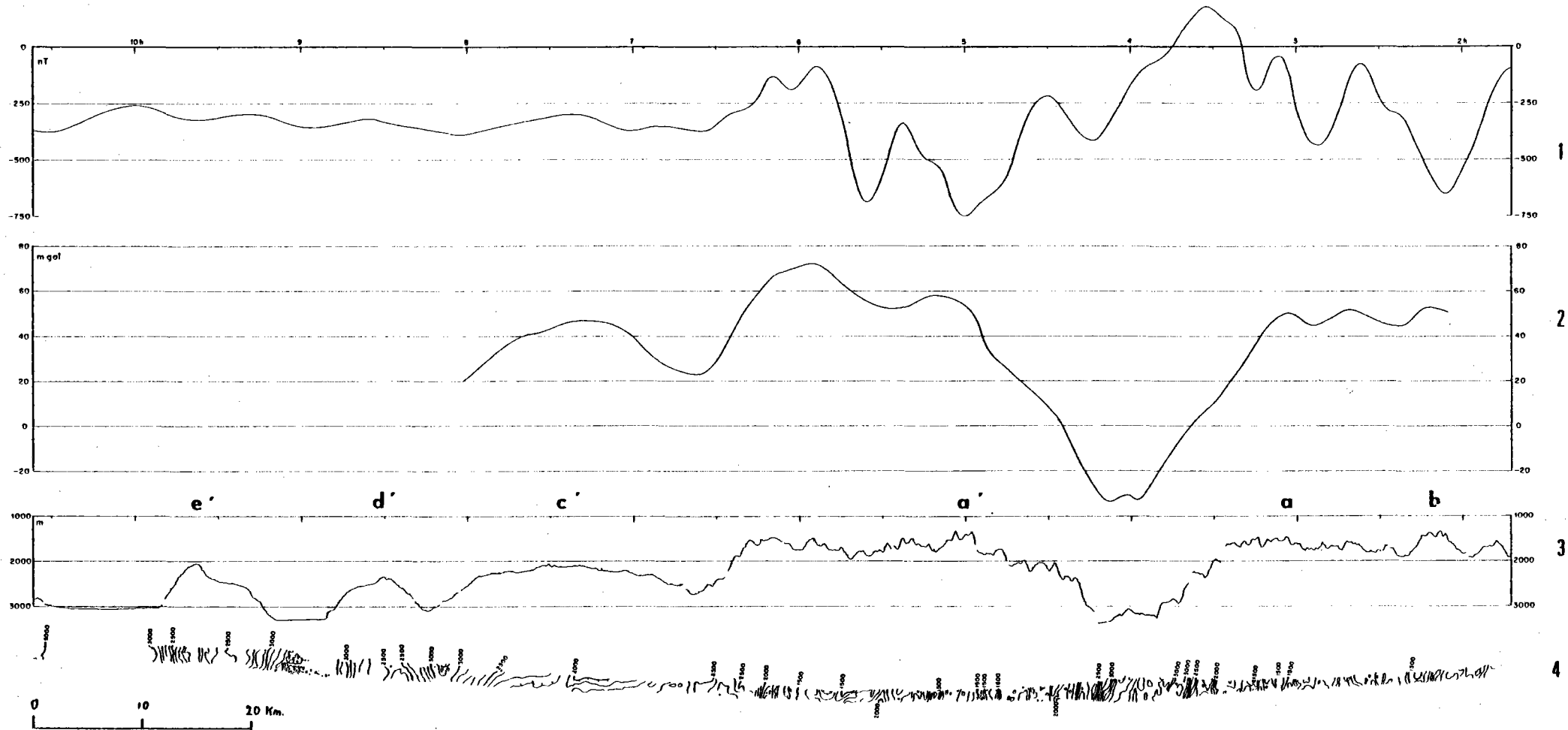


FIGURE 1.10. : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) BATHYMETRIQUES (3 et 4) et GRAVIMETRIQUE (2) A LA LATITUDE 34°15.

vallée perchée ; cette dernière peut être assimilée à une vallée axiale fossile. Selon le modèle employé, la zone d'accrétion aurait sauté vers l'Est il y a 1,20 MA.

I.3. - PROFIL A LA LATITUDE MOYENNE DE 34°15

Les enregistrements bathymétriques et magnétiques sont de bonne qualité le long des 135 km de ce profil Est-Ouest (fig. 1.10).

I. 3.1. Etude structurale

I. 3.1.1. Le plancher interne

La zone de profondeur maximale, limitée par des escarpements à regards opposés, d'1,5 km de largeur, s'approfondit du Sud au Nord de 3 320 à 3 440 m. Elle peut correspondre au plancher interne. Une structure sans tectonique évidente et probablement volcanique de largeur 4,3 km et de 250 m de relief borde ce plancher à l'Est (fig. 1.11 et fig. 1.3.d).

I. 3.1.2. Les flancs

La profondeur minimale du versant Ouest (a') (fig. 1.10) est de 1 500 m. Le point de profondeur minimale du versant Est (b : profondeur 1 340 m) est distant de 43 km de (a') et limité par des escarpements symétriques qui font songer à un horst, peut-être réactivé (?). Du fait de cette tectonique particulière, un autre point serait peut-être souhaitable pour définir la crête Est. La présence d'une zone presque horizontale à la profondeur moyenne de 1 650 m rend délicate cette détermination. Le point (a), a été choisi pour définir la crête Est. (fig. 1.10)

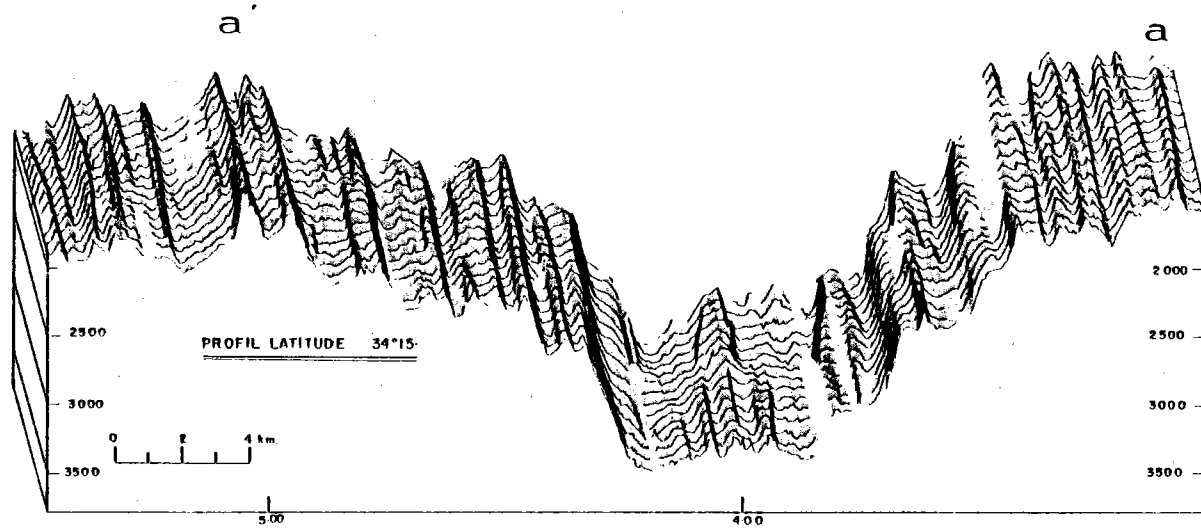
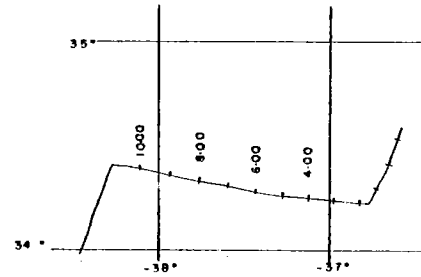


FIGURE 1.11. : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LA LATITUDE DE 34°15
(Exageration verticale 4)

La distance a'-a est de 30 km. L'axe médian séparant ces crêtes concorde avec le plancher interne. La hauteur des murs est de 1 800 m.

■ Les flancs internes :

Des abrupts de direction N15-N20 limitent des marches de largeur 2 à 3 km dont la surface présente parfois une légère pente vers l'extérieur de la vallée (fig. 1.10 et 1.11). Un certain volcanisme peut masquer ces marches (fig. 1.10), mais aucune forme circulaire n'est observée comme dans le cas des profils Sud Oceanographer. Les zones presque horizontales précédemment signalées succèdent à ces marches.

Ces caractères sont proches de ceux décrits pour le profil "Nord Oceanographer".

■ Les flancs externes :

Du fait de la longueur du profil, seul le flanc externe ouest peut être étudié.

Sur 5 km on observe une succession d'escarpements (fig. 1.3.d) (pente 50-60°, direction N15°, N20°). Au-delà le relief s'abaisse jusqu'à 1 000 m. On est alors au niveau de l'unité c', de largeur 23 km et de 2 000 m de profondeur. c' ne présente pas de directions Nord-Sud mais Est-Ouest.

Deux massifs (d', e') de 8 et 9 km de largeur ont à nouveau les directions des structures de la vallée du rift. Ces massifs sont séparés par une vallée à fond plat et donc présumée bien sédimentée. Leur relief, par rapport à cette vallée, est supérieur à 1 000 m.

Ces trois grandes structures (c', d', e') massives sont peu habituelles dans un environnement de vallée axiale (fig. 1.10).

PROFIL 34°15N

--- anomalie magnétique théorique calculée
— anomalie magnétique observée
▨ bloc correspondant aux périodes de polarité magnétique normale

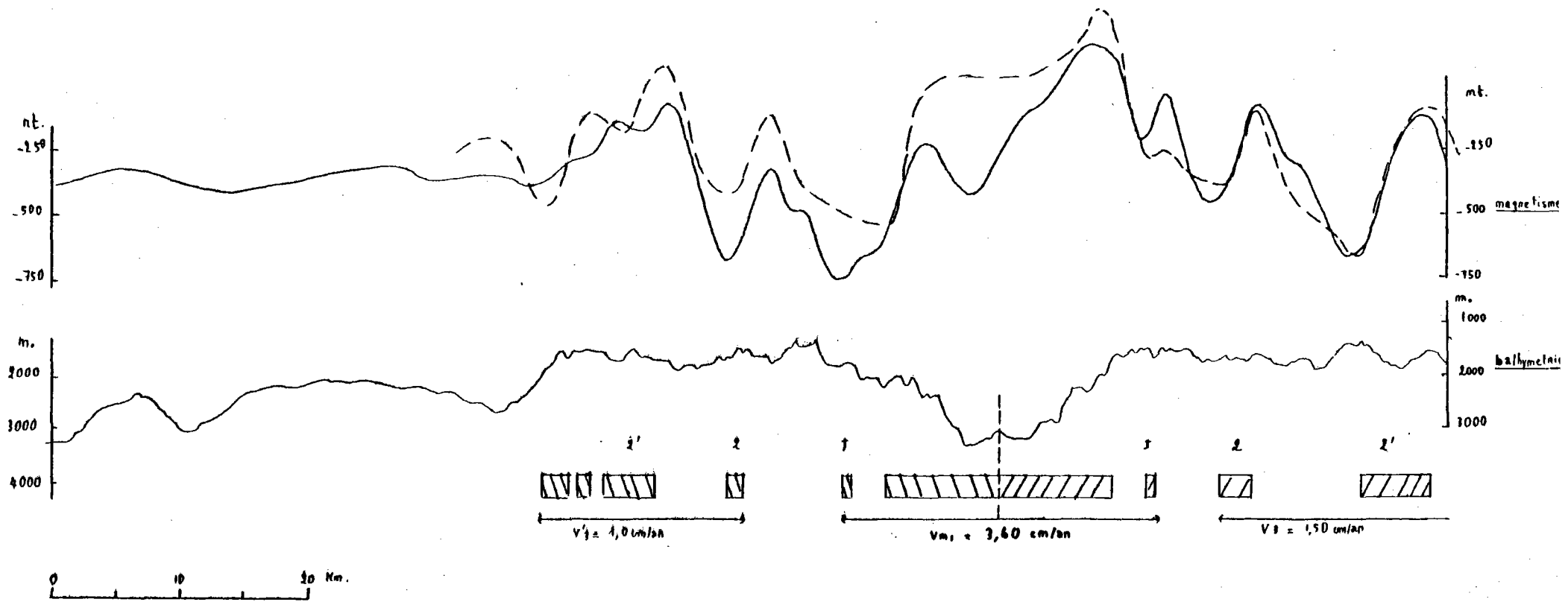


Figure 1.12 - Ajustement magnétique à la latitude 34° 15.

I. 3.2. Etude magnétique

De 6 h à 10 h, au niveau des structures C', D', E' précédemment décrites, l'anomalie magnétique est plate. L'ajustement magnétique élaboré de 6 h 30 à 2 h 00 est présenté figure 1.12. Les anomalies 2, 2' et l'événement Jaramillo sont discernables. La correspondance entre anomalie observée et anomalie théorique est moins bonne au niveau de l'anomalie axiale.

I. 3.2.1. Les vitesses d'ouverture

Selon ce modèle, la vitesse moyenne d'ouverture V_m , entre les événements Jaramillo (les dernières 0,95 MA) est de $2,60 \pm 0,05$ cm/an et entre les anomalies 2 (les dernières 1,71 MA) elle n'est que de $2,20 \pm 0,05$ cm/an. L'axe de symétrie entre les anomalies 2 est à 1,35 km de l'axe d'accrétion actuel, la distance séparant l'anomalie 2 de l'événement Jaramillo étant supérieure à l'Ouest qu'à l'Est. Antérieurement, au début de l'anomalie 2, la demi-vitesse d'ouverture à l'Ouest était de $1,0 \pm 0,05$ cm/an, alors qu'elle était de $1,50 \pm 0,05$ cm/an à l'Est. La faible vitesse d'ouverture à l'Ouest pendant cet intervalle de temps est peut-être liée aux structures c', d', e', dont le rôle dans l'évolution de ce secteur de dorsale est ambiguë.

I. 3.2.2. Liaison avec la morphologie

Le milieu du bloc correspondant à l'époque BRUNHES se localise à l'axe du massif situé immédiatement à l'Est du plancher interne (et décrit au § I.3.1.1.). Il est plus difficile que dans le cas du profil Sud Oceanographer d'assimiler le décalage de 1,35 km observé entre l'axe de symétrie des anomalies 2 et l'axe d'accrétion actuel, à un saut de l'axe d'accrétion. Cet écart pourrait être dû aux limites de précision de la méthode. La morphologie de la croûte entre l'anomalie 2 et l'événement Jaramillo sur le versant Ouest ne montre pas de façon évidente de vallée fossile. Cependant, une petite vallée est observée de 5 h 00 à 5 h 25 (fig. 1.10) ; elle pourrait peut-être

profil SUD ATLANTIS latitude 29°36

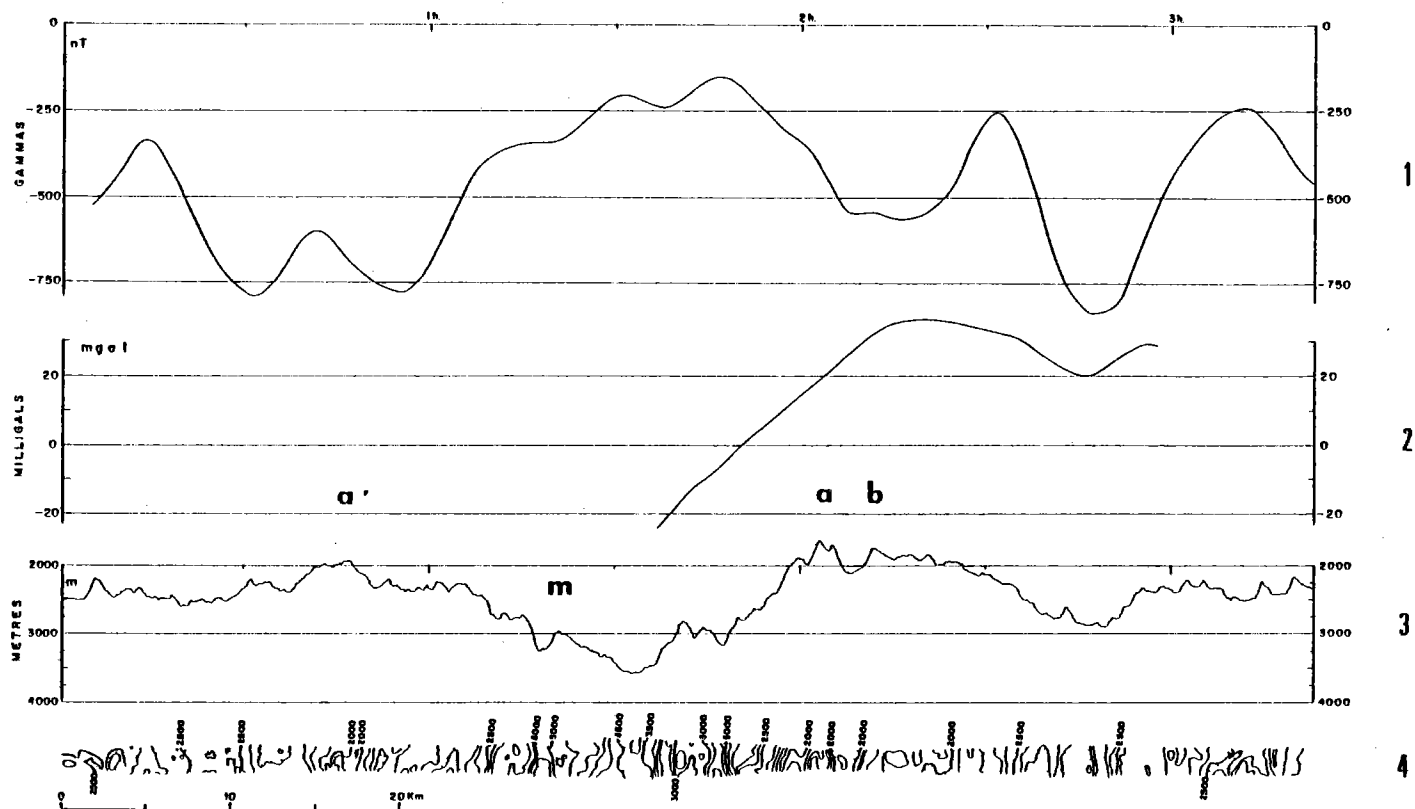


FIGURE 1.13. : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE 29°36

correspondre à une vallée fossile, auquel cas, la méthode décrite dans le cas du profil Sud Oceanographer pourrait être employée en tenant compte cependant des vitesses asymétriques avant l'anomalie 2 ($V_3' = 1,0$ cm/an à l'Ouest, $V_3 = 1,5$ cm/an à l'Est).

Le saut hypothétique se serait effectué il y a $1,48 \pm 0,03$ MA dans une croûte d'âge actuel $1,55 \pm 0,03$ MA. L'âge des crêtes a et a' est de 1,10 et 1,20 MA. Nous reconnaissons que, dans le cas de ce profil, l'existence du saut reste très hypothétique.

I. 3.3. Résumé

La vallée axiale de ce profil à la latitude de $34^{\circ}15$ est encaissée. Les flancs internes sont constitués par des marches suivies de surfaces presque horizontales qui rendent délicate la délimitation exacte des crêtes. Les reliefs viennent buter, à l'Ouest, contre des massifs (c', d', e') au niveau desquels l'anomalie magnétique est plate et qui sont, peut-être, à l'origine de l'ouverture asymétrique entre les anomalies 2 et l'anomalie 2'. L'écart entre l'axe de symétrie des anomalies 2 et le milieu du bloc axial peut, peut-être comme dans le cas du profil Sud Oceanographer, s'expliquer par un saut de l'axe d'accrétion. Cet écart de faible amplitude pourrait également être factice et lié à la limite de précision de la méthode.

I. 4. - PROFILS AU SUD DE LA ZONE DE FRACTURE ATLANTIS (LATITUDES MOYENNES DE $29^{\circ}36$ et $29^{\circ}38$)

Au sud de la fracture Atlantis, plusieurs profils ont été effectués donnant une couverture suffisante pour établir une carte bathymétrique des latitudes $29^{\circ}36$ à $29^{\circ}38$.

Deux de ces profils, de longueur 50 et 75 km, perpendiculaires à la vallée axiale, atteignent et dépassent les crêtes de la dorsale. Le profil à la latitude moyenne de $29^{\circ}36$ (profil Atlantis 2) a un enregistrement magnétique continu (fig. 1.13).

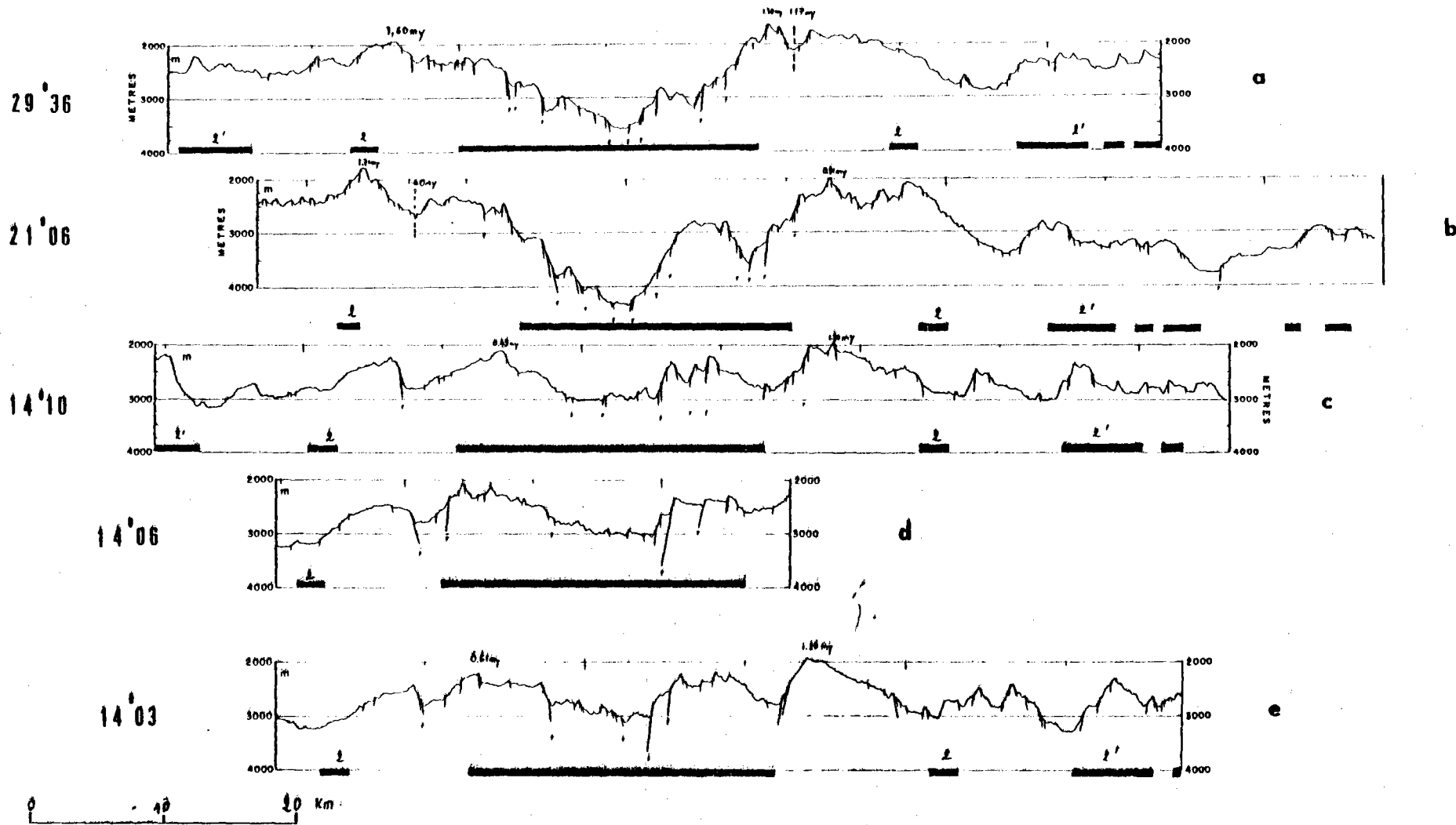


FIGURE 1.14. - Profils bathymétriques interprétés et blocs magnétiques des latitudes 29° 36 à 14° 03. (Exagération verticale 4).

I. 4.1. Etude structurale

I. 4.1.1. Le plancher interne

Du profil "Atlantis 1" au profil "Atlantis 2", le plancher interne s'approfondit de 3 460 à 3 640 m tout en conservant une largeur de 1,5 km (fig. 1.3.e et fig. 1.14.a).

I. 4.1.2. Les flancs

Dans le cas des 2 profils, la profondeur diminue à partir du plancher interne jusque 1 950 m à l'Ouest et 1 600 - 1 700 m à l'Est, une légère différence s'y observant entre les deux profils. Le profil Atlantis 2 présente une structure (a) de profondeur 1 600 m, bordée par des escarpements symétriques et séparée de (b) (profondeur 1 700 m) par une vallée (fig. 1.14.a et 1.15.b).

(a) ne semble pas se retrouver au niveau du profil Atlantis 1, (fig. 1.15.b) par contre (b) semble y avoir un homologue. Aussi (b) a été plutôt choisi pour définir la crête Est. La largeur de la vallée est alors dans le cas des 2 profils de 31 km.

- Les flancs internes :

Le flanc interne Ouest débute par un massif (m) de largeur 5 Km (fig. 1.15a et 1.15 b). Ce massif se présente différemment sur chacun des 2 profils, mais dans les deux cas, culmine à 3 000 m. Dans le cas du profil "Atlantis 2", ce massif est dissymétrique : il est séparé du reste du flanc Ouest par une faille à regard externe qui délimite à l'Ouest une vallée. Son versant interne est incliné vers le plancher et présente quelques escarpements à regard interne (fig. 1.15b et 1.14.a). Une interprétation possible de cette morphologie est un basculement de l'unité vers le plancher interne : un tel type de basculement est rarement observé. Ce déséquilibre pourrait être lié à l'approfondissement de 200 m du plancher interne par rapport à celui du profil "sud Atlantis 1", ainsi qu'à la vallée étroite qui le borde à l'Ouest, et pourrait peut-être correspondre à une deuxième zone d'ouverture.

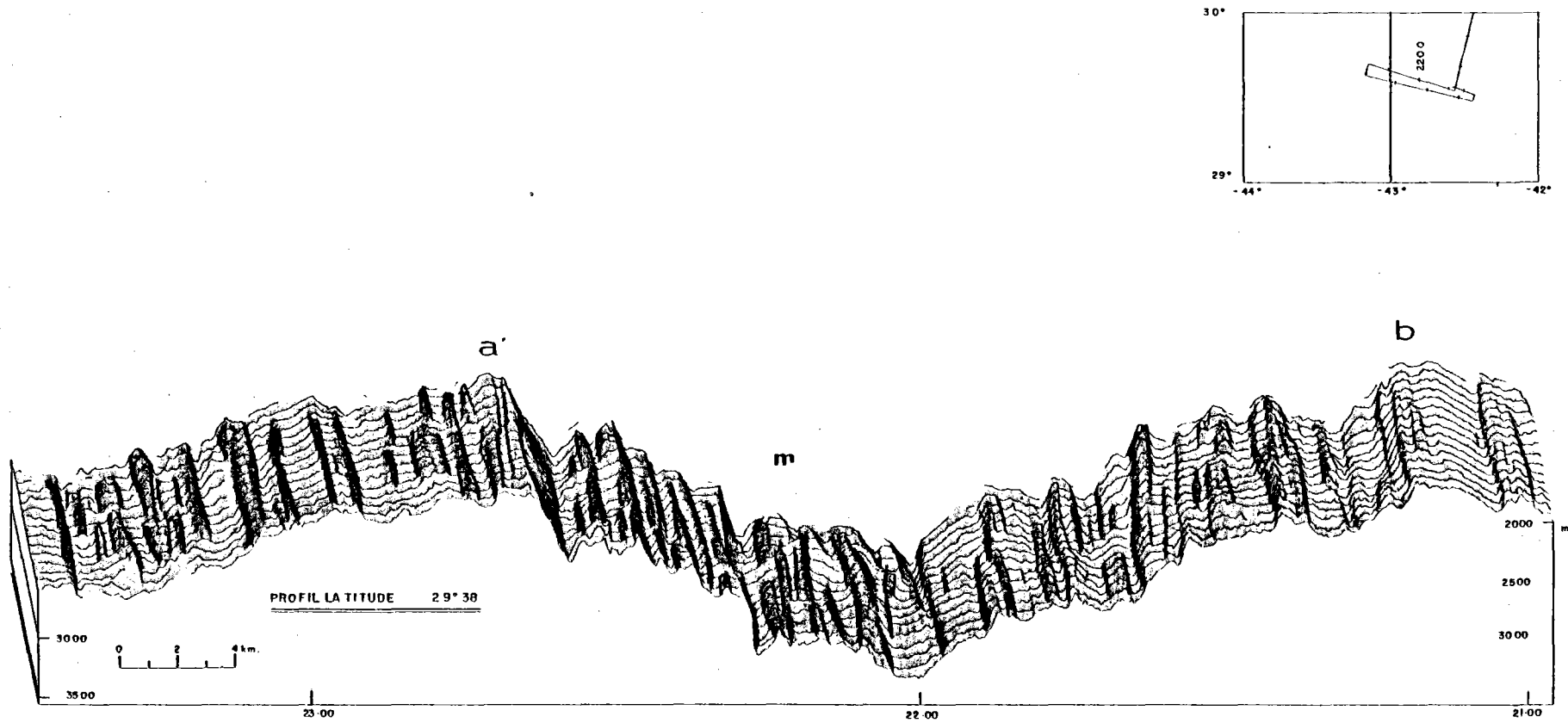


FIGURE 1.15 a. - Profils bathymétriques séries à la latitude 29° 38 (Sud Atlantis I)
(Exagération verticale 4).

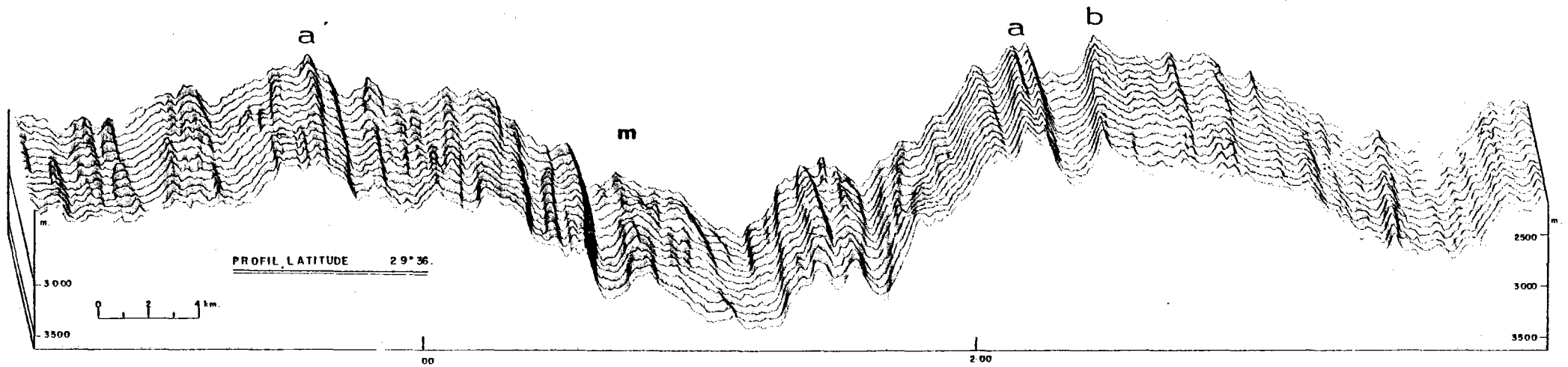


Figure 1.15 b. - Profils bathymétriques séries à la latitude 29° 36 (Sud Atlantia 2)
'Exagération verticale 4).

Au-delà de ce massif, le flanc interne Ouest présente trois à quatre séries d'escarpements à regard interne qui limitent des marches de largeur 2,5 à 5 km (fig. 1.15.b, 1.3.e, et 1.14.a). Les marches s'individualisent encore bien sur le flanc interne Est. Certaines directions obliques sont présentes (fig. 1.16) . La profondeur du plancher interne variant d'un profil à l'autre, et la profondeur des crêtes restant presque la même, la hauteur des murs varie du profil "Atlantis 1" au profil "Atlantis 2" (de 1 500 à 1 700 m pour le mur Ouest et de 1 500 à 1 800 m pour le mur Est).

- Les flancs externes :

Le profil "Sud Atlantis 2" présente au-delà de la crête Est un massif de largeur 14 Km, limité vers l'intérieur de la vallée par des escarpements de type escarpements de failles à regard interne. Le massif a une pente moyenne de 4° vers l'extérieur de la vallée. Sur cette pente, quelques petits escarpements à regard externe semblent être présents (Fig. 1.3e) ; cette inclinaison de 4° peut s'expliquer par un basculement de l'unité (de 2h15 à 2h45 - Fig. 1.13) vers l'extérieur de la vallée. Une unité plus horizontale succède à l'Est (Fig. 1.14 a

La longueur du profil est insuffisante pour étudier le flanc externe Ouest ; quelques petites failles à regard externe semblent présentes (fig. 1.14.a

I. 4.2. Etude magnétique

Seule l'étude du profil Sud Atlantis 2 a pu être faite. Nous n'observons pas, ou tout au moins simplement de façon très faible sur le versant Est, d'anomalie correspondant à l'événement Jaramillo.

L'ajustement magnétique nous paraissant le meilleur est présenté (Fig. 1.17) et permet de déterminer les vitesses d'ouverture.

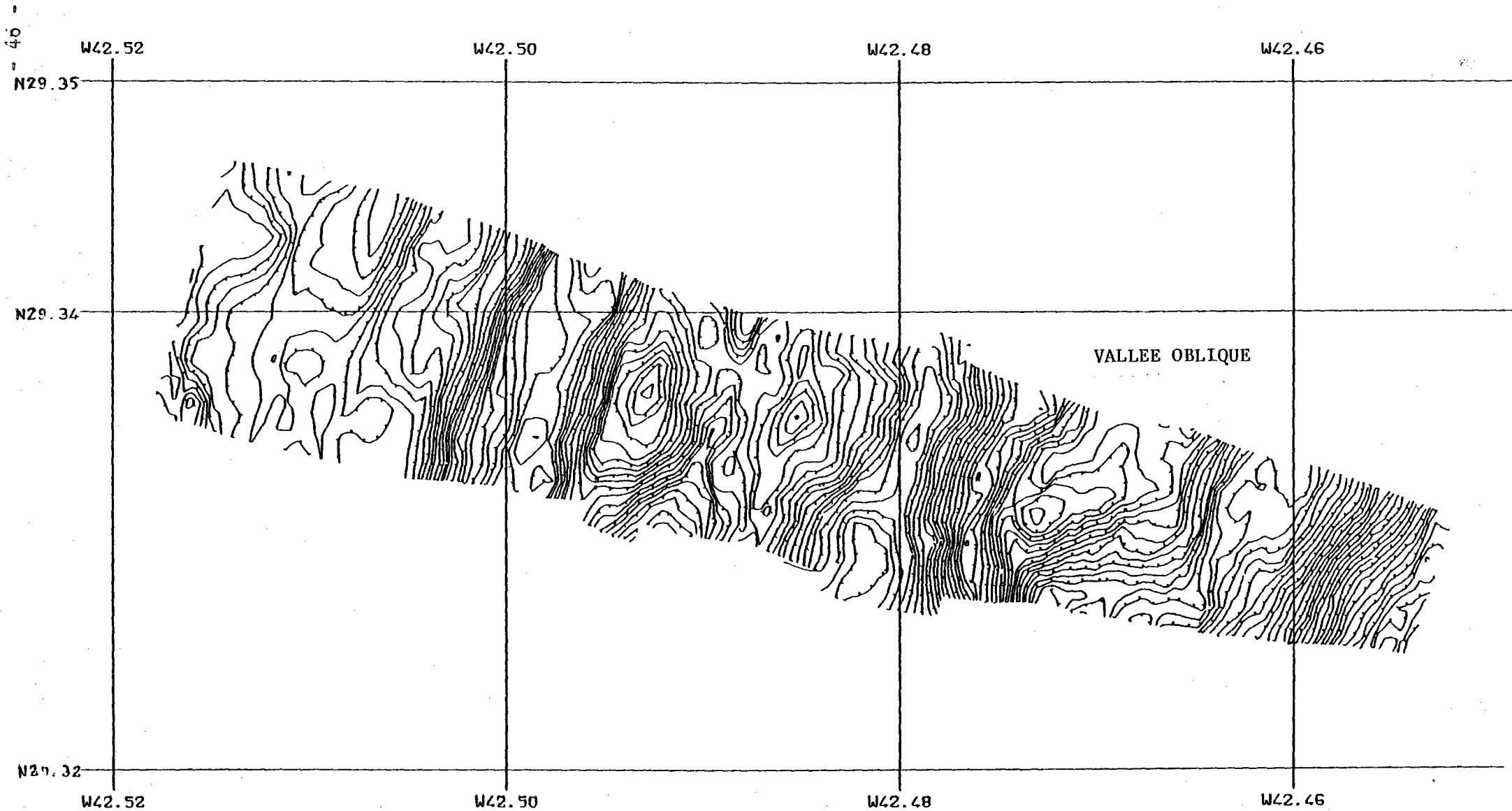


Figure 1.16. - Détail de bande Sea Beam à l'échelle de 1/500000e

Mise en évidence des marches et de directions obliques à la latitude de 29° 36.

PROFIL SUD-ATLANTIS 2

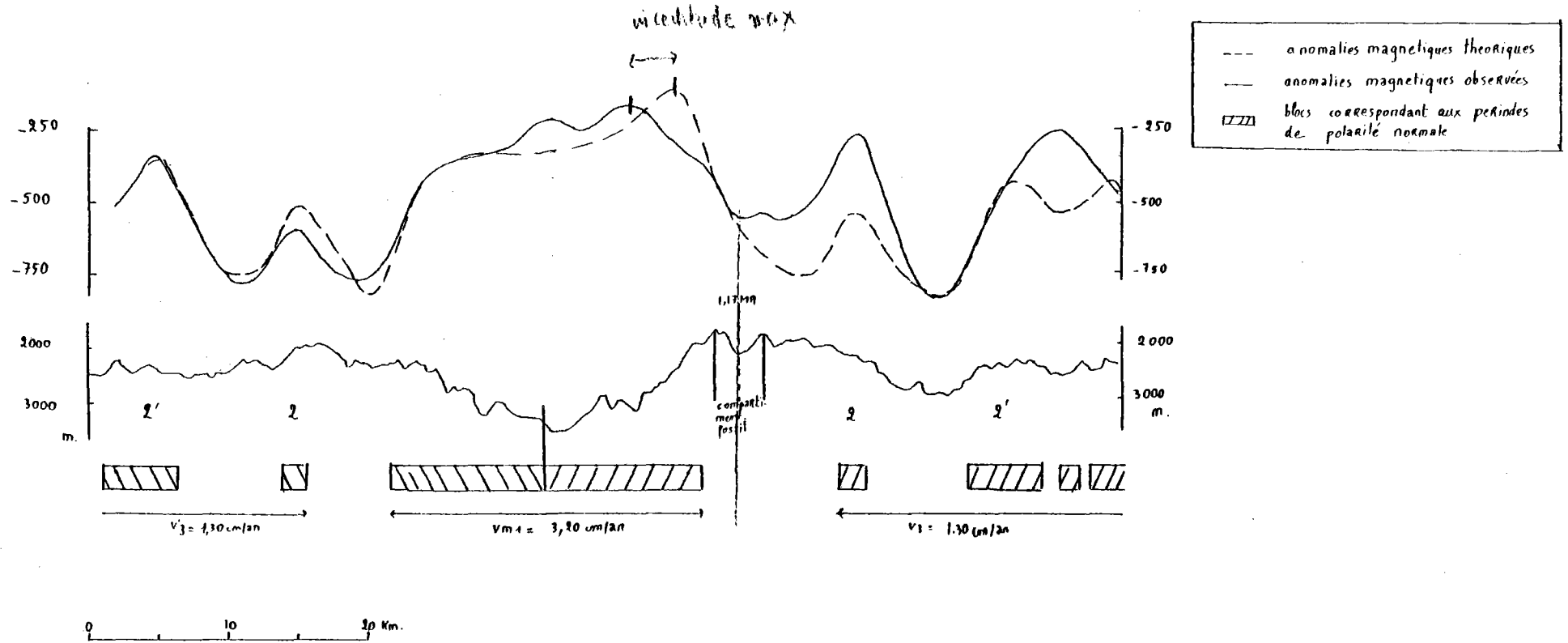


Figure 1.17. - Ajustement magnetique à la latitude 29° 36.

I. 4.2.1. Les vitesses d'ouverture

La vitesse d'ouverture V_{m1} pendant l'époque BRUNHES serait de $3,20 \pm 0,25$ cm/an (les derniers 0,69 MA). Entre les anomalies 2 (les derniers 1,86 MA) la vitesse d'ouverture V_{m2} serait de $2,20 \pm 0,05$ cm/an.

Sur chacun des flancs, entre les anomalies 2 et 2' (de 1,71 à 2,84 MA) les demi-vitesses d'ouverture seraient identiques et égales à $1,30 \pm 0,05$ cm/an.

Le milieu du bloc correspondant à l'époque BRUNHES et l'axe de symétrie entre les anomalies 2 sont distants de 2 km et situés de part et d'autre du plancher interne.

I. 4.2.2. Liaison avec la morphologie

Ce décalage de 2 km peut être lié à la limite éventuelle de précision de la méthode d'identification des anomalies. Il pourrait aussi, comme dans le cas du profil Sud Oceanographer, être attribué à un saut de l'axe d'accrétion. La vallée entre les points (a) et (b) (fig. 1.13) pourrait être une vallée axiale fossile ; il y a $1,17 \pm 0,04$ MA, l'axe d'accrétion aurait sauté de 2 km vers l'Ouest dans une croûte d'âge $1,30 \pm 0,04$ MA.

La largeur C séparant l'anomalie axiale de la limite Est de ce "bloc" fossile n'est que de 1 km. Si l'on suppose que l'ouverture ne s'est pas arrêtée, la vitesse d'ouverture pendant ces (1,17 - 0,95 MA) 0,22 MA aurait été très lente (1,05 cm/an), d'où une très faible largeur du bloc correspondant à l'événement Jaramillo qui ne peut donc plus être décelé au niveau de l'anomalie enregistrée.

Une autre hypothèse serait l'arrêt de l'ouverture pendant un certain temps nécessaire à la nouvelle stabilisation, puis une reprise avec la vitesse d'ouverture actuelle ; dans ce cas, l'ouverture n'aurait repris que depuis 0,75 MA, soit un arrêt pendant tout l'événement Jaramillo et d'une durée totale de 0,4 M.A.

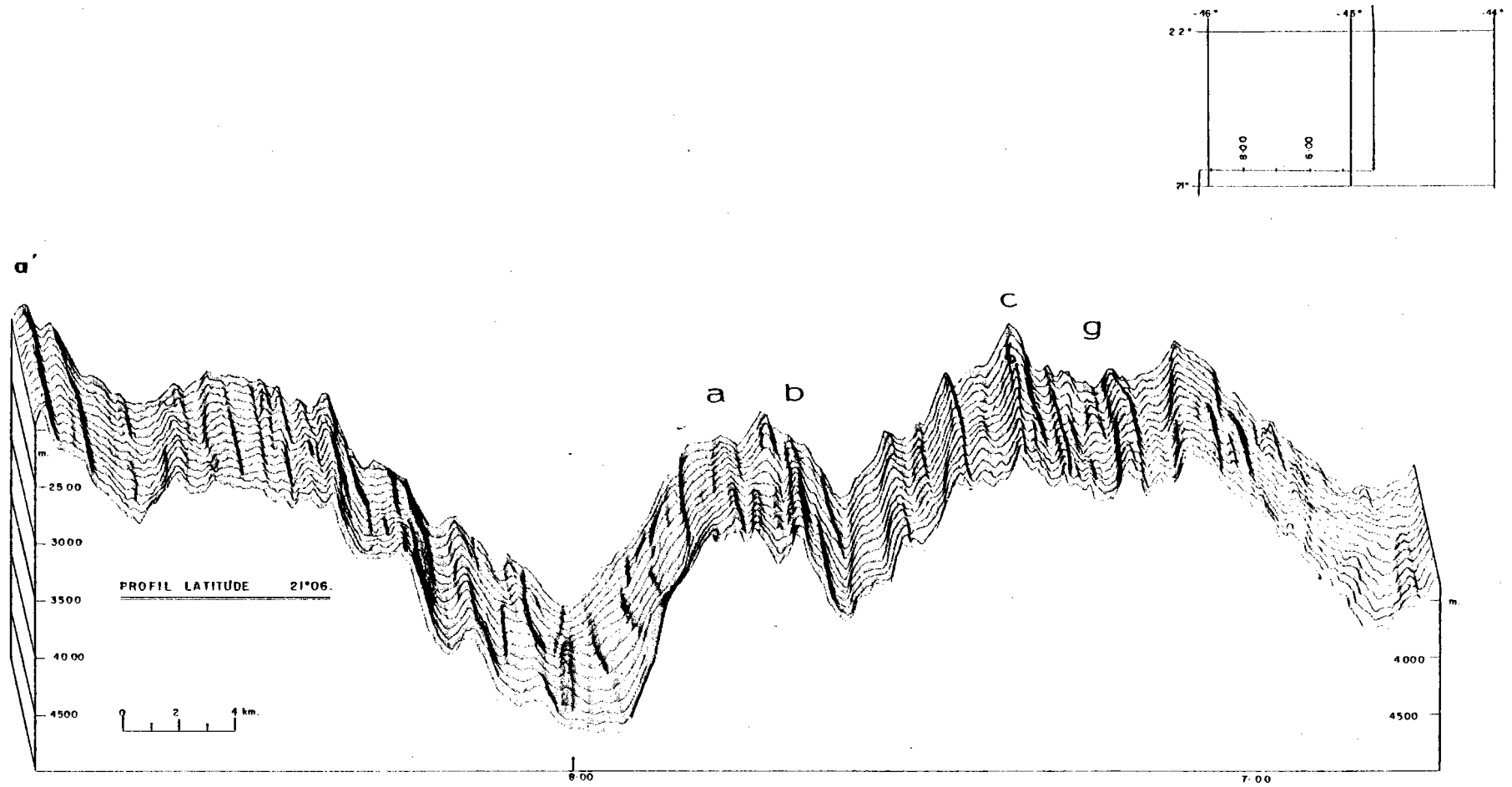


Figure 1.18. - Profils bathymétriques séries à la latitude 21° 06
(Exagération verticale 4).

Suivant ce modèle, l'âge des crêtes est de $1,28 \pm 0,05$ MA à l'Est (a et b ont le même âge) et $1,60 \pm 0,07$ MA à l'Ouest. L'absence d'inversions magnétiques notables pendant la période BRUNHES ne permet pas de vérifier l'hypothèse émise à partir de considérations topographiques, selon laquelle il y aurait possibilité d'une seconde zone d'ouverture. Nous pouvons simplement constater que la vitesse d'ouverture actuelle est importante.

I. 4.3. Résumé

Au sud de la zone de fracture Atlantis, la vallée axiale et les flancs externes ont une forme bombée sur chacun des côtés. Le plancher interne étroit (1,5 km) s'approfondit du Nord vers le Sud et est entouré par une zone présentant une certaine complexité tectonique. L'approfondissement à l'extérieur des crêtes semble lié à l'Est au basculement d'une unité vers l'extérieur de la vallée.

Il y a 1,17 MA l'axe d'accrétion a peut-être sauté de 2 km vers l'Ouest.

I. 5.- PROFIL A LA LATITUDE MOYENNE DE 21°06

Les enregistrements bathymétriques, gravimétriques et magnétiques sont de bonne qualité le long de ce profil de 120 km de longueur. Cependant il est localisé de façon dissymétrique par rapport au milieu de la vallée axiale (fig. 1.18 et 1.19).

profil à la latitude de 21°06

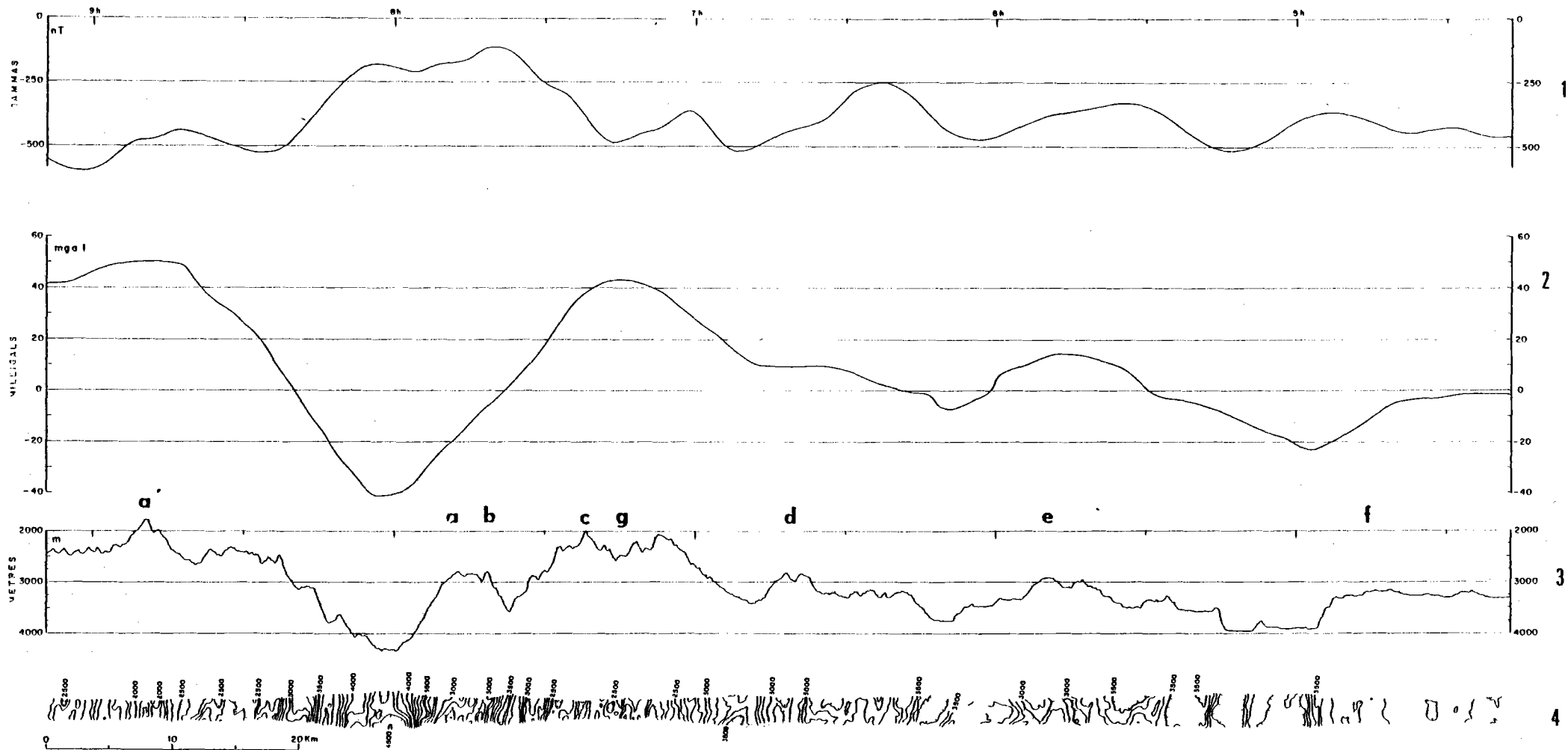


Figure 1.19. - Enregistrements magnétique (1) gravimétrique (2) et bathymétriques (3 et 4) à la latitude de 21° 06.

I. 5.1. Etude structurale

I. 5.1.1. Le plancher interne

Le plancher interne de 1,6 km de largeur est profond (4 340 - 4 500 m) (fig. 1.14.b). La bande sea beam (fig. 1.20) met en évidence une direction N95 au travers du plancher interne. Cette direction est définie par l'alignement de 3 petites structures apparemment volcaniques (a, b, a', fig. 1.19), par le décalage horizontal du plancher interne, ainsi que par le décalage vertical des marches de la pente interne du massif (a, b, fig. 1.18). Ceci peut être expliqué par un cisaillement récent présentant une composante verticale. Une telle cassure pourrait favoriser les montées volcaniques.

I. 5.1.2. Les flancs

Les profondeurs minimales observées le long de ce profil sont de 2 000 m à l'Est (c) et 1 900 m à l'Ouest (b') (fig. 1.19). La largeur de la vallée ainsi définie est de 35 km. L'axe de symétrie des crêtes est à moins de 1 km du milieu du plancher interne.

- Les flancs internes :

A l'Ouest, quatre marches majeures (fig. 1.18 et 1.14.b) présentent un dénivelé total de 2 000 m jusqu'à une surface proche de l'horizontale où les densités de pente à regard interne ou externe sont égales. Le flanc interne Ouest se termine par une autre série de marches d'escalier plus petites.

A l'Est, la présence du massif (a, b) de largeur 5 km et de 1 500 m de relief par rapport au plancher interne perturbe la morphologie. Une vallée étroite et encaissée de direction N15-N20 sépare ce massif du reste du mur Est dont la morphologie ne semble pas être liée à une tectonique simple en marches d'escalier.

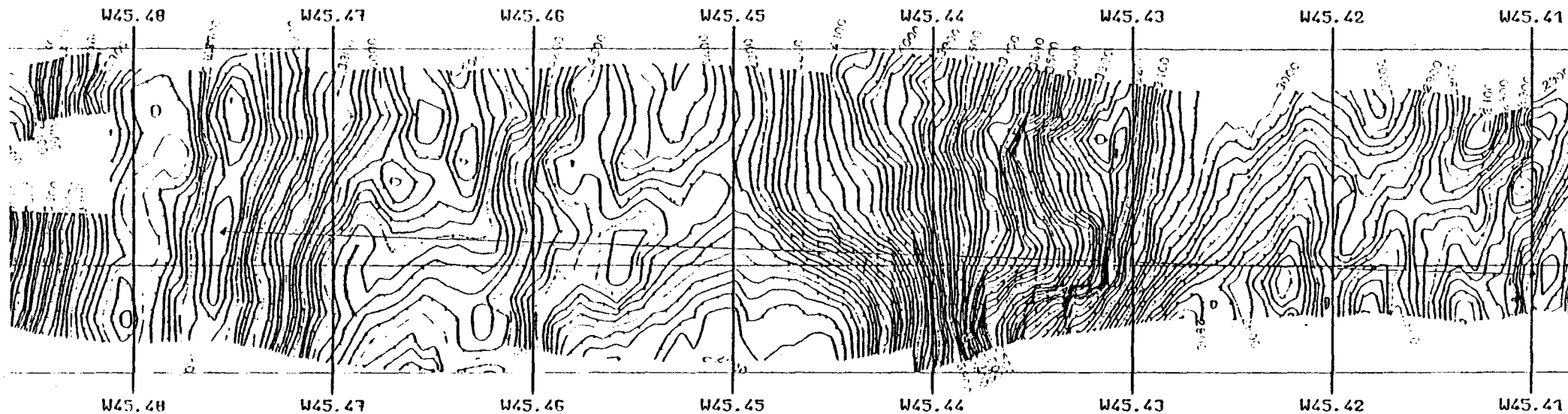


FIGURE 1.20 : Détail de bande Sea Beam au 1/50 000° : mise en évidence d'une direction transverse qui décale le plancher interne et suivant laquelle s'alignent certains massifs aux formes arrondies (d'origine volcanique ?).

PROFIL À LA LATITUDE de 21°06

--- anomalies théoriques
— anomalies observées
▨ blocs correspondant aux périodes de polarité magnétique normale

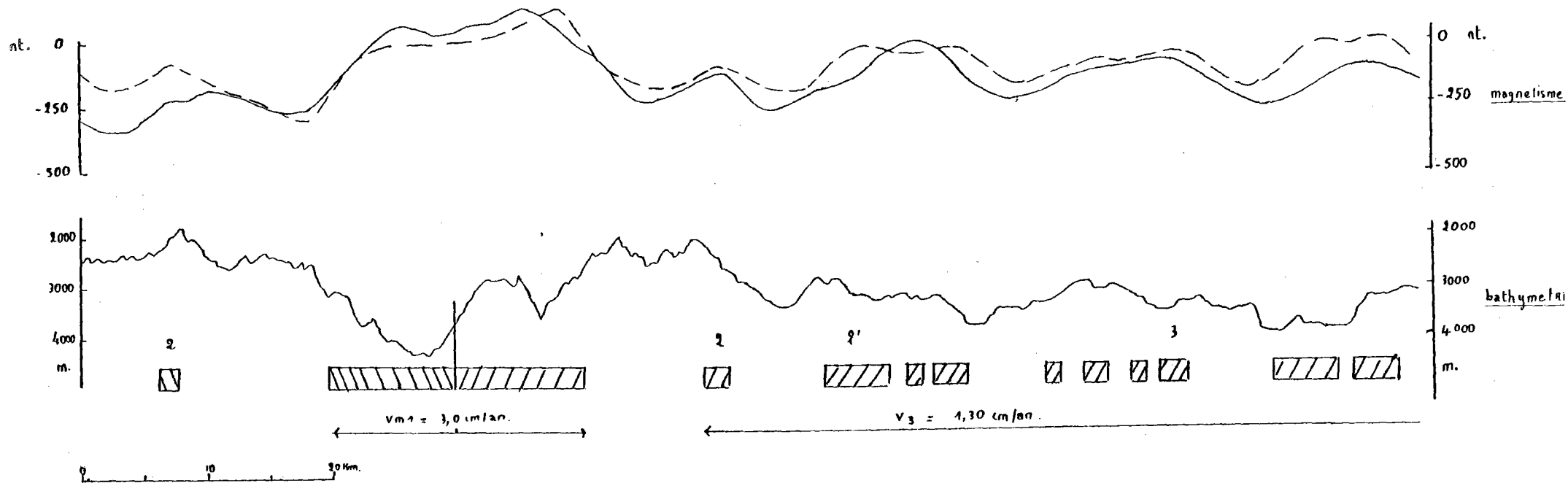


Figure 1.21. - Ajustement magnétique à la latitude de 21° 06

▪ Les flancs externes :

Le manque de couverture, à l'Ouest, fait que seul le flanc externe Est peut être réellement étudié.

Une vallée (de 7 h 05 à 7 h 25) de largeur 6 km, de profondeur maximale de 500 m par rapport à la crête, et au fond semble-t-il tectonisé, sépare la crête d'une unité de 10 km de largeur et de pente moyenne externe de 9°, montrant de petites pentes plus raides à regard externe. Cette unité crée un approfondissement de 1 500 m ; elle semble avoir été basculée vers l'extérieur de la vallée.

Plus à l'Est, la profondeur moyenne du relief reste constante. Le massif d (de 6 h 45 à 6 h 35), de direction N10, est limité par des ruptures de pente équivalentes à l'Est comme à l'Ouest.

Les massifs plus éloignés (e et f) (de 6 h 35 à 4 h 30) n'ont pas de directions dorsales bien nettes, mais présentent des surfaces tabulaires. Ils sont séparés par des vallées à fond plat (présumées sédimentées) de directions obliques aux directions N10 (v. de 6 h 10 à 6 h 15) (fig. 1.19 et 1.14.b), ou conformes à ces directions, telle la vallée qui s'étend de 4 h 50 à 5 h 15 de 800 m de profondeur et de largeur 8 km.

I. 5.2. Etude magnétique

Les anomalies magnétiques observées correspondent assez bien aux anomalies magnétiques calculées (fig. 1.21). La longueur du profil permet de déterminer la vitesse d'ouverture jusque l'anomalie 4 à l'Est et seulement jusque l'anomalie 2 à l'Ouest.

I. 5.2.1. Les vitesses d'ouverture

Selon le modèle choisi, la vitesse d'ouverture V_m pendant la période BRUNHES est de $3,00 \pm 0,10$ cm/an. A l'Est, de l'anomalie 2 à l'anomalie 4 (c'est-à-dire de 1,71 à 7,17 MA), la demi-vitesse d'ouverture est constante et égale à $1,30 \pm 0,05$ cm/an.

Entre les anomalies 2, ^{la} vitesse V_m 2- serait de $2,50 \pm 0,05$ cm/an, et l'axe de symétrie serait décalé de 1,0 km vers l'Ouest par rapport au milieu du bloc axial. Le même problème se pose quant à l'origine de ce décalage : est-il dû à la limite de précision de la méthode, à une vitesse d'ouverture asymétrique pendant l'intervalle de temps séparant la période BRUNHES de l'anomalie 2, ou à un saut de la zone d'accrétion pendant cet intervalle ?

I. 5.2.2. Liaisons avec la morphologie

Le milieu du bloc axial se localise sur la pente Ouest du massif a, b (fig. 1.19) et est décalé de 2,5 km par rapport au milieu du plancher interne. Ceci pourrait être lié à un ajustement inexact de l'anomalie axiale. Si le bloc axial est légèrement décalé vers l'Ouest, son axe de symétrie concorderait presque avec celui des anomalies 2. La morphologie ne présentant pas, semble-t-il, de vallée "relique", il nous semble plus sage d'attribuer le décalage entre le milieu du bloc correspondant à la période BRUNHES et l'axe de symétrie des anomalies 2, à la limite de précision de la modélisation.

I. 5.3. Résumé

A la latitude moyenne de $21^{\circ}06$, le plancher interne est étroit, profond et décalé par une direction transverse. Un massif de 1 500 m de relief par rapport au plancher et de 5 km de largeur est présent à l'Est. La vitesse d'ouverture pendant l'anomalie axiale est légèrement inférieure à celle déterminée pour le profil précédent, localisé au Sud de la zone de fracture Atlantis.

profil SUD DESIRADE latitude 14°10

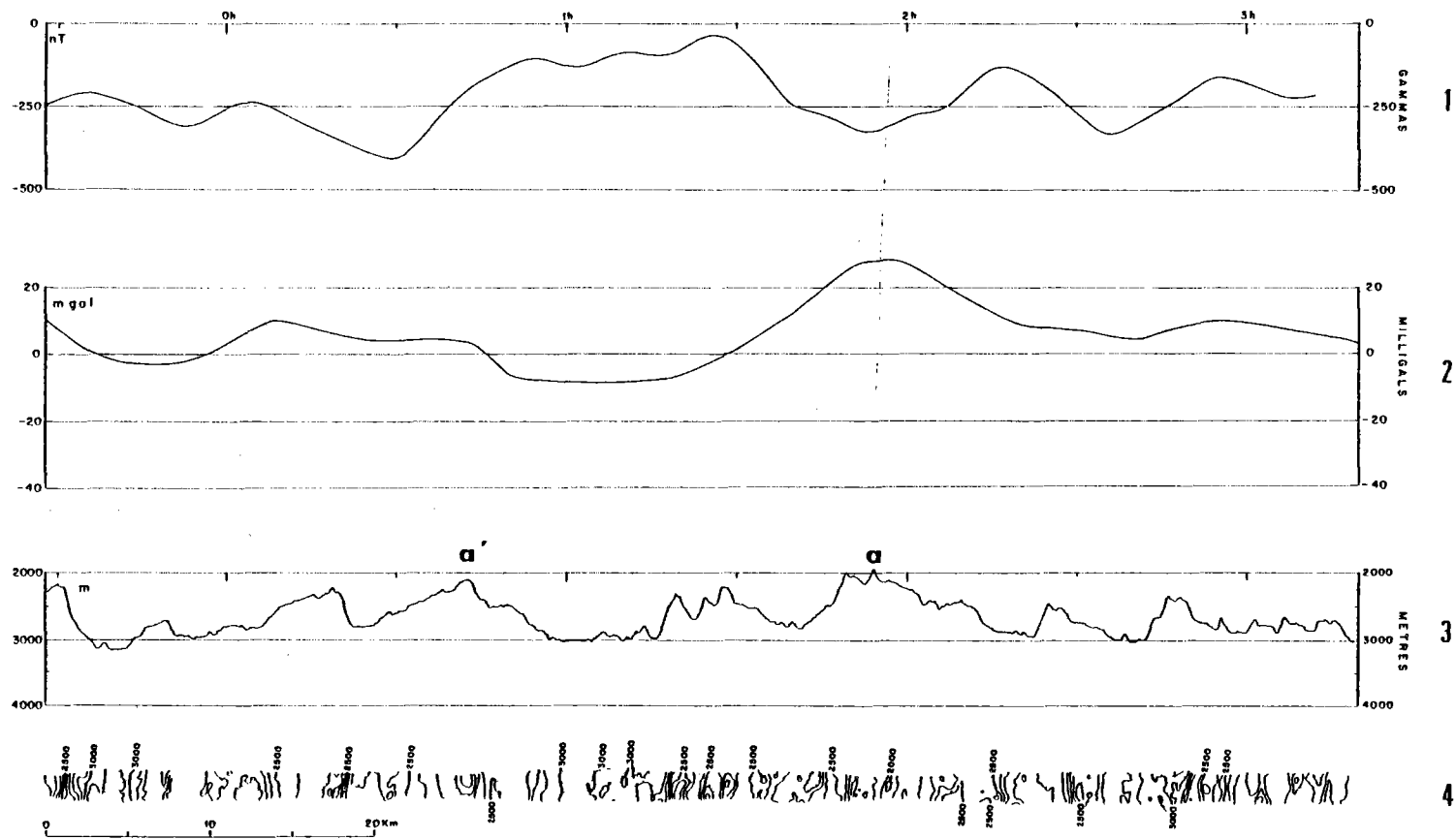


Figure 1.22. - Enregistrements magnétique (1) gravimétrique (2) et bathymétriques (3 et 4) à la latitude 14° 10.

I. 6.- PROFILS AU SUD DE LA ZONE DE FRACTURE DESIRADE
AUX LATITUDES MOYENNES DE 14°03-14°06 et 14°10

Trois profils est-ouest de longueur variant entre 40 et 80 km effectués au Sud de la zone de fracture Desirade, sont étudiés de façon précise. Les enregistrements magnétiques, gravimétriques et bathymétriques obtenus à 14°10 sont présentés figure 1.22, ainsi que les trois profils bathymétriques interprétés (fig. 1.14.c, d, e), leur disposition respecte les données de navigation.

I. 6.1. Etude structurale

I. 6.1.1. Le plancher interne

Du profil à la latitude 14°10 au profil à la latitude 14°03, la zone de profondeur maximale semble se décaler vers l'Est, s'approfondir (de 3 000 à 3 150 m) et se rétrécir (2,3 à 0,5 km).

I. 6.1.2. Les flancs

A partir du plancher interne, la profondeur diminue jusque 1 950 m à l'Est (a') et 2 100 - 2 250 m à l'Ouest (a), dans le cas, respectivement, des profils à 14°10 et 14°03. La largeur de la vallée est constante et égale à 25 km. La hauteur du mur ouest est égale à 900 m. La hauteur du mur est varié de 1 050 à 1 200 m, variation liée à celle de la profondeur de la vallée.

■ Les flancs internes :

Le flanc interne ouest montre une succession de marches de largeur 6 à 10 km, bien individualisées dans le cas du profil à 14°10 (fig. 1.22 et 1.23 de 0 h 45 à 1 h 00).

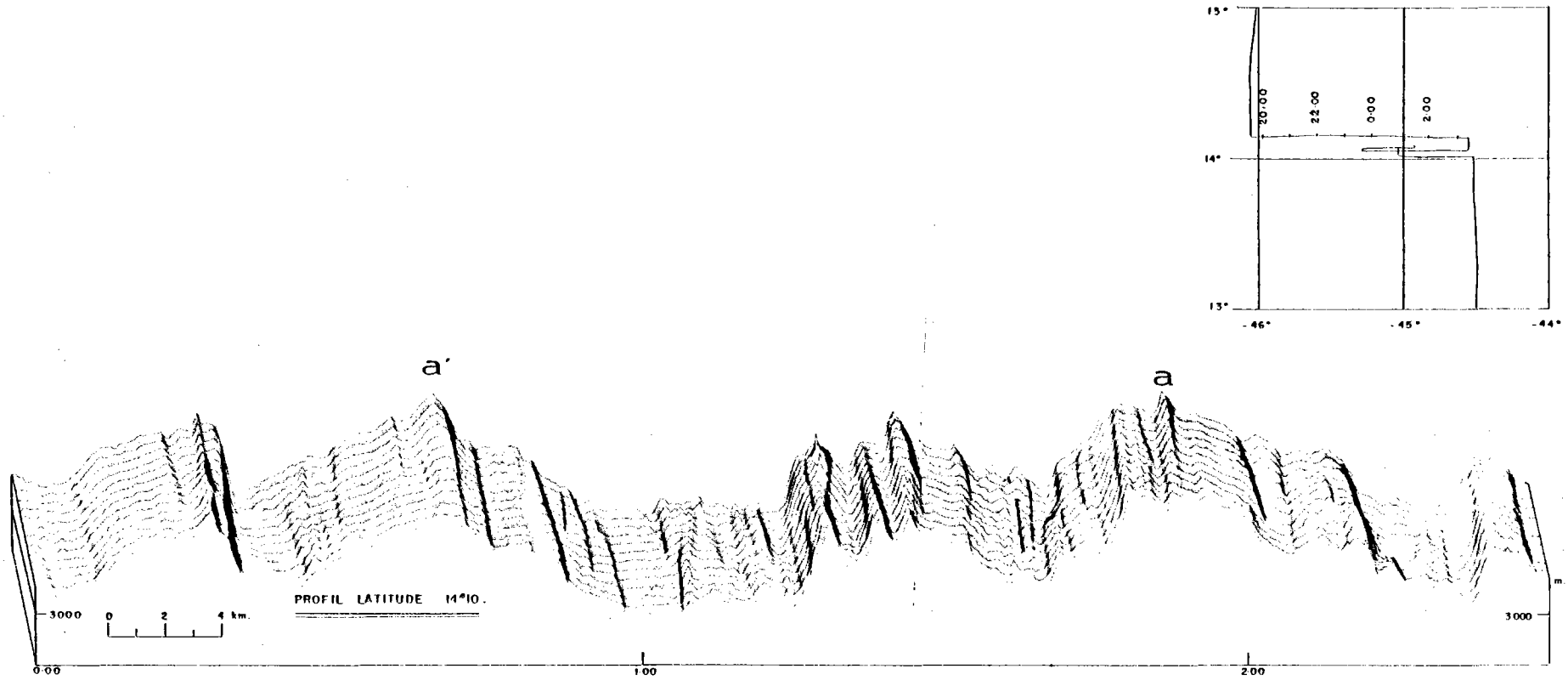


Figure 1.23. - Profils bathymétriques séries à la latitude 14° 10'
(Exagération verticale 4).

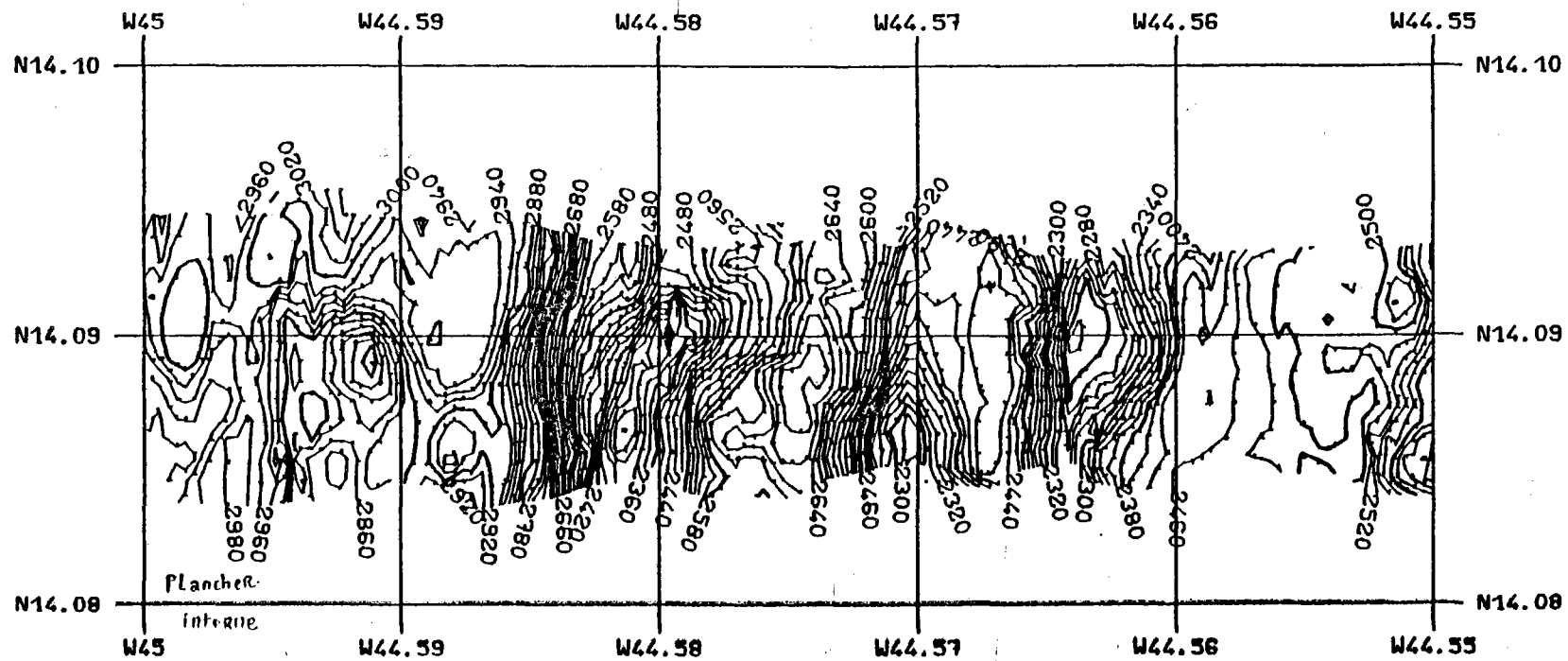


Figure 1.24. - Détail de bande Sea Beam à l'échelle du 1/50000e
Mise en évidence de marches surmontées de formes allongées

Le flanc interne Est présente une morphologie plus complexe. Une unité de 8 km de largeur et de 800 m de relief, par rapport au plancher, sépare celui-ci de la crête est (de 1 h 15 à 1 h 40, fig. 1.22) ; cette unité se retrouve sur les deux autres profils. Une importante activité volcanique semble y être présente, surtout au niveau du profil à 14°10 (fig. 1.14.c et fig. 1.24 ; ces volcans ont une morphologie allongée.)

- Les flancs externes :

Immédiatement au-delà des crêtes, et sur chacun des profils, des unités de largeur 4 à 9 km sont limitées vers l'intérieur de la vallée par des escarpements à regard interne, et ont une pente moyenne de 6 à 7° vers l'extérieur de la vallée (voir fig. 1.14.c, d, e, et fig. 1.23, de 0 h 00 à 0 h 45). Ces unités semblent être basculées vers l'extérieur de la vallée.

I. 6.2. Etude magnétique

La proximité de l'équateur magnétique et la direction nord-sud des structures réduisent l'amplitude des anomalies. Nous constatons que les anomalies magnétiques ont une forme légèrement différente entre le profil à 14°10 et celui à 14°03 (fig. 1.25). Ceci nous a posé certains problèmes au niveau de l'ajustement magnétique. L'ajustement nous semblant correspondre le mieux avec le profil à 14°10 est présenté. Au niveau du profil à 14°03 de 9 h 00 à 9 h 13, une anomalie "théoriquement" négative correspondrait à un maximum. L'anomalie magnétique a été calculée sans tenir compte de l'événement Jaramillo. Mais même la présence de cet événement ne pourrait expliquer cette anomalie positive observée de 9 h 00 à 9 h 13 au niveau du profil à 14°03. Je ne suis pas très satisfaite de l'ajustement dans le cas de ce dernier profil.

Néanmoins, les vitesses d'ouverture ont été calculées selon ce modèle.

I. 6.2.1. Les vitesses d'ouverture

La vitesse d'ouverture V_{m_1} pendant la période BRUNHES serait de $3,30 \pm 0,07$ cm/an. Entre les anomalies 2, la vitesse d'ouverture V_{m_2} ne serait que de $2,60 \pm 0,05$ cm/an. L'axe de symétrie entre les anomalies 2 est à 1,5 Km à l'Est du milieu du bloc BRUNHES. La demi-vitesse d'ouverture sur chacun des versants entre les anomalies 2 et 3 serait de $1,45 \pm 0,05$ cm/an.

I. 6.2.2. Liaison avec la morphologie (voir fig. 1.14. c, d, e)

Dans le cas du profil à $14^\circ 10$, le milieu du bloc axial est légèrement décalé vers l'Est par rapport au plancher interne. Par contre, il coïncide mieux avec le plancher interne plus étroit et plus profond du profil à $14^\circ 03$.

Le décalage de 1,5 km entre l'axe de symétrie des anomalies 2 et le milieu du bloc axial pourrait, peut-être, s'expliquer par un saut de l'axe d'accrétion. Au niveau du profil à $14^\circ 10$, la vallée de 1 h 30 à 1 h 50 (fig. 1.22) pourrait être assimilée à une vallée axiale fossile. L'existence d'une telle vallée est beaucoup plus douteuse dans le cas du profil à $14^\circ 03$ (fig. 1.14.e) ; l'"endroit probable" (de 0 h 00 à 0 h 13) correspond de plus à l'anomalie positive observée que nous avons du mal à interpréter.

Aussi nous semble-t-il plus sage d'attribuer, le décalage de 1,5 km observé, aux limites de précision de la méthode.

L'âge des crêtes déterminé pour l'un et l'autre des profils est :

- de $0,49 \pm 0,02$ MA à l'Ouest $1,34 \pm 0,04$ MA à l'Est (profil à $14^\circ 10$)
- de $0,69 \pm 0,02$ MA à l'Ouest $1,20 \pm 0,04$ MA à l'Est (profil à $14^\circ 03$)

I. 6.3. Résumé

Les profils au Sud de la zone de fracture Désirade montrent un plancher interne peu profond et des murs de faible hauteur. Des volcans allongés sont présents sur le flanc interne Est de l'un de ces profils. Les unités basculées apparaissent assez tôt. Certaines complications semblent avoir existé dans l'intervalle de temps séparant l'anomalie 2 de l'anomalie axiale.

PROFILS SUD - DESIRADE

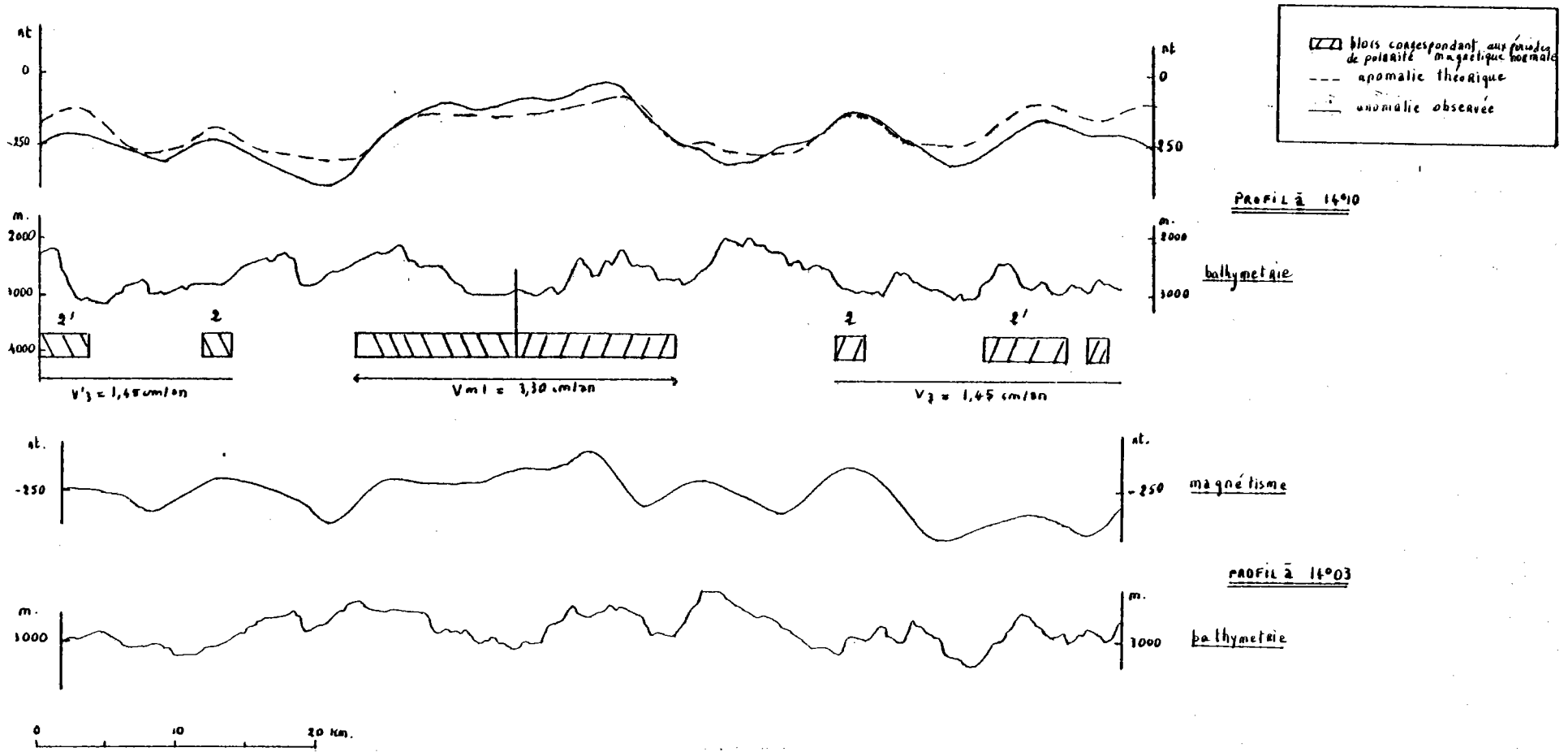
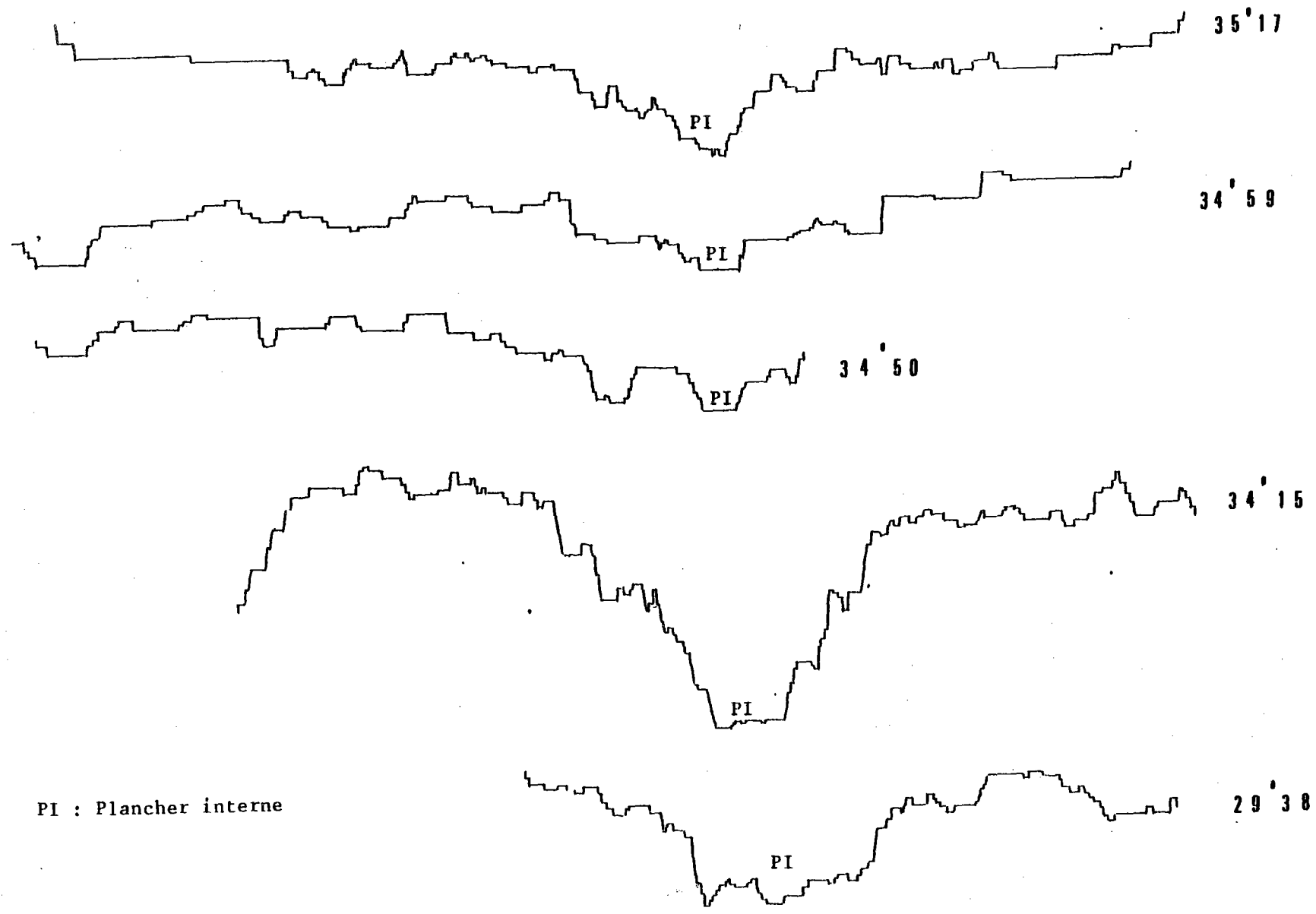


Figure 1.25. - Ajustement magnétique aux latitudes 14° 10 et 14° 03

O

E



PI : Plancher interne

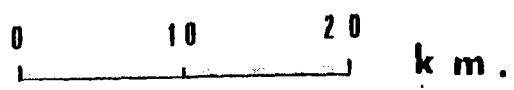


Figure 1.26. - Morphologies liées aux failles à regard interne et externe déterminées à partir de la figure 1.3. (Latitudes 35° 17 à 29° 38). Exagération verticale 5.

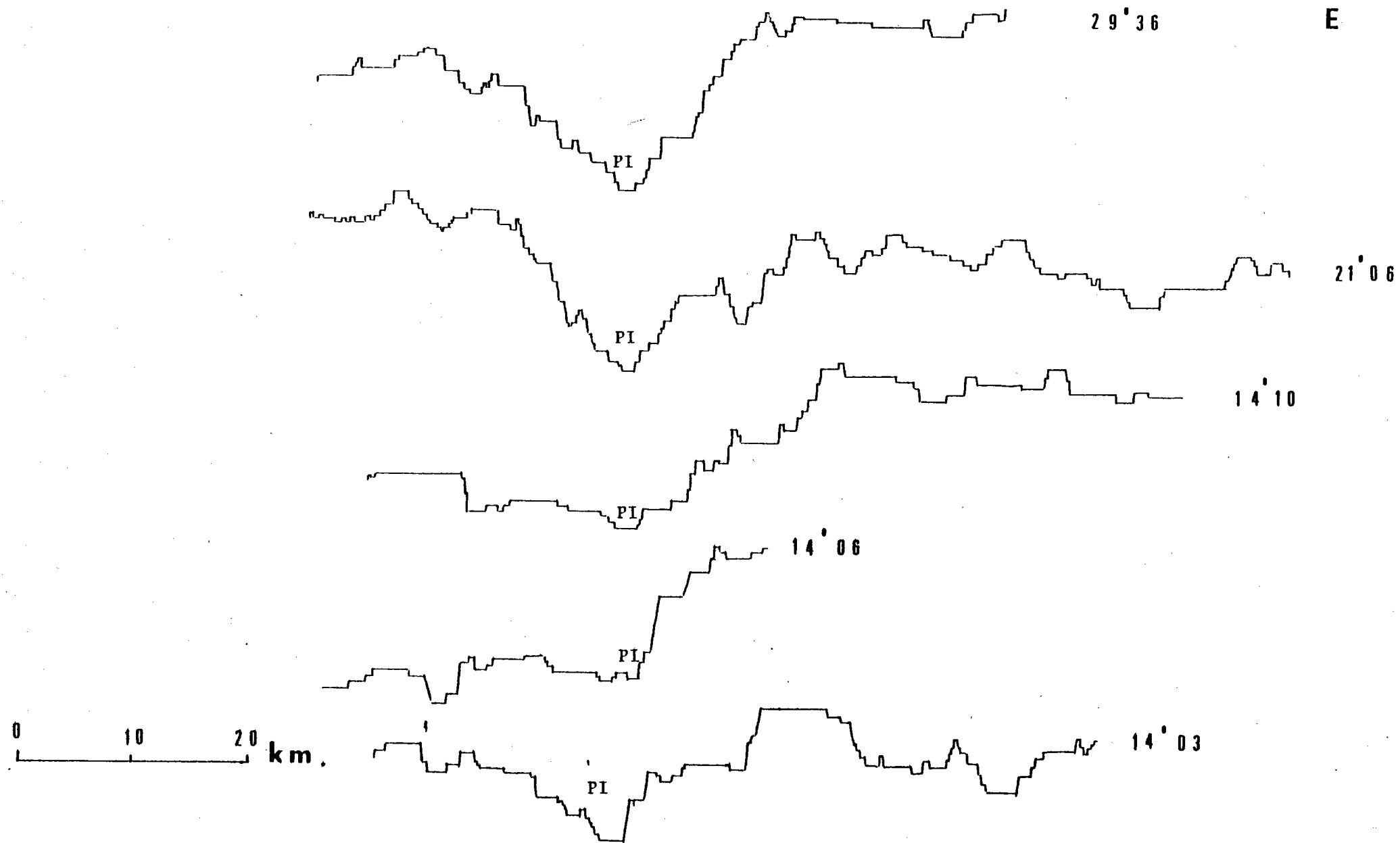
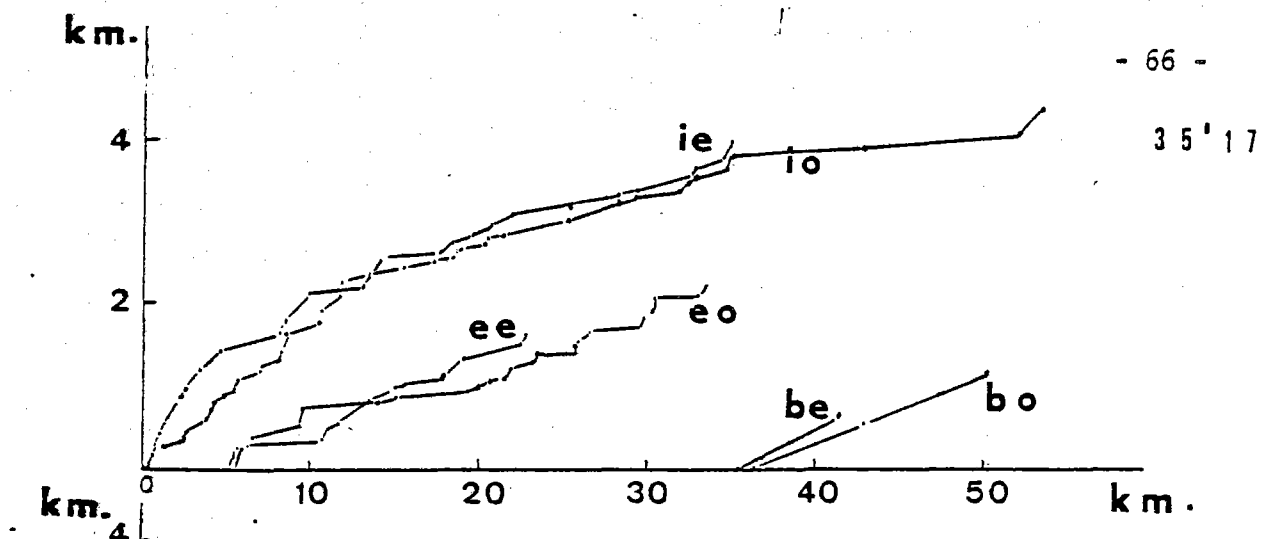
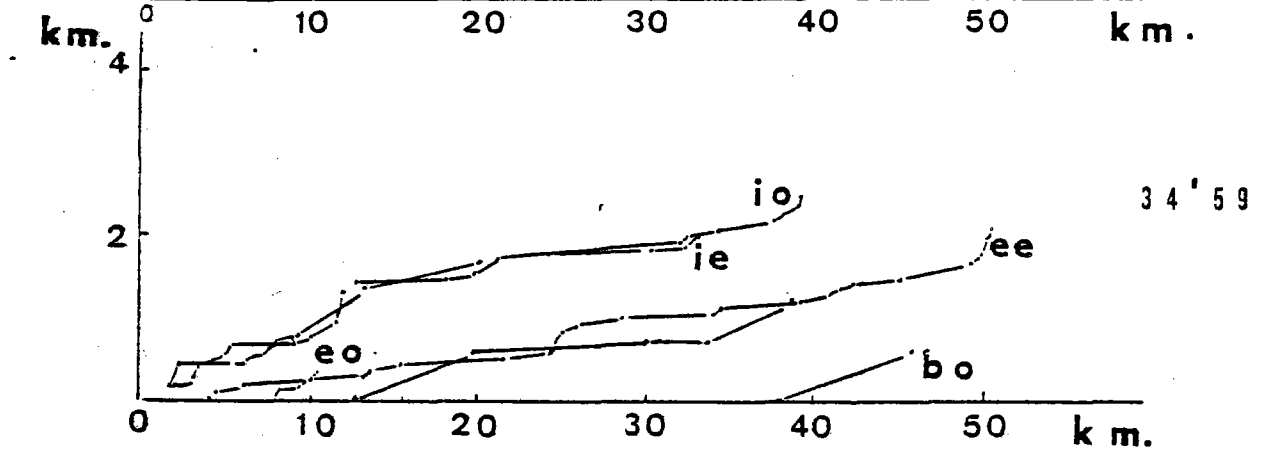


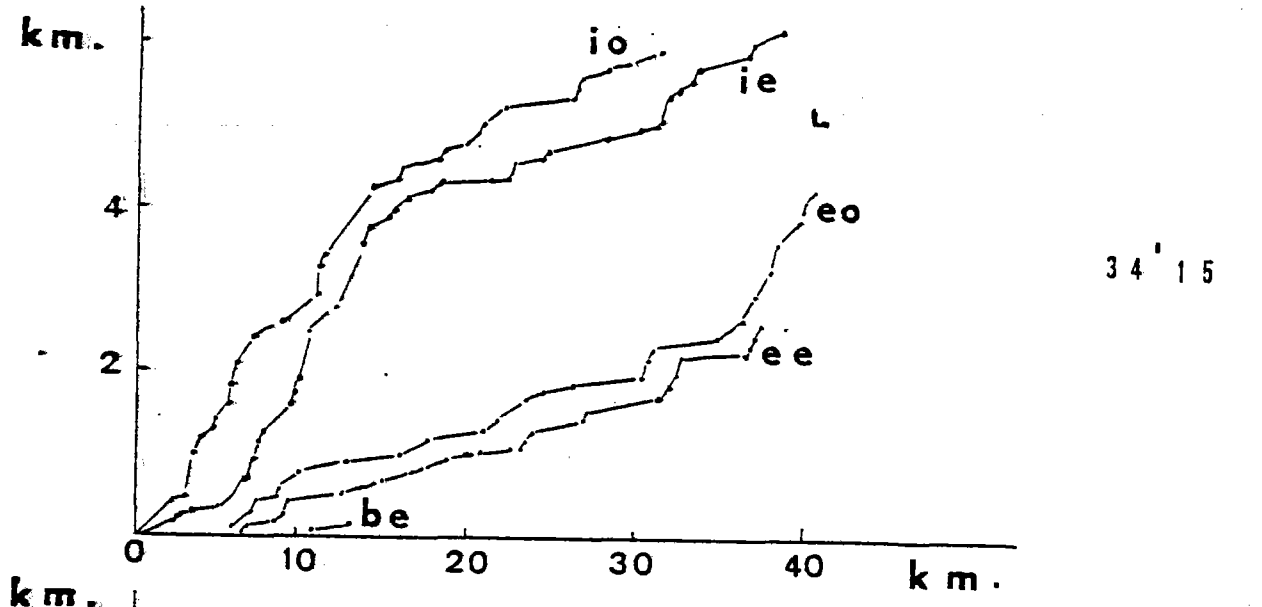
Figure 1.27 - Morphologies liées aux failles à regards interne et externe déterminées à partir de la figure 1.14. (Latitudes 29° 36 à 14° 03). Exagération verticale 5.



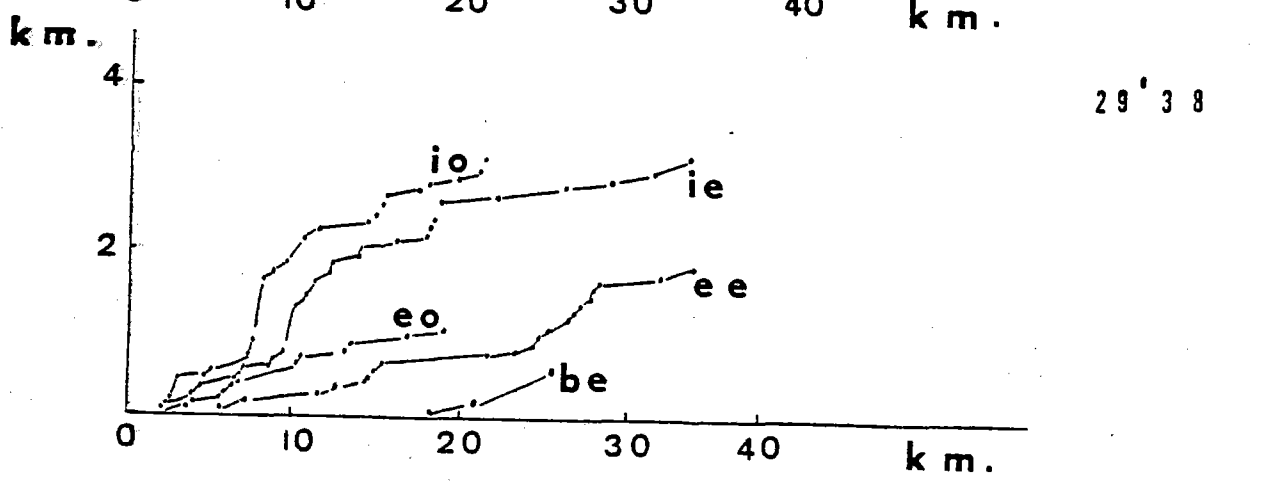
35'17



34'59



34'15

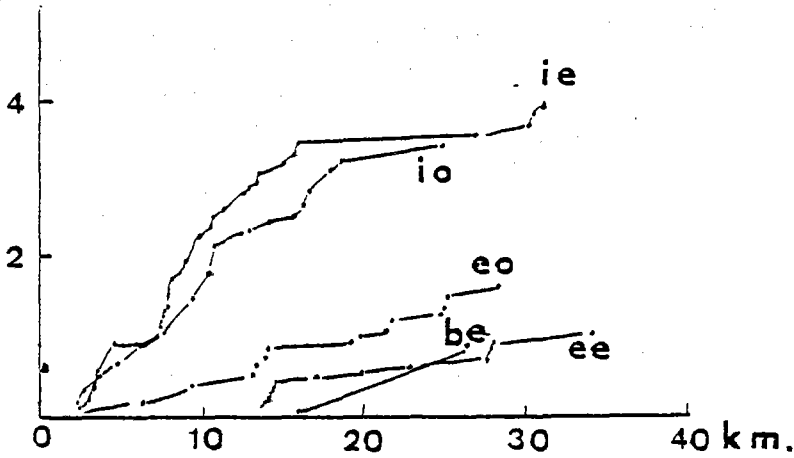


29'38

Figure 1.28 - Courbes cumulées - Exagération verticale 5

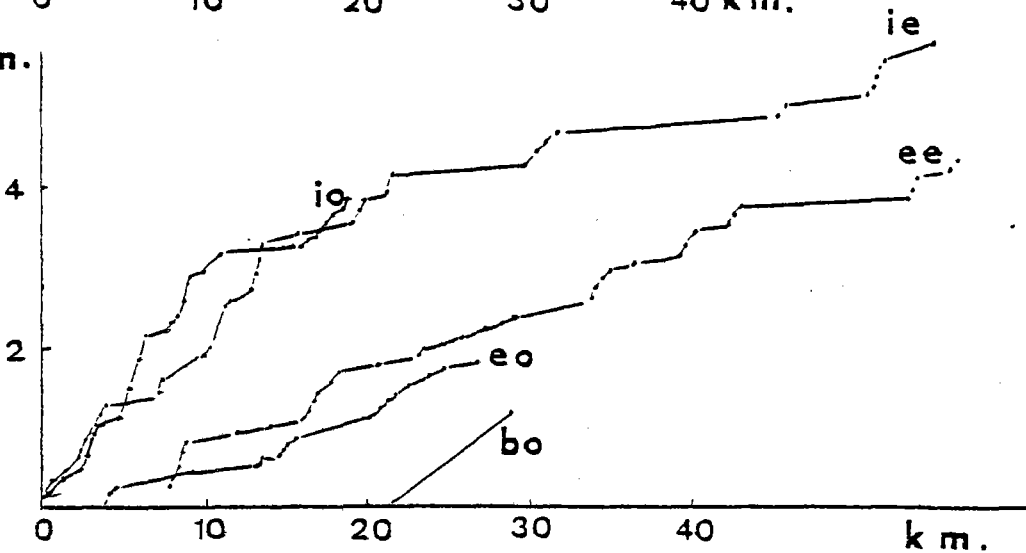
- IO : Faillage interne Ouest
- IE : Faillage interne-Est
- eo : Faillage externe Ouest
- ee : Faillage externe Est
- bo : Basculement Ouest
- be : Basculement Est

km.



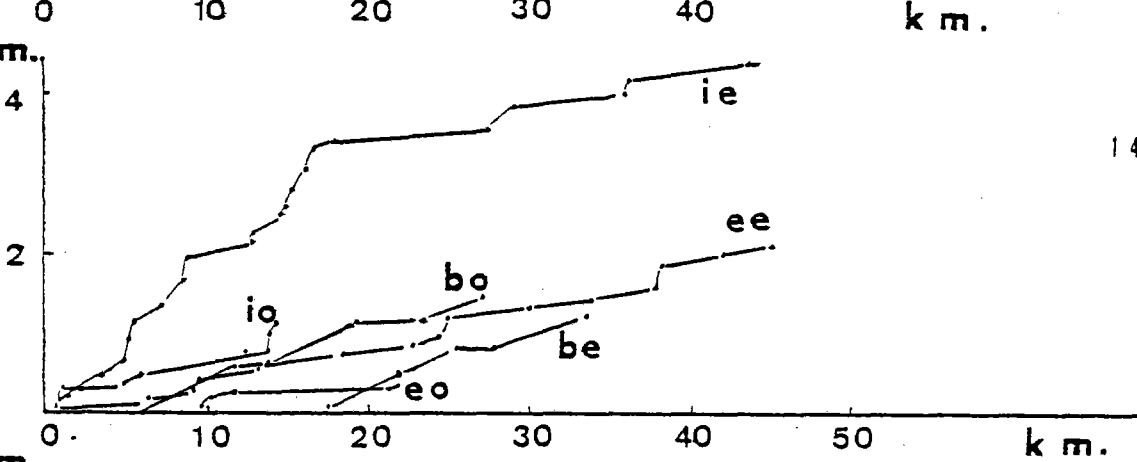
29'36

km.



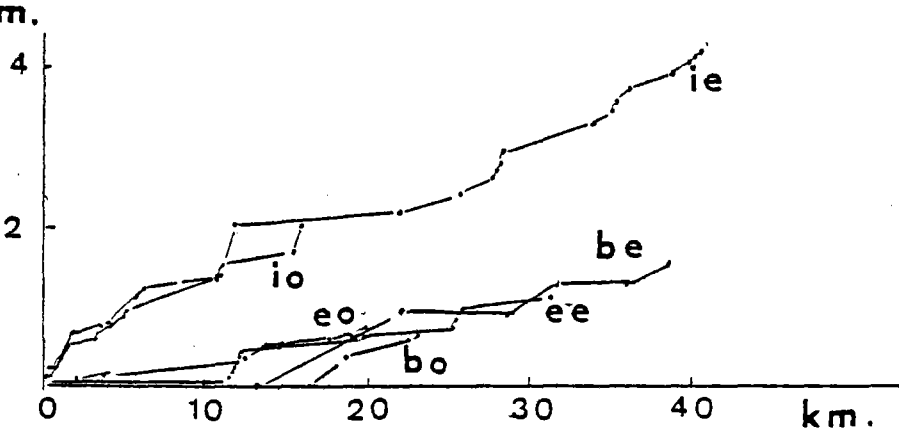
21'06

km.



14'10

km.



14'03

Figure 1.29 - Courbes cumulées - Exagération verticale 5.

- io : failage interne Ouest
- ie : failage interne Est
- eo : failage externe Ouest
- ee : failage externe Est
- bo : Basculement Ouest
- be : Basculement Est

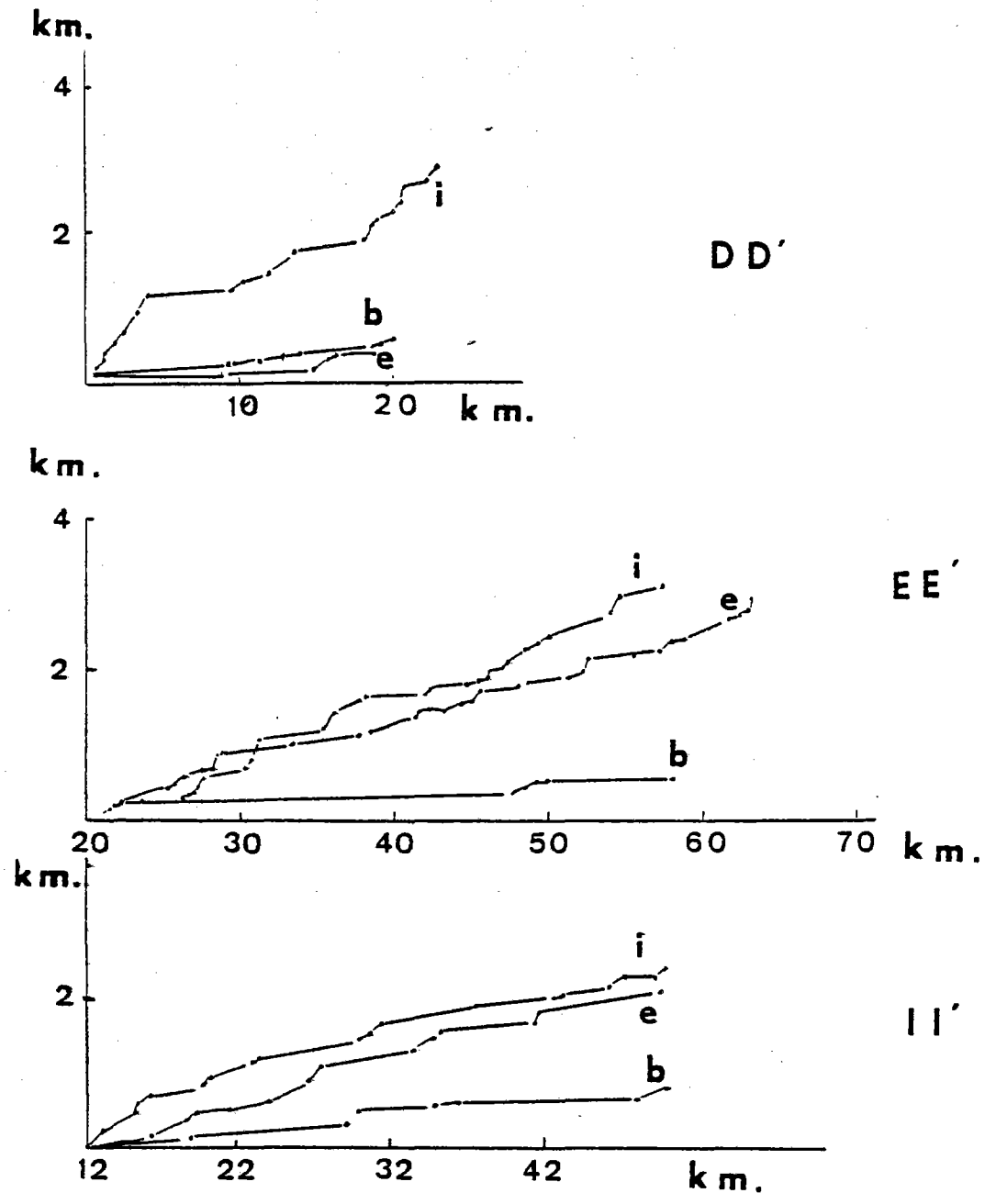
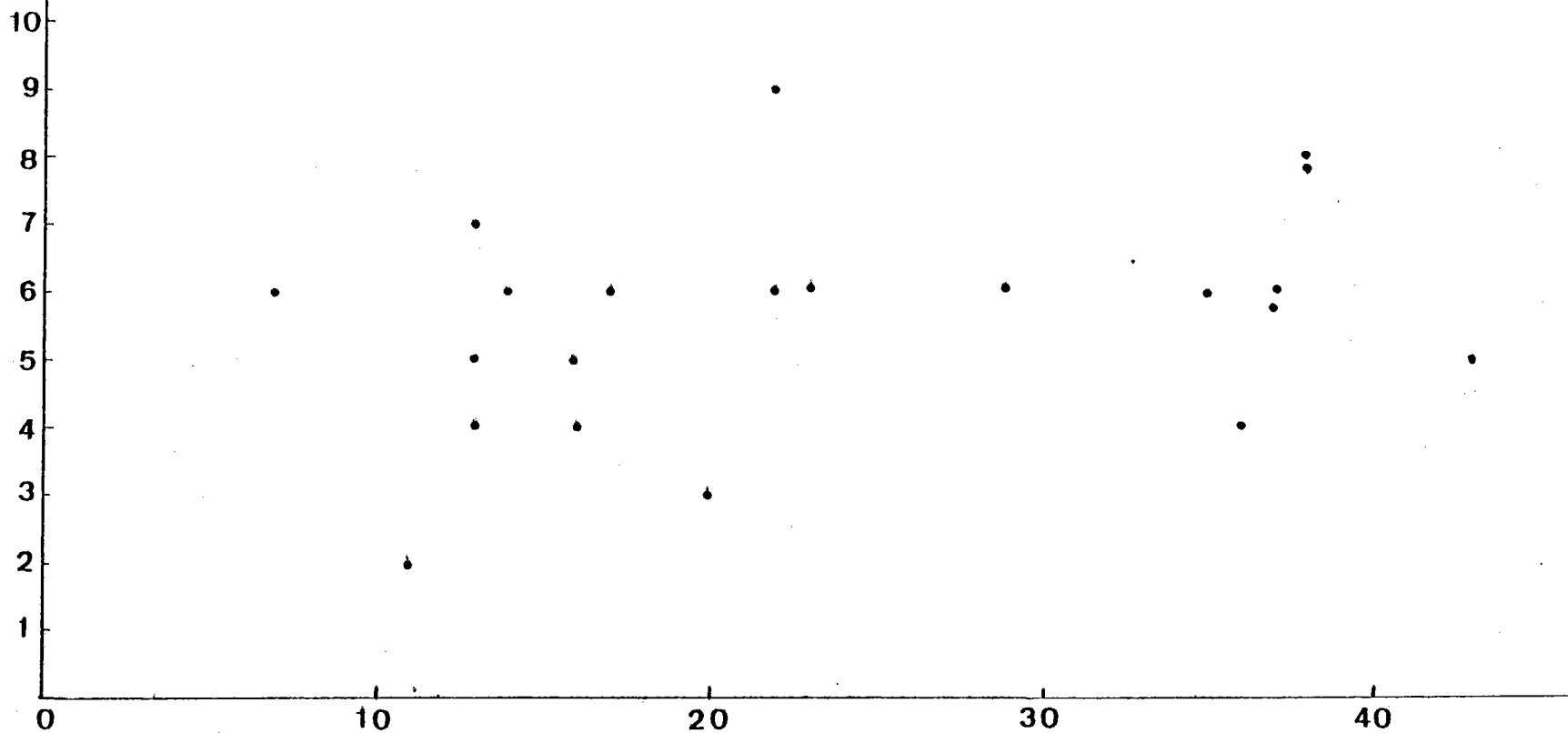


Figure 1.30 - Courbes cumulées obtenues par MAC DONALD et LUYENDYK (1977).
Exagération verticale 5
i : failage interne
e : failage externe
b : basculement

angle de
basculement
en degrés



distance au milieu du
plancher interne
en km.

Figure 1.31 : Variation de l'angle de basculement en fonction de la distance au milieu du plancher interne.

II. DISCUSSION DES PROFILS DE 35°17 A 14°N : COMPARAISON AVEC LES MODELES
DESCRIPTIFS ET THEORIQUES

Une discussion des caractères structuraux et magnétiques précédemment soulignés et regroupés dans les tableaux II et III va permettre une interprétation de ces données dans un cadre plus général de modèles d'abord essentiellement descriptifs. Nous examinerons dans quelle mesure ces observations peuvent être utilisées pour affiner certains modèles théoriques traitant de l'origine de la rift-vallée.

II. 1.- DONNEES COMPARATIVES ET MODELES DESCRIPTIFS

II. 1.1. Caractères structuraux

La largeur moyenne de la vallée axiale calculée à partir des profils étudiés est de 32 ± 6 Km (voir tableau II). Dans certains cas, tel le profil "Nord Oceanographer", la détermination des crêtes est rendue délicate du fait de la présence de surfaces presque horizontales. Les résultats de cette étude confirment la largeur moyenne de la vallée axiale d'une trentaine de kilomètres mise en évidence de 22 à 23° N (VAN ANDEL et BOWLIN 1968) et dans la zone Famous entre les fractures A et B (NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; MAC DONALD et al., 1975)

L'étude d'un plus grand nombre de profils permet une vérification statistique de la valeur de 30 Km de ce paramètre (voir deuxième chapitre).

TABLEAU II.

PM : Profondeur maximale du plancher interne en m.

LP : Largeur du plancher interne en Km.

LV : Largeur de la vallée en Km.

PC : Profondeur des crêtes en m.

HC : Hauteur des murs en m.

AC : Age des crêtes en MA.

VM₁ : Vitesse moyenne entre les anomalies 1 (âge 0,69 MA) en cm/an.

VM₂ : Vitesse moyenne entre les anomalies 2 (âge 1,78 MA) en cm/an.

VM₃ : Vitesse moyenne entre les anomalies 3 (âges 4,5 MA)

AS : Age du saut en MA.

D : Distance séparant l'axe de symétrie des anomalies 2 du milieu du bloc BRUNHES en Km.

$$Sx' = \sqrt{\frac{\sum x^2 - n \bar{x}^2}{n - 1}}$$

$$Sx' = \sqrt{\frac{\sum x^2 - n \bar{x}^2}{n}}$$

	PM	LP	LV	PC	HC	AC	VM ₁	VM ₂	VM ₁ - VM ₂	VM ₃	AS	D
NORD OCEANOGRAPHER	2600	0,5	42	1440 E 1100 W	1160 E 1500 W	1.84 E 1.84 W	2.40	2.20	0.20	2.25		
SUD OCEANOGRAPHER	2340	3,5	27	1600 E 1440 W	740 E 900 W	1.80 E 0.90 W	2.30	2.20	0.10	2.20	1.20	3.2 E
PROFIL A 34° 15	3400	1,5	30	1500 E 1500 W	1900E 1900W	1.10 E 1.20 W	2.60	2.20	0.40	2.40	1.48	1.5 E
SUD ATLANTIS	3640	1,5	31	1700 E 1950 W	2000E 1690W	1.28 E 1.60 W	3.20	2.20	1.00	2.45	1.17	2.0 W
PROFIL A 21° 06	4500	1,6	35	2000 E 1900 W	2500E 2400W	0.91 E 1.71 W	3.00	2.50	0.50	2.55		1.0 W
SUD DESIRADE	3150	2,3	25	1950 E 2100 W	1200E 1050W	1.34 0.49 W	3.30	2.60	0.90	2.80		1.5 W
VALEURS MOYENNES	3272	1,8	32	1698 E 1665 W	1583E 1573W	1.38 E 1.29 W	2.80	2.32	0.52	2.44		
ECARTS TYPE Sx	774	1	6,12	232,4E 380,2W	598,9E 506,0W	0.37 E 0.52 W	0.42	0.18	0.37	0,22		
S'X	700	0,9	5,9	212,2 E 342,1 W	554,4E 468,5W	0,34 E 0,48 W	0,39	0,17	0,33	0,21		

TABLEAU III.

DA : Distance séparant le milieu du plancher interne du milieu du bloc BRUNHES

V1 et V'1 : Vitesse Est-Ouest de 0 à 0,69 MA en cm/an.

V2 et V'2 : " " " de 0,69 à 1,78 MA en cm/an.

V3 et V'3 : " " " de 1,78 à 4,57 MA en cm/an.

	DA	V1	V'1	V2	V'2	V3	V'3
NORD OCEANOGRAPHER	0	1.20	1.20	1.05	1.05	1.15	1.10
SUD OCEANOGRAPHER	1.5 W	0.80	1.35	0.75	1.35	1.10	1.10
PROFIL A 34° 15	2.5 E	1.65	0.95	0.85	1.15	1.50	1.00
SUD ATLANTIS	1.0 W	1.50	1.70	1.00	0.60	1.30	1.30
PROFIL A 21° 06	2.0 E	1.80	1.20	1.10	1.00	1.30	
SUD DESIRADE	2.5 E	1.90	1.40	1.25	0.85	1.45	1.45
MOYENNE		1.48	1.3	1.0	1.0	1.3	1.19
ECART TYPE S'X		0.41	0.25	0.18	0.26	0.18	0.16

TABLEAU IV

	Largeur des blocs basculeés en Km	Angle de basculement en degrés	Distance par rapport au milieu du plancher interne en Km.
NORD OCEANOGRAPHER	7	6	35 E
	8	4	36 W
	8	5	43 W
SUD OCEANOGRAPHER	7	5	13 E
	10	3	20 E
	5	8	38 E
	6	8	38 W
PROFIL A 34° 15	2	3	11 E
SUD ATLANTIS	14	4	16 E
PROFIL A 21° 06	10	9	22 E
SUD DESIRADE 14° 10	5	6	17 E
	5	6	22 E
	6	6	37 E
	7	6	7 EW
	5	6	14 EW
	3	6	23 EW
PROFIL A 14° 03	9	7	13 E
	3	6	29 E
	3	6	37 E
	3	4	13 W
	3	5	16 W
VALEURS MOYENNES	5,95	5,71	20,9
ECARTS TYPES	3,06	1,55	10,2
$S'X = \sqrt{\frac{\sum X^2 - n \bar{x}^2}{n}}$			

La profondeur du plancher interne varie de 2 350 à 4 500 m ; la valeur moyenne étant de 3272 ± 706 m, les profondeurs minimales sont observées au niveau des profils "Nord Oceanographer", "Sud Oceanographer" et "Sud Désirade".

Cette amplitude de variation de profondeur du plancher interne d'un profil à l'autre est supérieure à 2 000 m, ces profils étant cependant tous localisés en dehors des zones de fracture.

La largeur du plancher interne varie entre 0,5 et 3,5 km, la valeur moyenne étant de $1,8 \pm 0,9$ Km. Les largeurs maximales ont été observées au niveau des profils "Sud Oceanographer" et "Sud Désirade" qui présentent les plus faibles profondeurs du plancher interne.

Dans la zone Famous, la largeur moyenne du plancher interne observé en submersible est de 2,5km, le plancher pouvant par endroits se rétrécir jusqu'à 0,5 km (BELLAICHE et al., 1974).

La hauteur moyenne des murs Est et Ouest est identique (1583 ± 554 m à l'Est, 1573 ± 468 m à l'Ouest, tableau II). Dans la zone Famous, la hauteur moyenne est de 1500 m (NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; MAC DONALD et al., 1975). Les profils au plancher interne peu profond montrent des murs de hauteur inférieure à la moyenne (profils "Sud Oceanographer" et "Sud Désirade", hauteurs variant de 74 à 1200 m.

Les flancs internes présentent, en général, une succession de marches de largeur variant entre 1 et 5 km et limitées par des failles normales de rejet vertical d'une centaine de mètres. Plusieurs marches peuvent être couplées et une activité volcanique y est souvent présente.

Les volcans sont complets, non fragmentés et souvent localisés au sommet des marches. De 100 à 200 m de relief et de moins de 1 km de largeur, leurs morphologies sont voisines de celles observées aux abords du plancher

interne et comparables à celle du mont VENUS décrit dans la zone Famous. Ceci peut suggérer la mise en place de ces volcans à l'axe d'accrétion, puis, postérieurement à leur construction, l'ouverture et le failage auraient lieu à la base des flancs de ces massifs plutôt que sur les crêtes médianes (voir BALLARD et MOORE (1977)).

Ces mêmes auteurs, en utilisant le modèle visco-dynamique de LACHENBRUCH (1973), et en supposant chaque volcan lié à un réservoir indépendant, trouvent une hauteur maximale possible des édifices volcaniques de 150 à 225 m. Les dimensions en général restreintes des reliefs volcaniques pourraient être aussi liées aux limites imposées par l'extension continue.

Certains volcans semblent, cependant, avoir été créés en dehors de la zone d'accrétion axiale. Ainsi, au niveau du profil à 21°06 (voir I. 5), 4 volcans s'alignent suivant un décrochement Est-Ouest qui décale les marches constituant le mur interne et est donc postérieur à l'élaboration de celles-ci.

Lors de la description profil par profil, les escarpements de hauteur supérieure à 20 m et s'étendant de façon rectiligne sur toute la largeur de la bande Sea Beam (voir Annexe 4) ont été assimilés à des escarpements de type escarpements de faille. Si cette assimilation est exacte, les figures (1.3 et 1.1 sur lesquelles ces escarpements sont soulignés par un trait dont la longueur est égale à 5 fois leur hauteur, permettent d'étudier la répartition des failles à regard interne et externe. La morphologie créée par ces failles est représentée (fig. 1.26, 1.27) avec une exagération verticale de 5. A partir de ces schémas les courbes cumulées des décalages verticaux liés aux failles à regards internes ou externes sont effectuées. Les versants Est et Ouest sont superposés (fig. 1.28 1.29). L'influence du basculement de certaines unités est également présentée sous forme de courbe cumulée. Mais une certaine incertitude demeure sur la délimitation exacte des unités basculés. Les unités représentées sont celles décrites au paragraphe I (voir tableau IV).

Nous constatons les points suivants :

- . la répartition du failage est analogue sur les versants Est et Ouest
- . le failage interne est prépondérant dans les 30 premiers kilomètres. On n'observe pas de diminution systématique des rejets verticaux des failles à regard interne lorsque l'on s'éloigne de la vallée axiale.
- . le failage externe et le basculement contribuent de façon égale à l'approfondissement dans le cas des profils à $34^{\circ} 59 - 14^{\circ} 10$ et $14^{\circ} 03$.
- . Les premières failles à regard externe sont en moyenne à $5,4 \pm 3,1^*$ km du milieu du plancher interne alors que les premières unités basculées sont distantes de $20,9 \pm 10,2$ km du plancher interne, c'est-à-dire, souvent à l'extérieur des crêtes.
- . L'angle moyen de basculement est de $5,71 \pm 1,55^{\circ}$ (voir tableau III). Il ne semble pas qu'il y ait de relation entre l'angle de basculement et la distance au milieu du plancher interne (fig. 1.31).
- . l'estimation de l'angle de basculement dépasse peut être les limites de précision du système d'investigation.
- . la largeur moyenne des unités basculées de $5,95 \pm 3,06$ km est supérieure à celle des marches présentes dans les premiers kilomètres. Les dimensions des unités basculées rendent peu probables (dans le cadre d'un modèle actualiste), la mise en place de l'ensemble au niveau de la zone d'accrétion. Certaines de ces unités basculées montrent des failles à regard interne de faible décalage vertical qui pourraient être des reliques des failles limitant les marches originelles. L'unité basculée résulterait alors du couplage de plusieurs marches dont le décalage vertical a pu être réduit de diverses manières (diminution des rejets verticaux par failage inverse (?), apparition de nouveaux plans de failles à regard externe, ou simple érosion des reliefs...).

*
Ecart types : $S_x = \sqrt{\frac{\sum x^2 - n\bar{x}^2}{n}}$

. On observe au niveau du profil à 34° 15 une brutale augmentation du faillage externe vers 35 km du plancher interne. Ceci est lié aux structures complexes observées à l'Ouest (voir fig. 1.10 et paragraphe 1.3).

Ces courbes sont comparées à celles DE MAC DONALD et LUYENDYK (1977). Leur schéma observé dans les premiers 20 km est similaire au notre : le faillage interne est prépondérant, le faillage externe et le basculement contribuant de façon égale à l'approfondissement. Par contre, de 30 à 70 km, la densité du faillage externe augmente (80% de faillage externe pour 20% de basculement). Ces courbes cumulées, avaient été obtenues par MAC DONALD et LUYENDYK (1977), après l'interprétation de données DEEPTOW. Ces données DEEPTOW ont également conduit d'autres auteurs (WHITMARSH et LAUGHTON, 1976 ; LUYENDYK et MAC DONALD, 1977 ; MAC DONALD et ATWATER, 1978) à insister sur l'influence prédominante des failles à regard externe dans l'approfondissement du relief au-delà des crêtes. Par contre, les récentes observations en submersible n'ont pas confirmé ces interprétations (ATWATER, communication personnelle). Les données Sea Beam suggèrent une contribution semblable du faillage externe et du basculement.

TABLEAU V

Vale de MINSTER

POLE....LAT=	30.43000	LON=	56.36000	ROT RATE=	2.55000
BOUNDARY....LAT=	14.20000	LON=	-45.00000		
D=	2.80322	PHI=	99.59727		
BOUNDARY....LAT=	21.00000	LON=	-45.00000		
D=	2.71374	PHI=	99.91685		
BOUNDARY....LAT=	29.50000	LON=	-44.00000		
D=	2.54655	PHI=	100.61106		
BOUNDARY....LAT=	34.30000	LON=	-36.70000		
D=	2.39772	PHI=	101.45339		
BOUNDARY....LAT=	35.00000	LON=	-36.50000		
D=	2.37781	PHI=	101.55221		
BOUNDARY....LAT=	35.20000	LON=	-34.25000		
D=	2.36187	PHI=	101.64331		

Valeur extrême 1

POLE....LAT=	30.43000	LON=	68.12001	ROT RATE=	2.39000
BOUNDARY....LAT=	14.20000	LON=	-45.00000		
D=	2.61338	PHI=	98.94012		
BOUNDARY....LAT=	21.00000	LON=	-45.00000		
D=	2.53998	PHI=	99.20068		
BOUNDARY....LAT=	29.50000	LON=	-44.00000		
D=	2.39662	PHI=	99.82817		
BOUNDARY....LAT=	34.30000	LON=	-36.70000		
D=	2.26785	PHI=	100.85012		
BOUNDARY....LAT=	35.00000	LON=	-36.50000		
D=	2.25033	PHI=	100.94577		
BOUNDARY....LAT=	35.20000	LON=	-34.25000		
D=	2.23672	PHI=	101.11883		

Valeur extrême 2

POLE....LAT=	30.43000	LON=	44.60000	ROT RATE=	2.77000
BOUNDARY....LAT=	14.20000	LON=	-45.00000		
D=	2.98611	PHI=	99.86863		
BOUNDARY....LAT=	21.00000	LON=	-45.00000		
D=	2.97852	PHI=	100.24142		
BOUNDARY....LAT=	29.50000	LON=	-44.00000		
D=	2.68505	PHI=	100.93513		
BOUNDARY....LAT=	34.30000	LON=	-36.70000		
D=	2.51544	PHI=	101.60261		
BOUNDARY....LAT=	35.00000	LON=	-36.50000		
D=	2.49298	PHI=	101.70220		
BOUNDARY....LAT=	35.20000	LON=	-34.25000		
D=	2.47491	PHI=	101.70613		

Valeur extrême 3

POLE....LAT=	33.57000	LON=	56.36000	ROT RATE=	2.58000
BOUNDARY....LAT=	14.20000	LON=	-45.00000		
D=	2.79545	PHI=	96.46629		
BOUNDARY....LAT=	21.00000	LON=	-45.00000		
D=	2.70104	PHI=	96.69332		
BOUNDARY....LAT=	29.50000	LON=	-44.00000		
D=	2.52807	PHI=	97.17770		
BOUNDARY....LAT=	34.30000	LON=	-36.70000		
D=	2.38504	PHI=	97.72642		
BOUNDARY....LAT=	35.00000	LON=	-36.50000		
D=	2.36497	PHI=	97.79380		
BOUNDARY....LAT=	35.20000	LON=	-34.25000		
D=	2.35220	PHI=	97.84576		

Valeur extrême 4

POLE....LAT=	77.29000	LON=	56.36000	ROT RATE=	2.58000
BOUNDARY....LAT=	14.20000	LON=	-45.00000		
D=	2.81089	PHI=	102.71102		
BOUNDARY....LAT=	21.00000	LON=	-45.00000		
D=	2.72681	PHI=	103.10936		
BOUNDARY....LAT=	29.50000	LON=	-44.00000		
D=	2.56639	PHI=	103.99308		
BOUNDARY....LAT=	34.30000	LON=	-36.70000		
D=	2.41323	PHI=	105.13179		
BOUNDARY....LAT=	35.00000	LON=	-36.50000		
D=	2.39362	PHI=	105.26158		
BOUNDARY....LAT=	35.20000	LON=	-34.25000		
D=	2.37473	PHI=	105.40477		

Boundary LAT : Latitude du point d'observation

LONG : Longitude du point d'observation

D : Vitesse d'ouverture en cm/an à ce point

PHI : Direction de l'ouverture

II.1.2. Caractères magnétiques

Les variations des vitesses moyennes: V_{m_1} (pendant les derniers 0,69 MA, début de l'époque BRUNHES), V_{m_2} (pendant l'intervalle de temps de 1,78 MA séparant le milieu des anomalies 2, selon l'échelle d'inversion de TALWANI et al, 1971), V_{m_3} (pendant l'intervalle de temps de 4,57 MA séparant le milieu des anomalies 3), déterminés au chapitre I, sont mises en évidence en fonction de la latitude (fig. 1.32).

A ces trois séries de vitesses sont superposées les variations théoriques de la vitesse d'ouverture. Ces vitesses théoriques varient en fonction du sinus de la distance au pôle de rotation des plaques. Le pôle de rotation des plaques Amérique-Afrique utilisé est celui déterminé par MINSTER et JORDAN (1978) et localisé à $80^{\circ}43$ Nord, $56^{\circ}36$ Ouest, la vitesse d'ouverture angulaire étant de 0,258 degrés/MA. Ce pôle a été calculé par MINSTER et JORDAN (1978) à partir des directions de failles transformantes, des mécanismes au foyer et des vitesses d'ouverture calculées sur l'intervalle de temps séparant les anomalies 2' (donc les 3 derniers MA) ou l'anomalie 3 (les derniers 4,57 MA). Une ellipse de confiance est attribuée à cette localisation, à partir de laquelle j'ai déterminé les pôles extrêmes et les vitesses théoriques correspondant à chacun d'eux aux différentes latitudes (voir tableau V). Un intervalle de variations admissibles est ainsi défini (voir fig. 1.32).

Les vitesses moyennes V_{m_3} sont dans l'intervalle de confiance défini; elles sont donc en accord avec la localisation du pôle d'ouverture de MINSTER et JORDAN (1978) et de l'incertitude qui y est associée. Ces vitesses sont dans la partie inférieure de l'intervalle; cela sous-entendrait une vitesse angulaire légèrement plus faible que 0,258 degrés/MA, mais supérieure à 0,237, borne inférieure utilisée (voir tableau V), ou un pôle légèrement plus rapproché que le pôle moyen.

ECHELLE DE KLITGORD (1974)

	VM_1 en cm/an.	VM_2 en cm/an.	$VM_1 - VM_2$ en cm/an.
NORD OCEANOGRAPHER	2,37	2,26	0,11
SUD OCEANOGRAPHER	2,27	2,26	0,01
PROFIL A 34° 15	2,56	2,26	0,30
SUD ATLANTIS	3,15	2,26	0,89
PROFIL A 21° 06	2,96	2,57	0,39
SUD DESIRADE	3,25	2,68	0,57

$$VM_1 - VM_2 = 0,38 \text{ cm/an}$$

$$SX = 0,32$$

$$S'X = 0,29$$

ECHELLE DE TARLING ET MITCHELL (1976)

	VM_1 en cm/an.	VM_2 en cm/an.	$VM_1 - VM_2$ en cm/an.
NORD OCEANOGRAPHER	2,44	2,30	0,14
SUD OCEANOGRAPHER	2,33	2,30	0,03
PROFIL A 34° 15	2,64	2,30	0,34
SUD ATLANTIS	3,25	2,30	0,95
PROFIL A 21° 06	3,04	2,61	0,43
SUD DESIRADE	3,35	2,71	0,64

$$VM_1 - VM_2 = 0,42 \text{ cm/an}$$

$$SX = 0,34$$

$$S'X = 0,31$$

SUITE TABLEAU VI

ECHELLE DE MANKINEN ET DALRYMPLE (1979)

	VM_1 en cm/an.	VM_2 en cm/an.	$VM_1 - VM_2$ en cm/an.
NORD OCEANOGRAPHER	2,30	2,21	0,09
SUD OCEANOGRAPHER	2,20	2,21	0,01
PROFIL A 34° 15	2,49	2,21	0,28
SUD ATLANTIS	2,83	2,21	0,62
PROFIL A 21° 06	2,88	2,51	0,37
SUD DESIRADE	3,16	2,61	0,55

$$\overline{VM_1 - VM_2} = 0,32 \text{ cm/an.}$$

$$SX = 0,24$$

$$S'X = 0,22$$

Les vitesses V_{m_1} , (calculées sur intervalle de temps de 0,69 MA) sont toutes supérieures aux vitesses théoriques. Le profil Sud Atlantis présente, de plus, une vitesse d'ouverture d'ouverture très élevée pendant cet intervalle de temps, mais l'incertitude sur la détermination de cette vitesse n'est pas négligeable.

Les vitesses V_{m_2} (calculées pour des âges inférieurs à 1,78 MA) sont, elles, plus faibles que les vitesses théoriques.

Il y aurait donc peut-être eu un important ralentissement de l'ouverture dans l'intervalle de temps 1,78 - 0,69 MA.

Il faut remarquer que l'utilisation d'une chronologie différente des inversions aboutirait à des vitesses d'ouverture différentes. Dans le cas présent, nous avons utilisé l'échelle d'inversion de TALWANI et al. (1971), (voir annexe 2, Tableau I) qui localise la limite BRUNHES - MATUYAMA, il y a 0,69 MA, le milieu de l'évènement JARAMILLO, il y a 0,93 MA et le milieu de l'anomalie 2, il y a 1,78 MA. J'ai recalculé les vitesses d'ouverture V_{m_1} et V_{m_2} (voir tableau VI) en utilisant la chronologie de KLITGORD (1974) (âges des mêmes évènements de 0,70 MA, 0,92 MA, 1,73 MA), qui correspond assez bien pour cette période à l'échelle de LA BRECQUE et al. (1977) (0,70 MA, 0,92 MA, 1,72 MA), puis celle de TARLING et MITCHELL (1976) (0,69 MA, 0,72 MA, 1,705 MA) et enfin celle de MANKINEN et DALRYMPLE (1979) (âge des mêmes évènements, calculées à partir de l'échelle de polarité de LA BRECQUE et al. (1977) mais en utilisant les nouvelles constantes $K.Ar^*$ (voir MANKINEN et DALRYMPLE (1979), 0,72 MA, 0,945 MA, 1,77 MA).

Nous constatons qu'en utilisant les trois échelles d'inversion, V_{m_1} reste toujours supérieur à V_{m_2} pour chacun des profils et $V_{m_1} - V_{m_2}$ varie de

$0,38 \pm 0,29$ cm/an à $0,42 \pm 0,31$ cm/an, et $0,32 \pm 0,22$ cm/an. Ces différences sont inférieures à celle observée en utilisant l'échelle de TALWANI et al. (1971) : $V_{m_1} - V_{m_2} = 0,52 \pm 0,33$ cm/an. Il semble donc que, quelque soit l'échelle d'inversions utilisées, les vitesses calculées indiquent une accélération de l'ouverture depuis le début de l'anomalie 1.

* K = Potassium

Ar = Argon

REA et SCHEIDEGGER (1979), ont observées une diminution de la vitesse d'ouverture il y a 1,5 - 1,3 MA au niveau de la limite plaque Pacifique - plaque NAZCA, et de la dorsale Pacifique - Juan de Fuca, ainsi qu'une augmentation depuis le début de l'époque BRUNHES. Ces auteurs relient ces variations (et notamment l'accélération actuelle) aux épisodes volcaniques intraplaques (par exemple au niveau de HAWAI) et dans les zones de subduction.

Les demi-vitesses Est et Ouest ont été calculées sur les intervalles de temps. 0 à 0,69 MA : V_1 et V'_1 , 0,69 à 1,78 MA : V_2 et V'_2 , de 1,78 à 4,57 MA : V_3 et V'_3 (voir tableau III). Dans le cas de l'anomalie axiale, le plancher interne a été utilisé pour la localisation de l'age zéro. Les variations des vitesses totales moyennes d'ouverture pendant ces intervalles de temps ($V_1 + V'_1$, $V_2 + V'_2$, $V_3 + V'_3$) sont présentées (fig. 1.33).

Les vitesses $V_3 + V'_3$ se trouvent dans la zone d'erreur admissible en accord avec la position du pôle de MINSTER (1978).

Les vitesses $V_2 + V'_2$ mettent en évidence le fort ralentissement entre l'anomalie 2 et l'anomalie 1. (1,78 , 0,69 MA).

vitesse totale
d'ouverture
en cm/an.

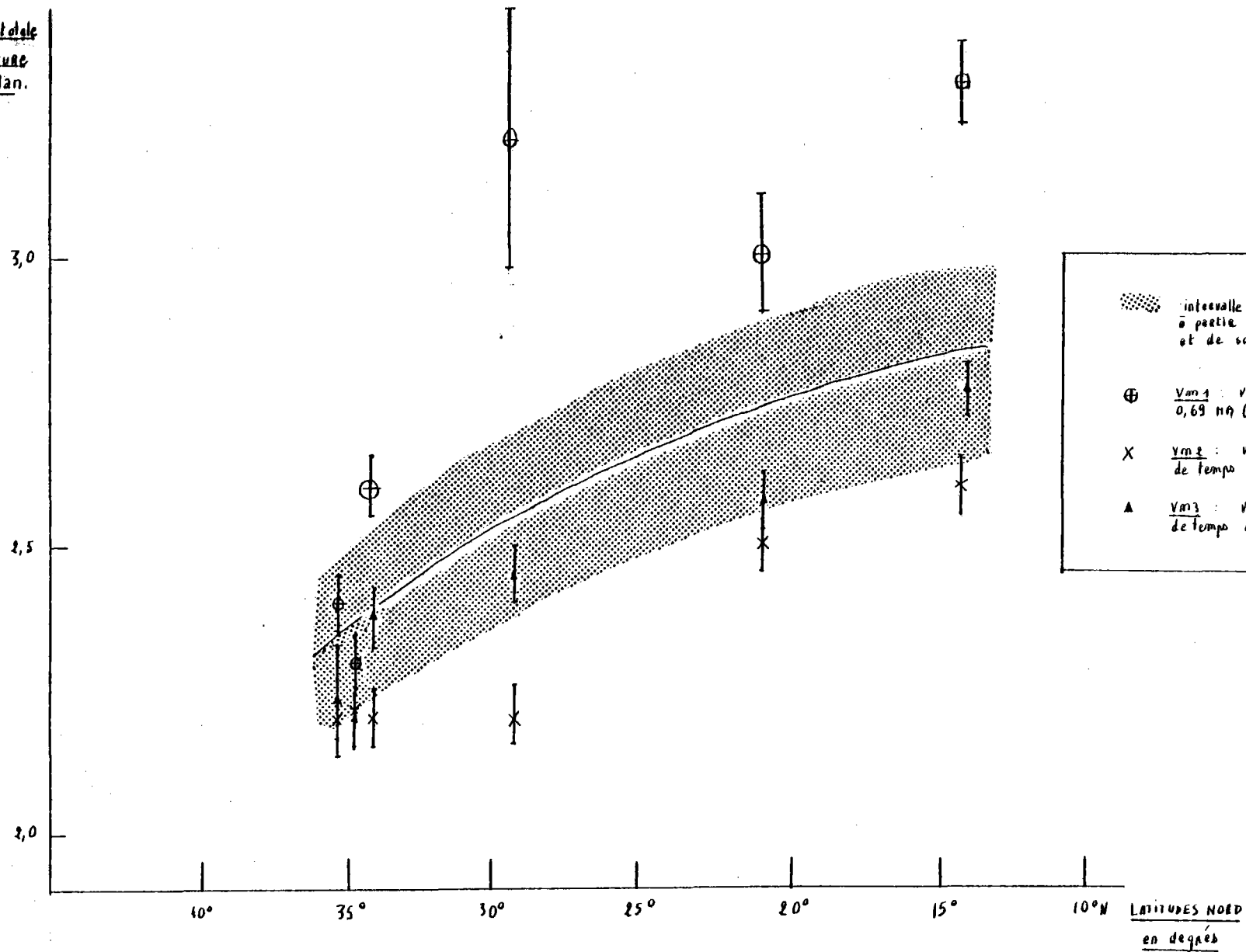


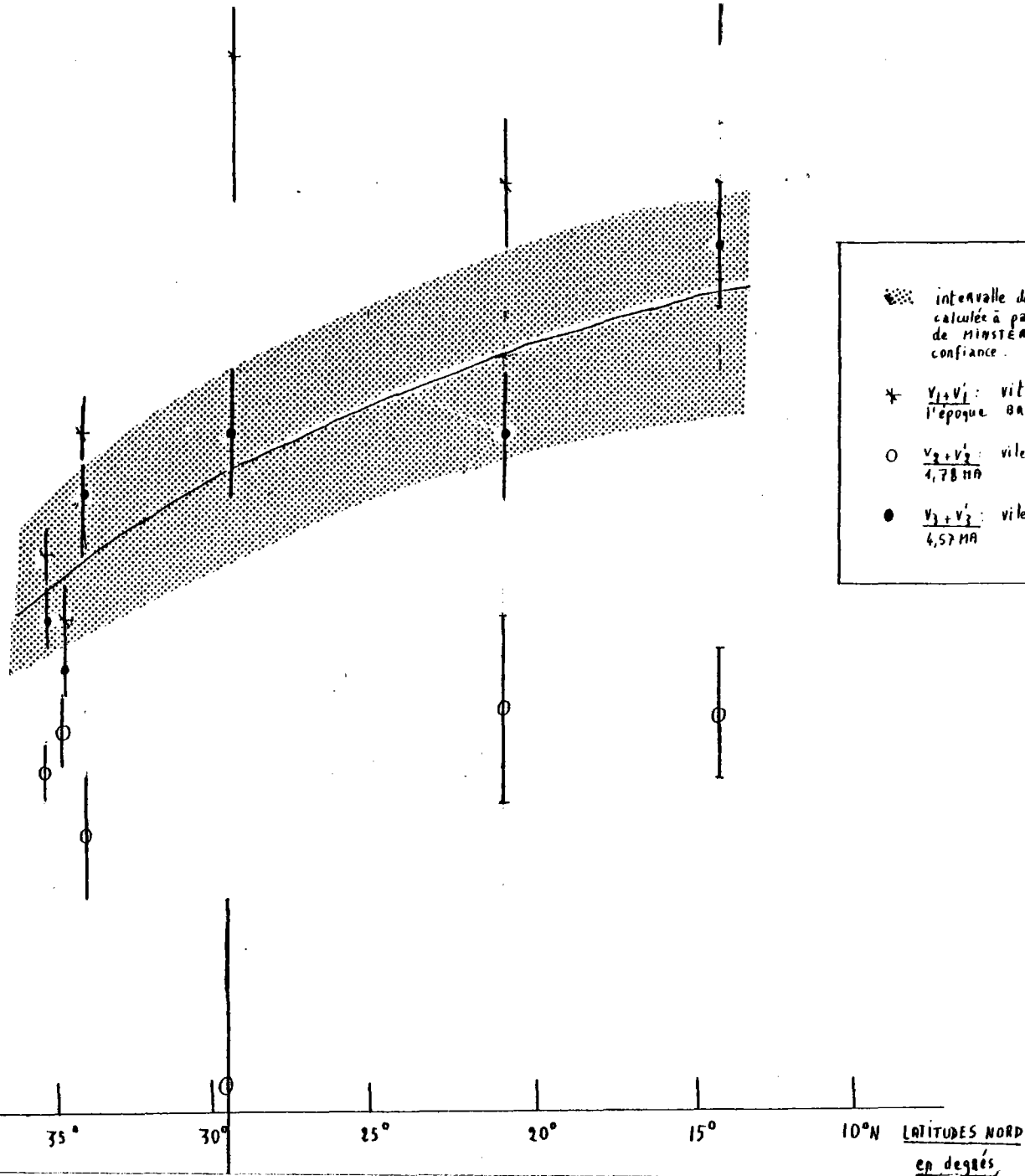
Figure 1.32 : Variations moyennes d'ouverture V_{m1} , V_{m2} , V_{m3} , en fonction de la latitude 35° 17' à 14° 10'

vitesse
d'ouverture
en cm/aj

3,0

2,5

1,0



- intervalle de variations de la vitesse d'ouverture calculée à partir du pôle AMÉRIQUE-AFRICAINE de MINSTÉA, 1978, et de son ellipse de confiance.
- * $V_1 + V'_1$: vitesse totale d'ouverture pendant l'époque BAUNNES (les derniers 0,69 MA)
- $V_2 + V'_2$: vitesse totale d'ouverture de 0,69 à 1,78 MA
- $V_3 + V'_3$: vitesse totale d'ouverture de 1,78 à 4,57 MA

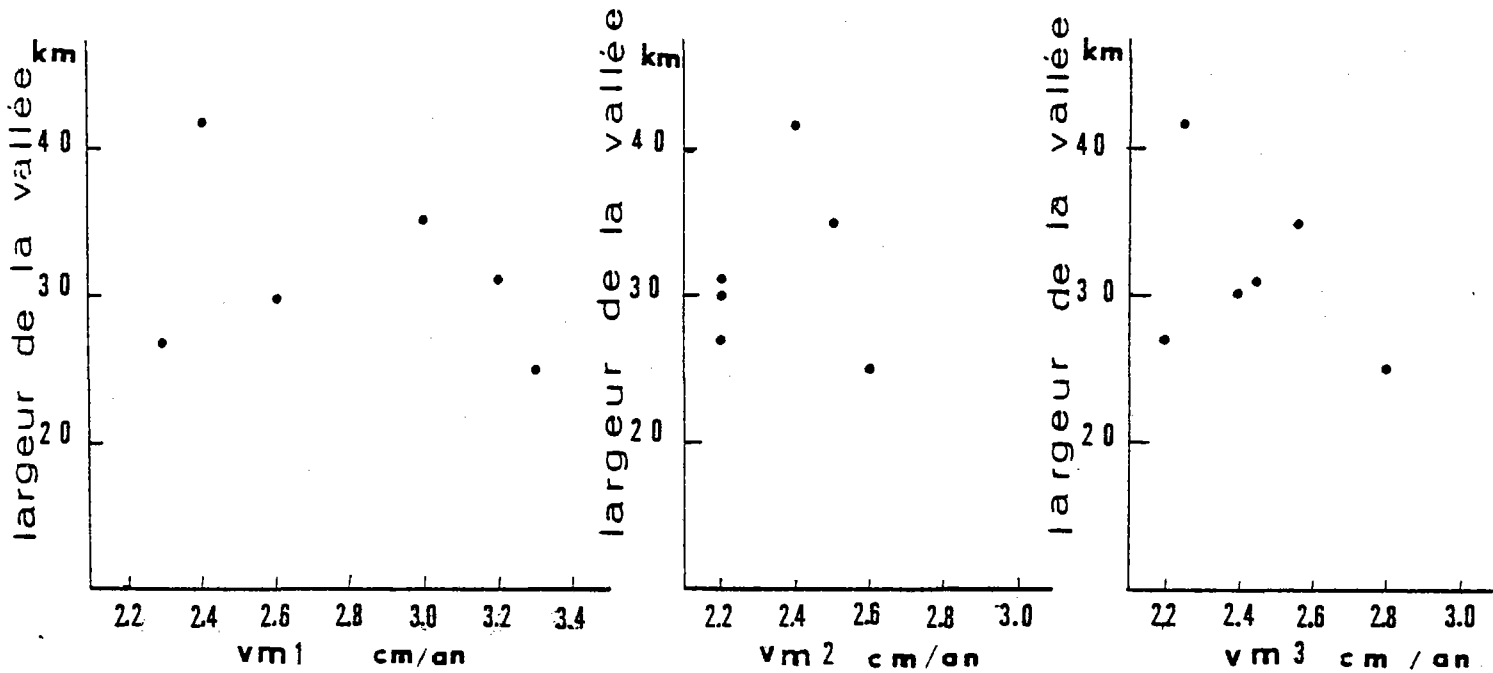
Figure 1.33 : Variations des vitesses moyennes d'ouverture $V_1 + V'_1$, $V_2 + V'_2$, $V_3 + V'_3$ en fonction de la latitude de 35°17 à 14°10

Les sauts de l'axe d'accrétion suggérés à partir des données magnétiques et topographiques sont tous localisés pendant l'intervalle de temps (0,69 - 1,78 MA) séparant l'anomalie 1 de l'anomalie 2 où ce net ralentissement est observé. J'ai tenté de dater ces sauts en supposant que la vitesse calculée antérieurement au saut (V_3 ou V'_3) restait constante jusqu'à celui-ci, auquel cas, l'âge des sauts varie entre 1,20 et 1,48 MA selon les profils. La largeur de la croûte formée après le saut et jusqu'au début de l'anomalie axiale est toujours faible et inférieure à la demi-vitesse $\frac{V_2 + V'_2}{2}$ calculée sur tout l'intervalle (de 0,69 à 1,78 MA). La vitesse d'ouverture calculée pour les âges inférieurs à 0,69 MA peut être extrapolée pour la croûte formée après le saut. Cela permet de déterminer l'âge à partir duquel la reprise de l'ouverture a pu s'effectuer à la vitesse actuelle. Un hiatus allant de 300 000 à 500 000 ans entre l'âge du saut et l'âge de la reprise est observé : ce hiatus pourrait correspondre au temps nécessaire à la restabilisation de l'ouverture dans une croûte plus froide et plus épaisse car ancienne. La vitesse d'ouverture aurait donc été continue de 4,57 MA jusque vers 1,4 - 1,20 MA, date à laquelle un saut de l'axe d'accrétion se serait produit. Après un certain temps, l'ouverture aurait repris avec la vitesse d'ouverture actuelle. La variation entre la vitesse avant l'anomalie 2 et celle après le début de l'anomalie axiale serait directement liée au saut de la zone d'accrétion.

Mais ceci ne constitue qu'une hypothèse qui devrait être plus amplement testée.

Les âges moyens des crêtes est et ouest sont similaires (1,40 MA à l'Est, 1,30 MA à l'Ouest) et en général juste antérieurs au saut (lorsque celui-ci s'observe).

(a)



(b)

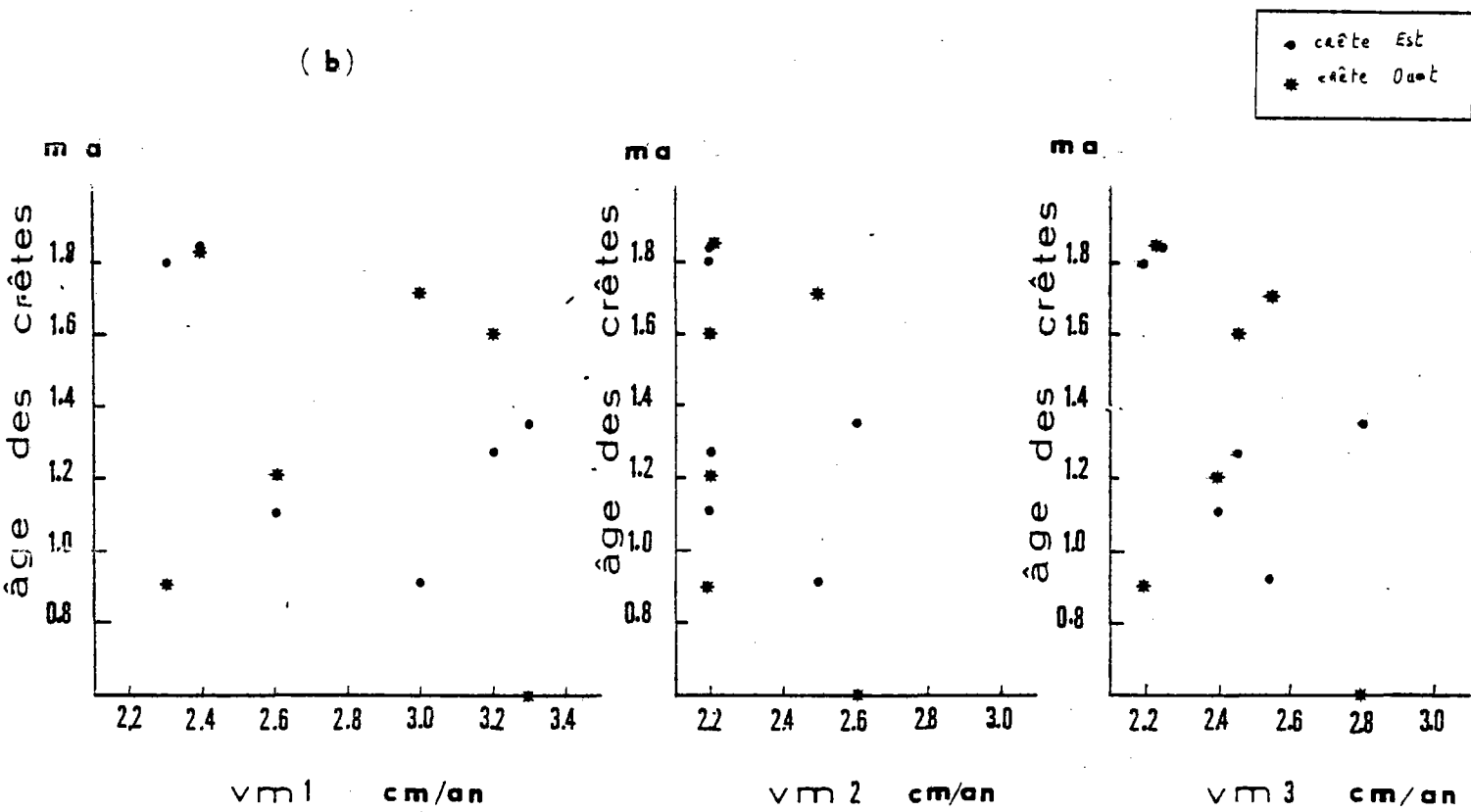


Figure 1.34 : Variations de la largeur de la vallée (a) de l'âge des crêtes (b) en fonction des vitesses moyennes d'ouverture V_{m1} , V_{m2} , V_{m3}

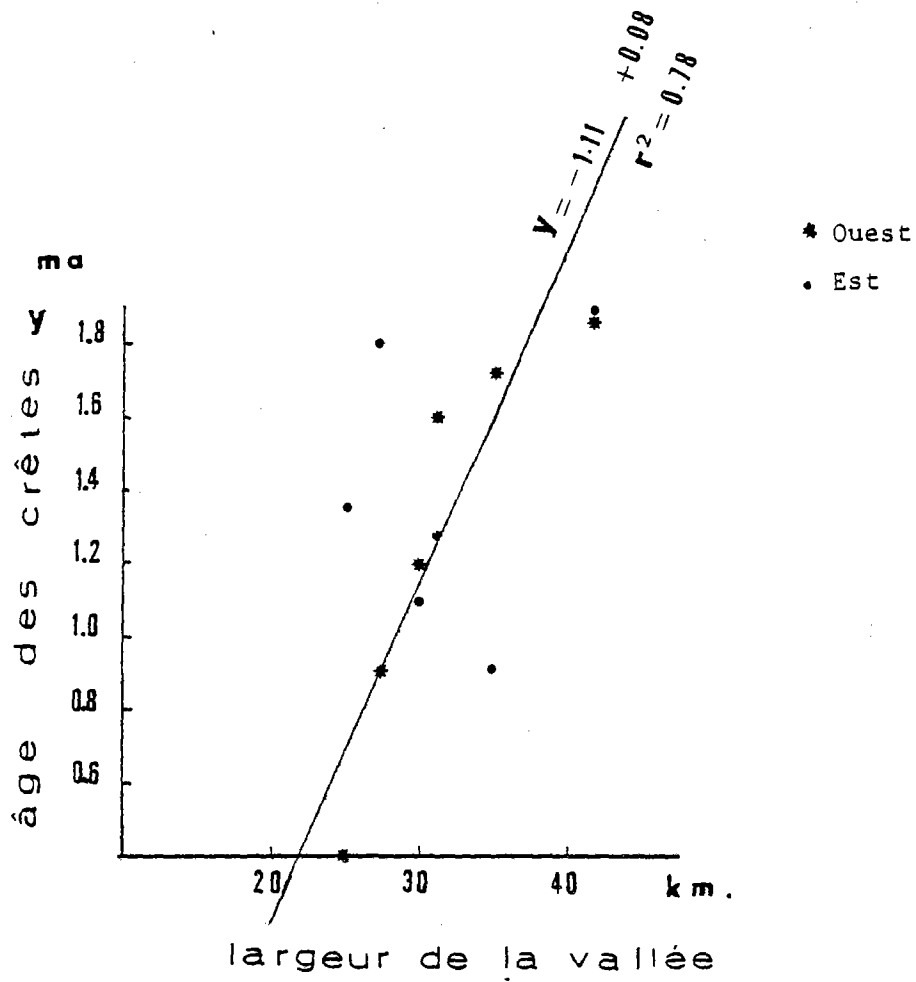


Figure 1.35 : Variations de l'âge des crêtes en fonction de la largeur de la vallée

L'étude de NEEDHAM et FRANCHETEAU (1974) suggérait une relation entre la largeur de la vallée et la vitesse d'ouverture calculée pendant l'anomalie axiale. Une augmentation de la vitesse d'ouverture semblant se traduire par un élargissement, d'où l'hypothèse d'une sorte de temps standard de résidence de la croûte dans la rift-vallée. Nous avons représenté la variation de la largeur de la vallée observée en fonction des différentes vitesses d'ouverture calculées (V_{m_1} , V_{m_2} , V_{m_3}) (fig. 1.34 a). La largeur de la vallée semble indépendante de ces vitesses ; l'âge des crêtes ne semble pas lié à aucune de ces vitesses (fig. 1.34 b).

Par contre, une relation est suggérée (fig. 1.35) entre la largeur de la vallée et l'âge des crêtes. Lorsque la vallée s'élargit, l'âge des crêtes augmente.

II. 2. Modèles théoriques sur l'origine de la rift-vallée

II. 2.1. Différentes méthodes d'approche

Plusieurs modèles tentent d'expliquer l'origine de la rift-vallée associée aux dorsales à vitesse d'expansion lente, un bombement continu étant associé aux dorsales rapides.

Dès 1969, SLEEP a suggéré une explication visco-dynamique : les pertes de charge par frottement visqueux d'un matériel s'élevant entre des murs verticaux, sous la région axiale, seraient à l'origine de la dépression.

Cette explication visco-dynamique a été plus ou moins incluse dans divers modèles postérieurs où d'autres aspects sont pris en compte. Ainsi, OSMATON (1971) et HARRISON (1974 et 1977) ont mis l'accent sur l'existence possible d'un failage inverse impliquant une diminution progressive des rejets verti-

caux des murs de la rift-vallée. L'étude des séismes sur les crêtes semble le moyen le plus prometteur pour infirmer ou confirmer ce mécanisme faisant appel à une tectonique compressive. Aucun résultat n'est actuellement concluant à ce sujet. Nous n'avons pas, de plus, observé le long de nos profils de diminution progressive des rejets verticaux des failles à regard interne. PIPER et GIBSON (1972), KOIDE et BHATTACHARJI (1975), et LLIBOUTRY (1976) se sont également inspirés du modèle visco-dynamique.

FRANCIS (1974) a proposé un modèle dans lequel la vallée axiale est une zone d'effondrement des calderas : le plancher interne est vu comme le sommet d'un couvercle flottant sur une chambre magmatique et découpé au moment de l'effondrement des murs adjacents de la rift-vallée. Selon l'ensemble des données morphologiques, les effondrements courbes de type calderas, s'ils peuvent exister localement, ne semblent pas être dominants. Les failles normales actives et linéaires sont observées à n'importe quelle échelle et sur une large zone (10-15 km). D'autre part, le bilan thermique négatif (perte de chaleur supérieure au gain) dans le cas des dorsales à vitesse d'expansion lente, rend peu probable l'existence de chambre magmatique large, continue et permanente. Les chambres magmatiques seraient dans ce cas transitoires et discontinues, de largeur inférieure à 2 km (SLEEP, 1975). Les enregistrements de sismique réfraction à l'axe ne mettent pas non plus en évidence la présence de grandes chambres magmatiques, dans le cas des dorsales à faible vitesse d'expansion. (LANGMUIR et al, 1977 ; NISBET et FOWLER, 1978 ; FLOWER et al, 1977).

Nous examinerons successivement les deux modèles les plus récents de LACHENBRUCH (1976) et de TAPPONIER et FRANCHETEAU (1978).

II. 2.2. Modèle viscodynamique

LACHENBRUCH (1970, 1973a, 1973b, 1976) a développé et traité quantitativement le modèle viscodynamique de SLEEP (1969). Le mouvement et le poids des plaques rigides engendrent l'ascension du fluide asthénosphérique, moins dense dans le conduit entre deux plaques divergentes. La lithosphère froide et rigide surmontant le conduit aurait une influence négligeable, le transport s'y faisant par des intrusions intermittentes de basalte à faible viscosité dans des fractures à existence temporaire. L'intervention possible de phénomènes de convections dans l'asthénosphère n'est pas prise en considération, l'influence du conduit devant de toute manière être, selon LACHENBRUCH, superposée au bombement lithosphérique lié aux convections.

La présence combinée de forces gravitationnelles et visqueuses exercées par le matériau montant sur les murs du conduit déformerait la lithosphère adjacente et créerait une déflexion verticale du plancher océanique. L'élévation axiale par rapport à un plancher non déformé, traduit la pression dans le conduit. Une augmentation de la pression dans le conduit, sans modification de sa géométrie, va créer, pour maintenir l'équilibre, une élévation du plancher océanique au-dessus du conduit. Cette augmentation peut aussi se traduire, selon ce modèle, pour une profondeur constante du plancher, par une augmentation de la largeur du conduit.

LACHENBRUCH a traité son modèle numérique dans le cas d'un fluide Newtonien montant dans un conduit en forme de coin de 50 km de hauteur surmonté par 5 km de croûte rigide (fig. 1.36).

Nous observons plusieurs traits structuraux en accord avec ce modèle théorique :

- Les planchers internes les plus larges sont les moins profonds (profils "Sud Oceanographer" et "Sud Désirade", voir Tableau II). La largeur du plancher interne pourrait correspondre à la largeur du conduit. La hauteur des murs (900 - 1 000 m) est pour ces deux profils plus faible que la moyenne.

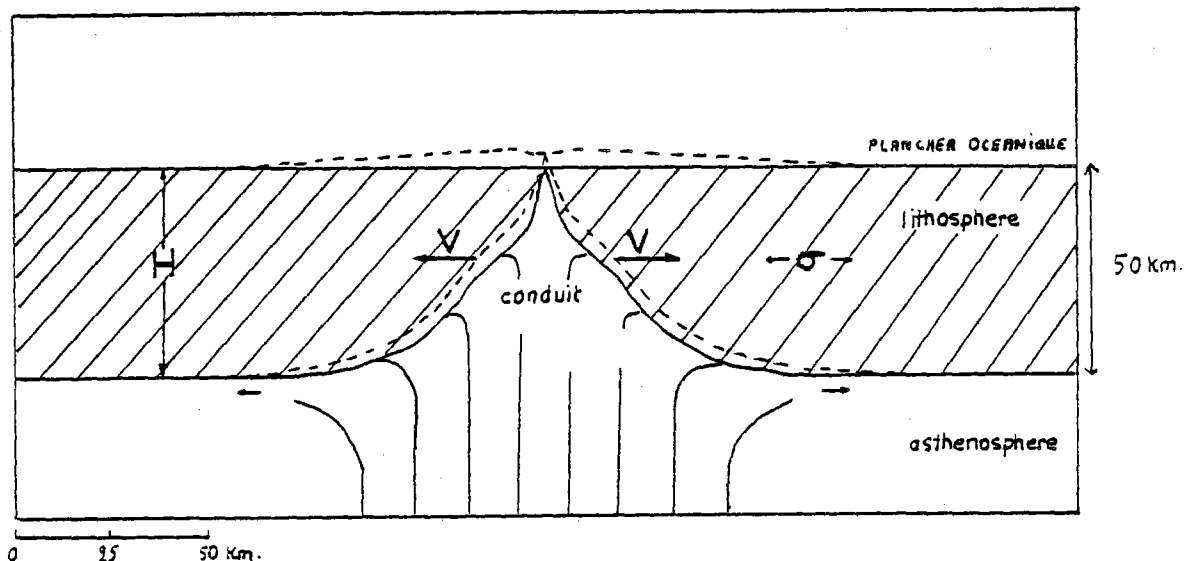


Figure 1.36 : MODELE DE LACHENBRUCH - 1976

- Du profil "Nord Oceanographer" au profil "Sud Oceanographer", distants de 40 km, la profondeur du plancher interne diminue de 300 m tandis que sa largeur augmente de 2 km. La hauteur des murs diminue, elle, de 500 m. La densité du failage peut, peut-être, suggérer dans le cas du profil "Nord Oceanographer" une viscosité plus importante du matériel.

Selon le modèle de LACHENBRUCH, une pression à l'intérieur du conduit, inférieure à la pression lithostatique des terrains constituant les murs du conduit, crée un phénomène de succion gênant le mécanisme d'ouverture. Par contre, une pression supérieure à l'intérieur du conduit favorise l'ouverture et peut même en créant une ouverture plus rapide engendrer sur les flancs des phénomènes compressifs (la composante horizontale de l'ouverture due à la traction des plaques étant alors inférieure à la composante horizontale due à l'action du matériel montant dans le conduit sur les bases de la lithosphère).

Le profil Sud Oceanographer au plancher interne large a une vitesse d'ouverture plus faible que la vitesse théorique (prédite à l'aide du pôle de MINSTER et JORDAN, 1978. Ce conduit étant large, la pression à l'intérieur est

faible et crée un phénomène de succion qui gêne l'ouverture. La vitesse relativement plus élevée dans le cas du profil Nord Oceanographer peut s'expliquer par le mécanisme inverse lié à un plancher étroit qui peut donc favoriser de fortes pressions à l'intérieur du conduit.

De nombreux traits morphologiques observés sont donc en accord avec ceux prédits par ce modèle. Cependant, si une amplitude de variation de 500 m de profondeur du plancher interne peut ainsi s'expliquer, l'amplitude supérieure à 2 000 m observée est plus difficilement interprétable, à moins de superposer au modèle des phénomènes d'origine convective.

D'autre part, ce modèle ignore la réaction de la croûte lithosphérique entraînant certaines complications morphologiques, telles les "marches d'escalier" et les blocs basculés. Par contre ceci est une partie essentielle du modèle mécanique de TAPPONNIER et FRANCHETEAU (1978).

II. 2.3. Modèle de "striction" mécanique

Selon le modèle de TAPPONNIER et FRANCHETEAU (1978), la présence et la structure de la rift-vallée résulteraient de la réponse de la croûte lithosphérique axiale solide et continue à la tectonique d'extension. L'influence de l'asthénosphère serait négligeable (à l'échelle d'une centaine de kilomètres) (fig 1.37).

La lithosphère subit un étranglement (ou striction) dans la région axiale, mais se comporte en une unité continue. Les failles ne coupent pas l'entière lithosphère et affectent seulement la partie fragile, un écoulement plastique s'effectuant en profondeur. Ceci n'a pas pu être vérifié en domaine océanique où les méthodes d'investigation ne permettent qu'une vue superficielle de ce qu'il peut y avoir en profondeur. Par contre, dans certains massifs ophiolitiques, la tectonique de foliation parallèle à la zonation chimique (et ne pouvant donc pas avoir son origine lors du charriage des nappes)

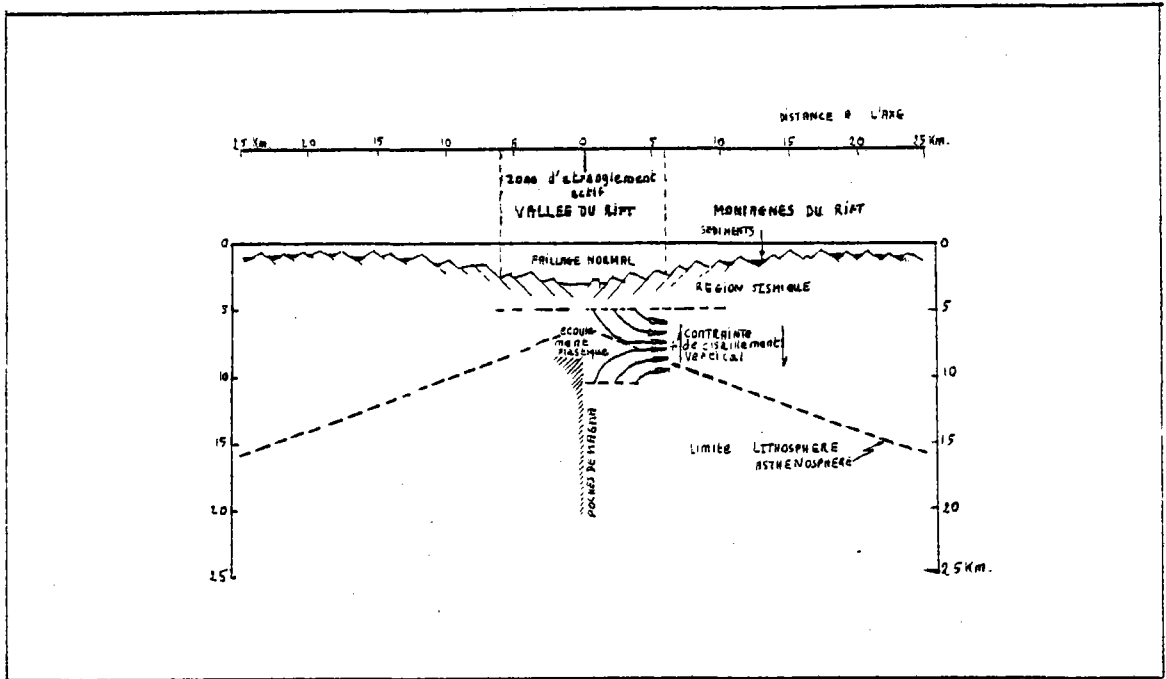


Figure 1.37 : Modèle de TAPPONNIER et FRANCHETEAU - 1978

trouvée dans les gabbros et les péridotites, serait l'évidence de cet écoulement plastique stationnaire (JUTEAU et al, 1978). La conséquence de l'étranglement est une redistribution des masses et la création de petits grabens dans la partie axiale de la "rift-vallée". Le déficit de masse dans la région affaissée crée sur le sommet de l'asthénosphère et sous ce graben une poussée vers le haut. L'équilibre isostatique est restauré régionalement et le bombement a une longueur d'onde supérieure à celle du graben (Fig. 1.37).

Les contraintes de cisaillement ont été calculées à partir de la distribution de charges et l'épaisseur de la lithosphère, dans le cas d'une croûte élastique de 4 km d'épaisseur, de coefficient d'élasticité $E = 6,9 \times 10^{11}$ dyne/cm⁻², de coefficient de Poisson $\gamma = 0,26$, de profondeur résiduelle de la vallée axiale de 1,25 km pour une largeur de 30 km. La contrainte de

cisaillement, négligeable jusque 2,2 km du plancher interne, augmente jusqu'à un maximum à une distance de 7-10 km, pour atteindre une valeur de 600-700 bars. Cette valeur reste constante sur 12-15 km puis diminue du fait de l'épaississement de la lithosphère.

A 7-8 km de l'axe, les contraintes isostatiques sont comparables à la force moyenne de la lithosphère. Aussi une contrainte de cisaillement vertical pourra en résulter et basculer progressivement les blocs vers l'extérieur, permettant un réajustement de toute la vallée axiale.

Les résultats de la présente étude ne permettent que certaines remarques concernant les conséquences morphologiques du modèle. Suivant les profils étudiés (voir chapitre II.1), les unités de la région axiale ne sont effectivement pas basculés, le basculement apparaissant assez brutalement à une distance du plancher interne : $d = 20,9 \pm 10,2$ km. Souvent le basculement n'apparaît même qu'à l'extérieur des crêtes, définissant la rift-vallée (voir fig. 1.3 et fig. 1.14).

Cette étude n'a pas confirmé l'augmentation de l'angle de basculement en fonction de la distance au plancher interne (voir fig. 1.31). Cet angle varie de façon aléatoire ($X = 5,71 \pm 1,55$ degrés), mais la gamme de variation est proche de la limite d'investigation de la méthode. Il est, d'autre part, parfois délicat d'évaluer la largeur exacte des blocs basculés qui peuvent, peut-être, être subdivisés en plusieurs unités ayant pu jouer différemment.

La différence entre les largeurs estimées de ces blocs basculés et des marches d'escalier constituant les blocs axiaux, a été précédemment remarquée.

Certaines pentes à regard vers l'extérieur de la vallée et à pendage de 50 à 60° pourraient attester la présence de failles à regard externe. Néanmoins, les blocs basculés vers l'extérieur de la vallée semblent être prépondérants dans la dégradation du relief, comme le suggère le modèle théorique de TAPPONNIER et FRANCHETEAU (1978).

Le grand intérêt de ce modèle est d'avoir des conséquences sur la morphologie qui peuvent être vérifiables à l'aide de données précises et de qualité. Les mécanismes semblent cependant moins homogènes dans la réalité. Ces complexités peuvent être dues à des hétérogénéités locales qui ne peuvent pas être prises en considération dans ce modèle général. Il serait peut-être intéressant dans des modèles ultérieurs de tenir compte des irrégularités du relief, qui sont des faits d'observation.

II. 2.4. Remarques

Les modèles de LACHENBRUCH (1976) et TAPPONNIER et FRANCHETEAU (1978) expliquent chacun certains traits de surface observés. Souvent ces deux modèles sont opposés ; en fait, leurs effets pourraient se superposer.

La montée d'un matériel visqueux dans un conduit sous la lithosphère axiale peut expliquer certaines variations locales de largeur et de profondeur du plancher interne, de hauteur des murs. La réaction mécanique de la lithosphère axiale à la tectonique d'extension permet d'expliquer le basculement des blocs vers l'extérieur de la vallée.

La gravimétrie ne permet pas de trancher entre l'un ou l'autre de ces modèles, ceci ne présentant pas la vallée axiale en équilibre isostatique : dans le premier modèle, la vallée axiale serait en équilibre visco-dynamique, dans le second cas la compensation du déséquilibre isostatique dû à l'étranglement axial n'intervient qu'à partir d'une certaine distance du plancher interne.

Un dernier point nous semble utile à signaler : ni l'un ni l'autre des deux modèles ne peut expliquer la variation observée de 2 500 m de profondeur du plancher interne le long de la dorsale. Cette variation ferait appel à des phénomènes d'origine profonde (voir deuxième chapitre).

Les observations faites ci-dessus se réfèrent aux profils des latitudes 35 à 14° Nord qui présentent une certaine homogénéité. Une telle homogénéité n'est plus évidente dans le cas des profils entre 14 et 11° Nord qui vont être décrits plus brièvement.

profil à la latitude de 13°25

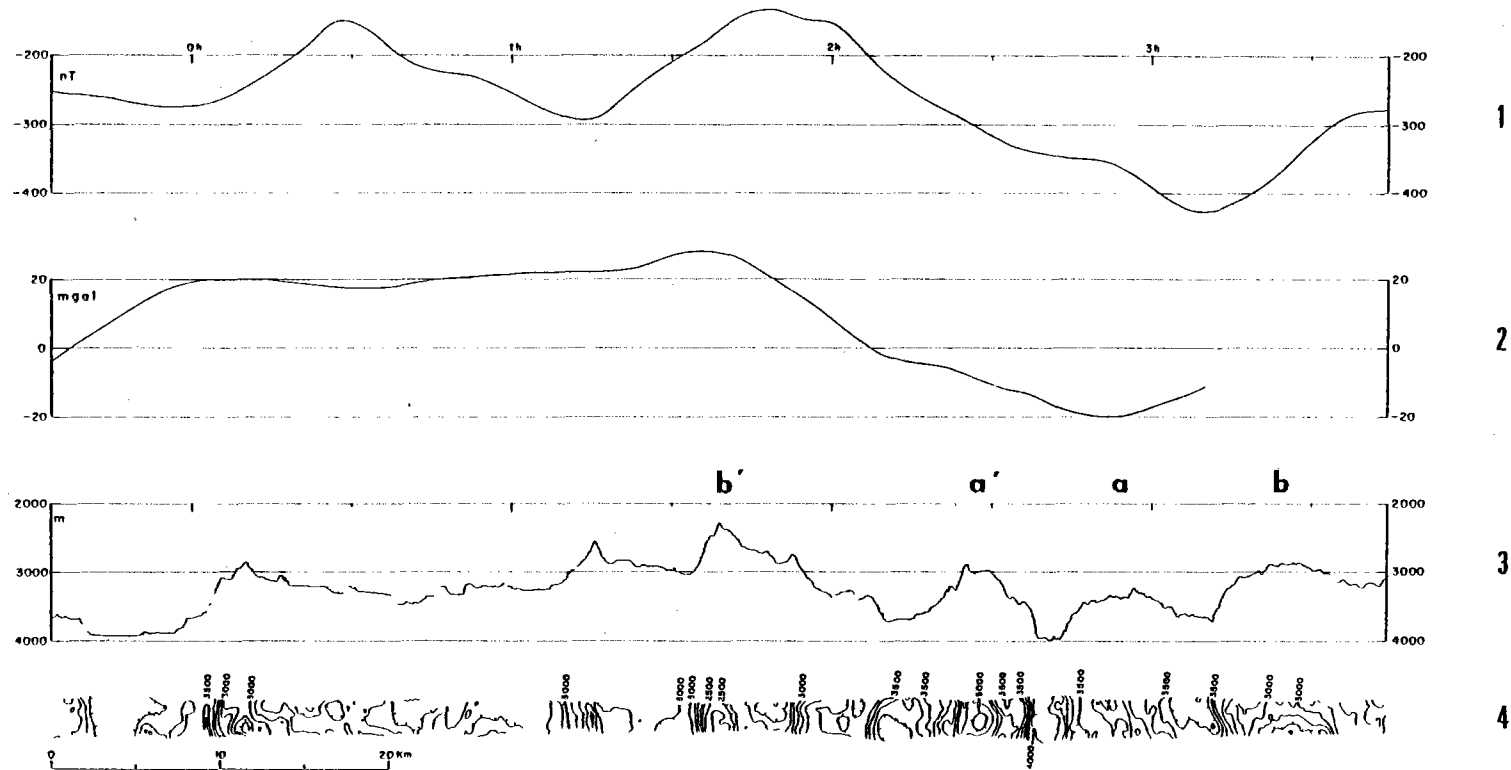


FIGURE 1.38 : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE DE 13°25

III. LES PROFILS BATHYMETRIQUES DE 14 A 11° DE LATITUDE NORD

En plus des profils précédemment décrits, six profils transverses aux provinces axiales de la dorsale Médioatlantique ont été obtenus aux latitudes suivantes : 13°25, 12°54, 12°30, 12°15, 11°30, 11°28.

Peu de données précises sont disponibles dans ces zones, si ce ne sont les données bathymétriques publiées très récemment (COLLETTE et al., 1979) mais aucun relevé magnétique de qualité n'a été publié dans cette zone.

Les profils obtenus sont traités à part du fait de certaines caractéristiques ne semblant pas toujours imputables ni à la tectonique d'extension simple (rifting) ni au cisaillement (failles transformantes).

Certains détails laissent ouverte la possibilité de rattacher ces profils à un "Style Atlantique équatorial ou Atlantique sud" plutôt qu'au "Style Atlantique nord" précédemment décrit.

Les profils seront décrits dans le sens des latitudes décroissantes en englobant les données magnétiques et bathymétriques.

III. 1. DESCRIPTION DES PROFILS

- Le profil à la latitude de 13°25 ne présente pas de morphologies semblables à celles décrites au chapitre 3.1. (fig. 1.38). La zone de profondeur maximale de 4 000 m est entourée de massifs aux formes "lourdes", arrondies (fig. 1.40), d'importante largeur (7 à 10 km) et de relief supérieur à 750 m (massifs a, b, a'). Certains compartiments tel b' semblent basculés vers l'intérieur de la rift-vallée (fig. 1.39). A ce compartiment succède vers l'Ouest un ensemble de surfaces quasi-horizontales faisant penser à des terraces sédimentées.

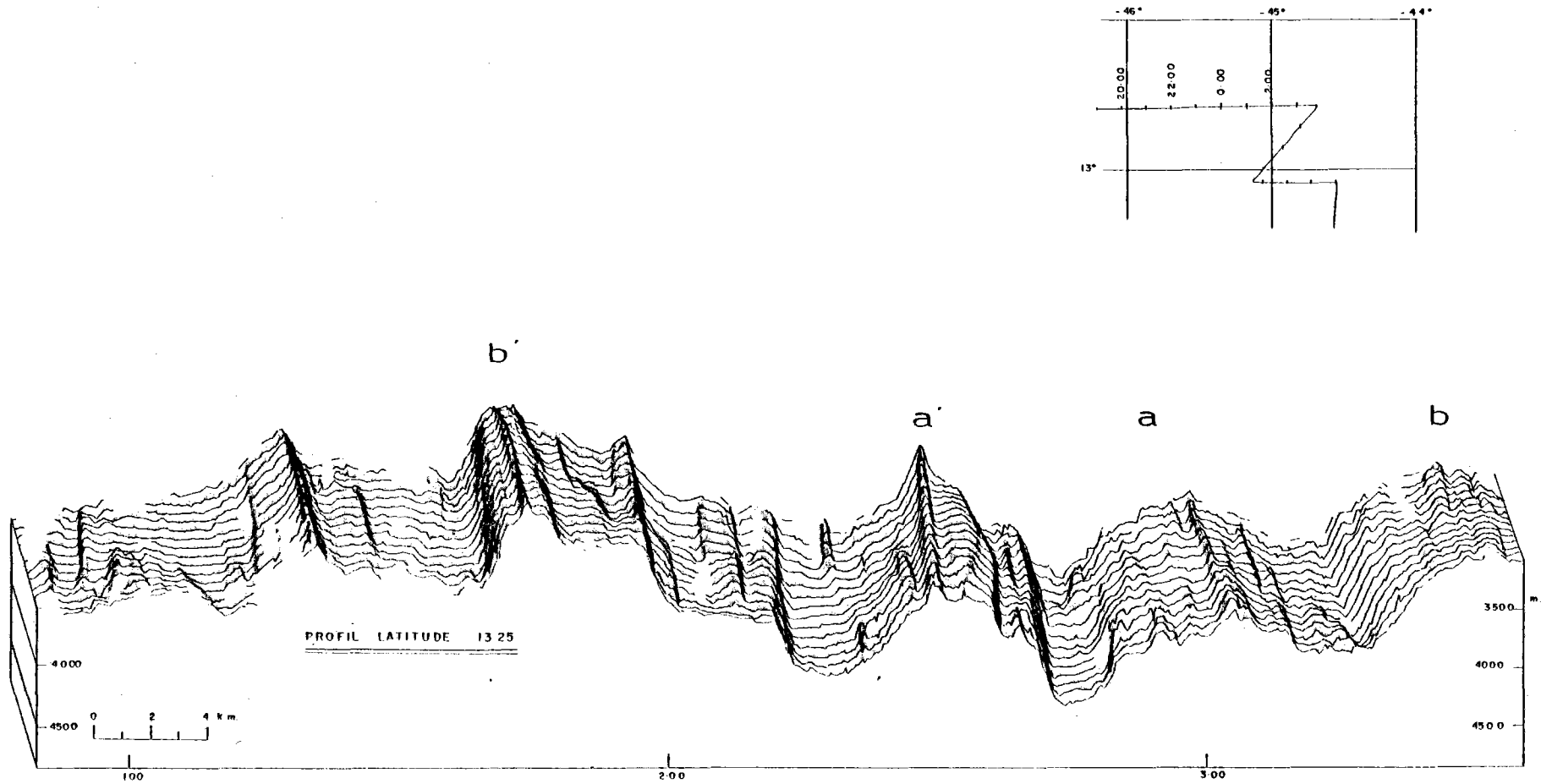


FIGURE 1.39 : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LA LATITUDE 13°25
(exagération verticale 4)

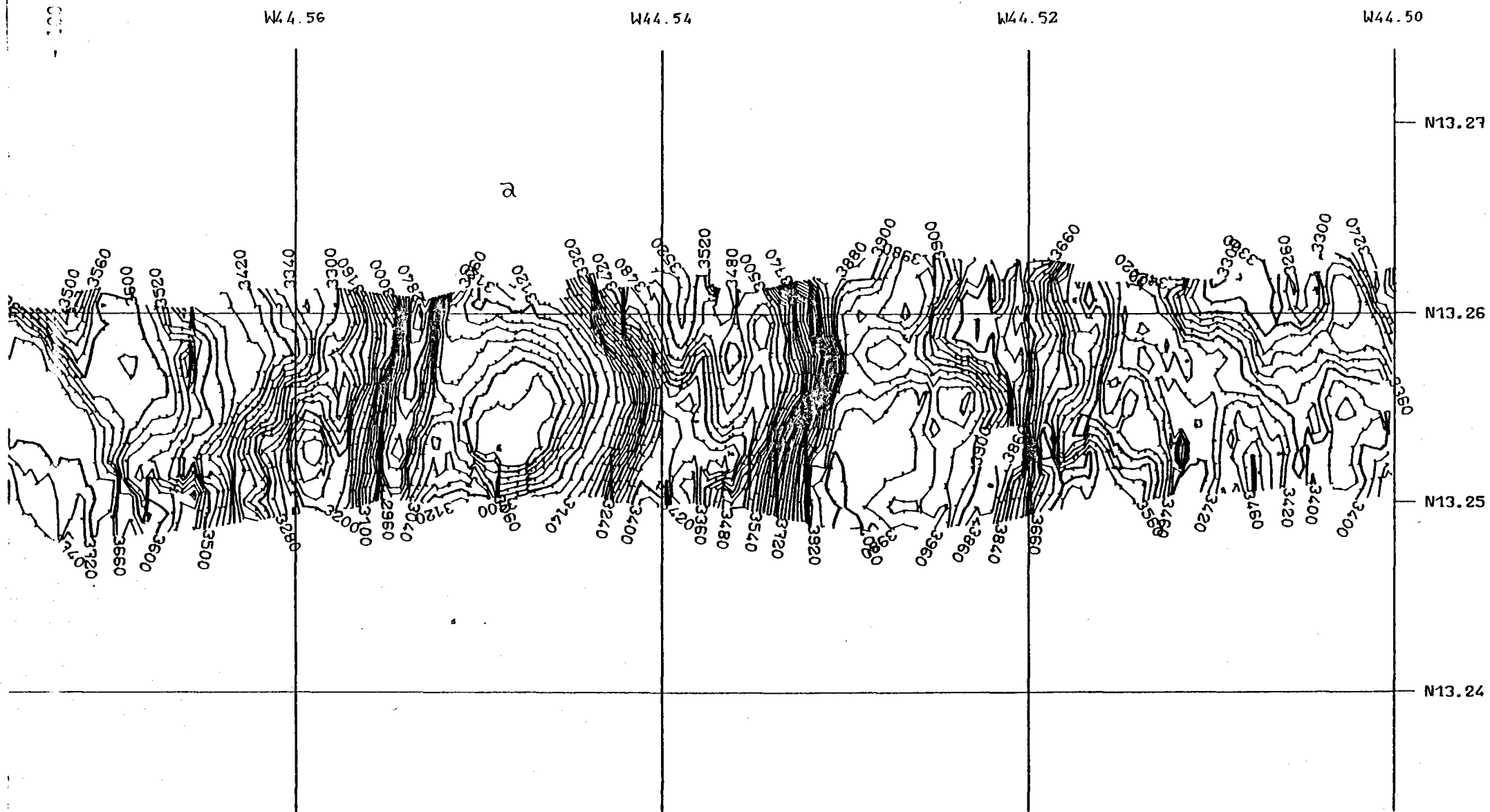


Figure 1.40 : Détail de bande Sea Beam au 1/50000e : le massif (a) limité à l'Est par la zone de profondeur maximale.

profil à la latitude 12°54

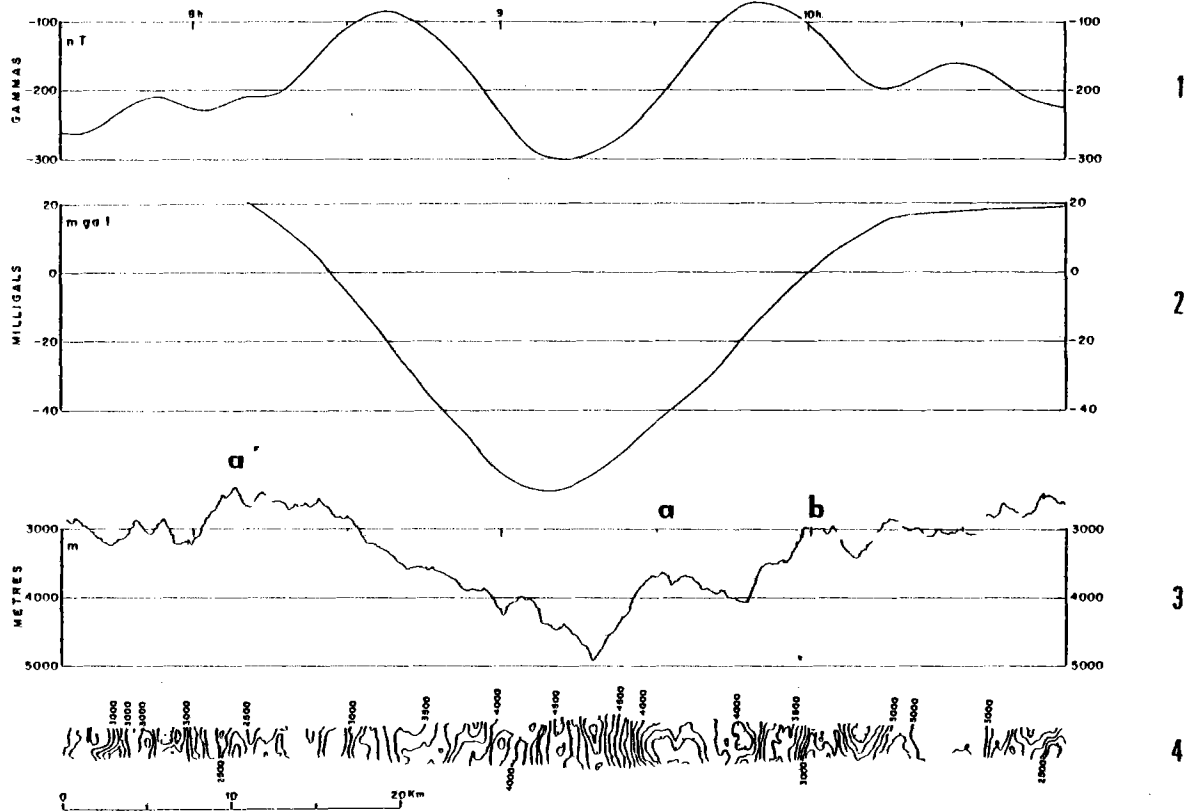


FIGURE 1.41 : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE 12°54

Presque toutes les failles déduites de la morphologie portent vers l'extérieur de la vallée présumée et vers l'Ouest. Cette polarité nous amènerait suivant les critères définis au paragraphe I, à localiser la zone d'accrétion à l'Ouest ; mais ceci n'est pas en accord avec les données des profils obtenus plus au Nord ou plus au Sud, ni avec la localisation de la rift-vallée par d'autres auteurs (COLLETTE et al., 1979). Ces données font coïncider la localisation de la rift-vallée avec la zone de profondeur maximale de 4 000 m.

L'enregistrement magnétique obtenu ne nous permet pas de vérifier cette localisation. En effet, nulle anomalie centrale typique n'est observée et au niveau de la vallée profonde l'anomalie magnétique présente une décroissance quasi-continue (cf. fig.1.38.) de 2 h 00 à 3 h 00.

Il est certain que la possibilité d'interprétation des anomalies magnétiques est limitée du fait de la faible latitude du profil et de la direction Nord-Sud du rift.

L'étude de COLLETTE et al. (1979) suggère une "torsion" de la zone d'accrétion à 13°45 de direction N120, créant un offset de 16 km et une zone aux morphologies irrégulières s'étendant de 13°20 à 13°50. Selon ces auteurs, la zone de "torsion" pourrait être rapprochée à la zone de fracture KURCHATOV à 40°40 qui serait une zone d'expansion oblique et de cisaillement (SEARLE and LAUGHTON, 1977). Il est regrettable que COLLETTE et al. (1979) n'aient pas publié les données magnétiques.

■ Le profil à la latitude moyenne de 12°54 présente de gros massifs arrondis semblables à ceux du profil précédent (fig.1.41). La vallée de profondeur maximale 5 000 m est étroite et encaissée (fig.1.41) et bordée à l'Ouest par un massif (a') de largeur supérieure à 20 km et de profondeur minimale 2 300 m. Ce massif est incliné vers le plancher interne ; ceci pourrait suggérer un basculement de l'unité vers la partie la plus profonde.

L'anomalie magnétique à ce niveau montre un minimum séparant deux anomalies positives d'amplitude 200 n.t. (fig.1.41.).

profil à la latitude 12°30

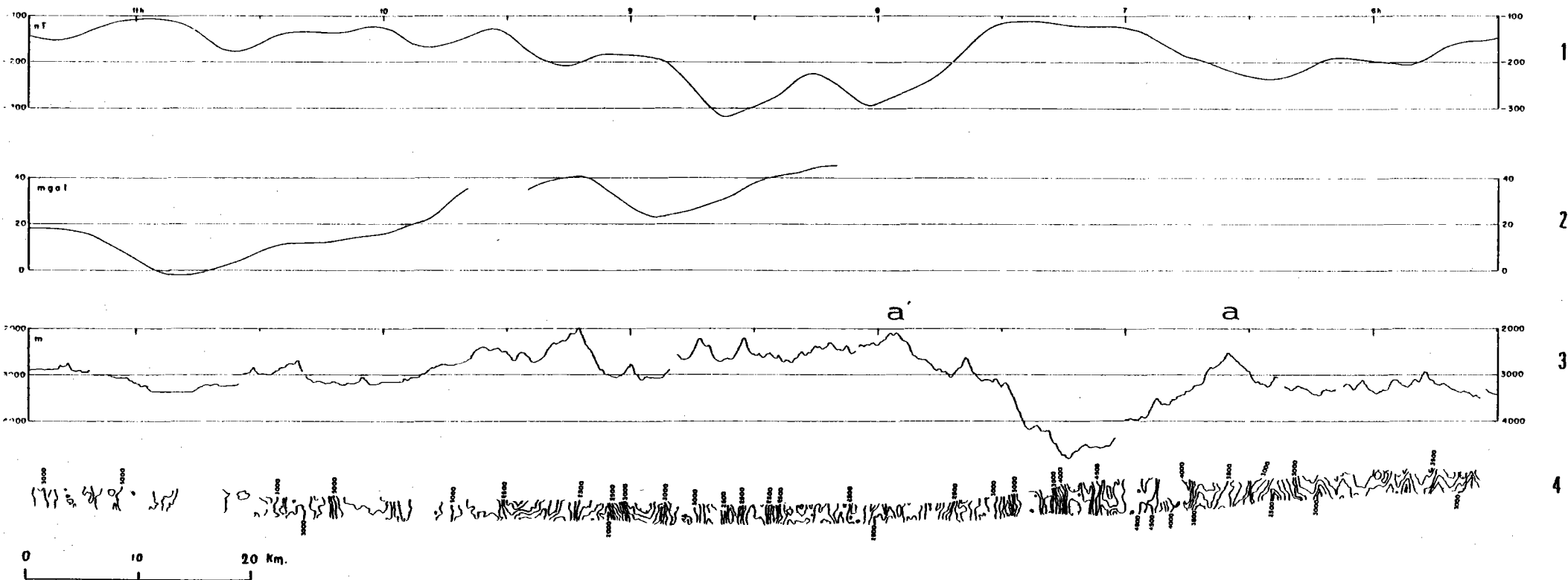


FIGURE 1.42 : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUE (3 et 4) A LA LATITUDE 12°30

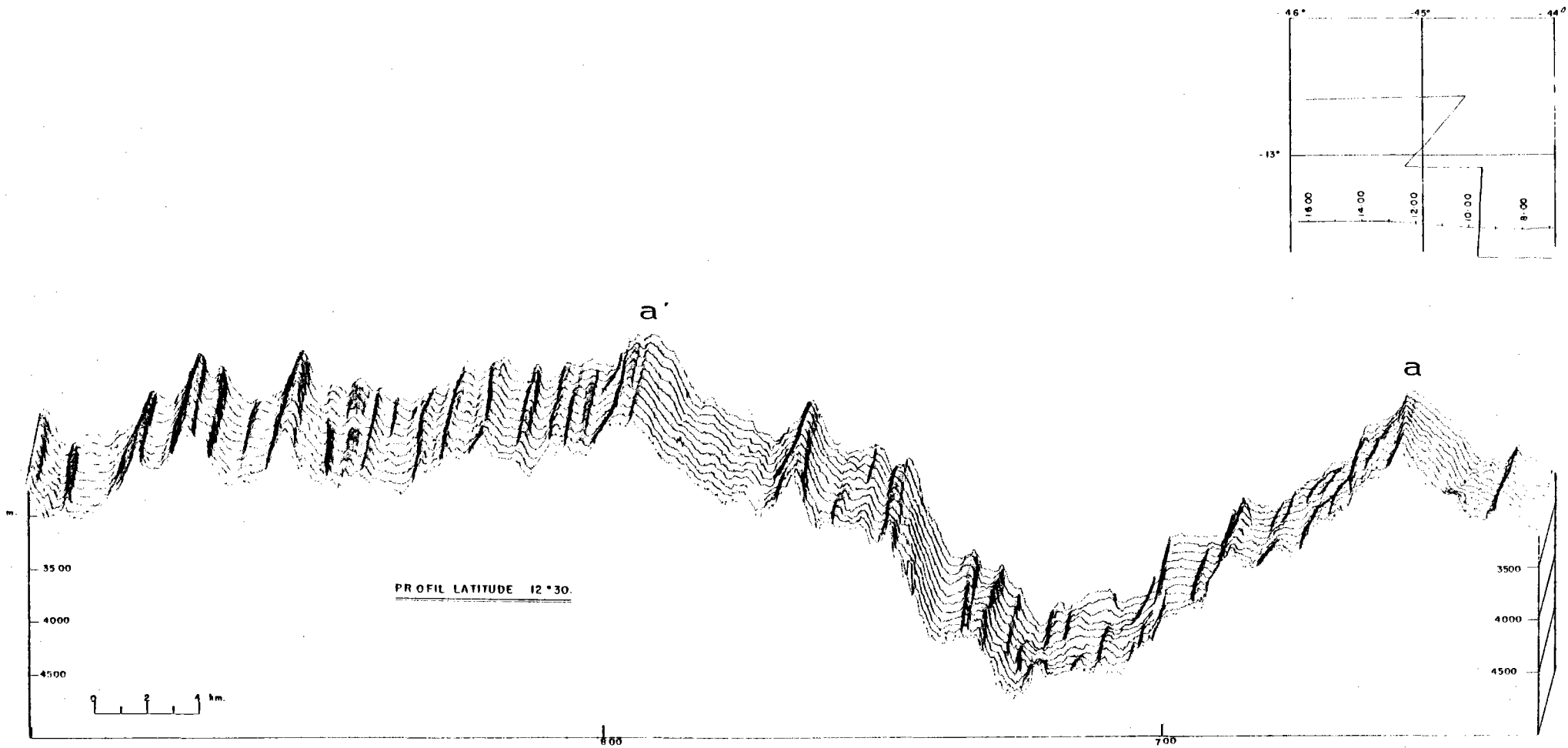


FIGURE 1.43 : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LA LATITUDE 12°30'.
(exagération verticale 4)

La couverture cartographique restreinte à 4 km (largeur de la bande "Sea Beam") permet difficilement d'examiner de façon plus approfondie la possibilité d'effondrement de bloc, liée peut-être à la présence d'une zone de fracture proche. Les routes obliques réunissant les profils étudiés n'ont mis en évidence de zones transverses qu'aux latitudes $12^{\circ}40$ et $12^{\circ}10$.

- Le profil à la latitude de $12^{\circ}30$ a une morphologie plus typique de "rift-valley". Il est encadré par 2 zones de fractures perpendiculaires aux directions dorsales à $12^{\circ}40$ et $12^{\circ}10$. La vallée a une profondeur maximale de 4 800 m. La largeur du plancher interne est de 1 km. Les crêtes de profondeur 2 100 m à l'Ouest et 2 500 m à l'Est surplombent le plancher de 2 700 et 2 300 m (fig. 1.42). Les flancs internes présentent une série de marches (cf. fig. 1.43). La dégradation du relief serait liée à des failles à regards externes, aucun bloc basculé vers l'extérieur de la vallée n'est observé; sauf pour cette dernière observation, les morphologies sont semblables à celles décrites au paragraphe I.

L'anomalie magnétique n'est pas aussi bien définie qu'au Nord de 14° , mais est mieux définie qu'à $13^{\circ}15$ et $12^{\circ}54$. Cela démontre bien que l'influence de la latitude n'était pas seule à l'origine des complexités magnétiques précédemment observées.

L'anomalie positive axiale rend possible une tentative de détermination de la vitesse d'ouverture (demi-vitesse de 1,75 cm/an). Cette détermination est cependant délicate et ferait localiser le milieu du bloc correspondant à l'époque BRUNHES sur le mur Ouest.

Le contexte tectonique entourant ce profil semble clair. Deux zones de fractures orthogonales à la dorsale, à une distance de 10-20 milles du profil, sont présentes.

Ceci peut expliquer la relativement bonne définition de la vallée axiale et souligne l'importance du contexte régional pour interpréter des profils plus complexes.

profil à latitude 12°15

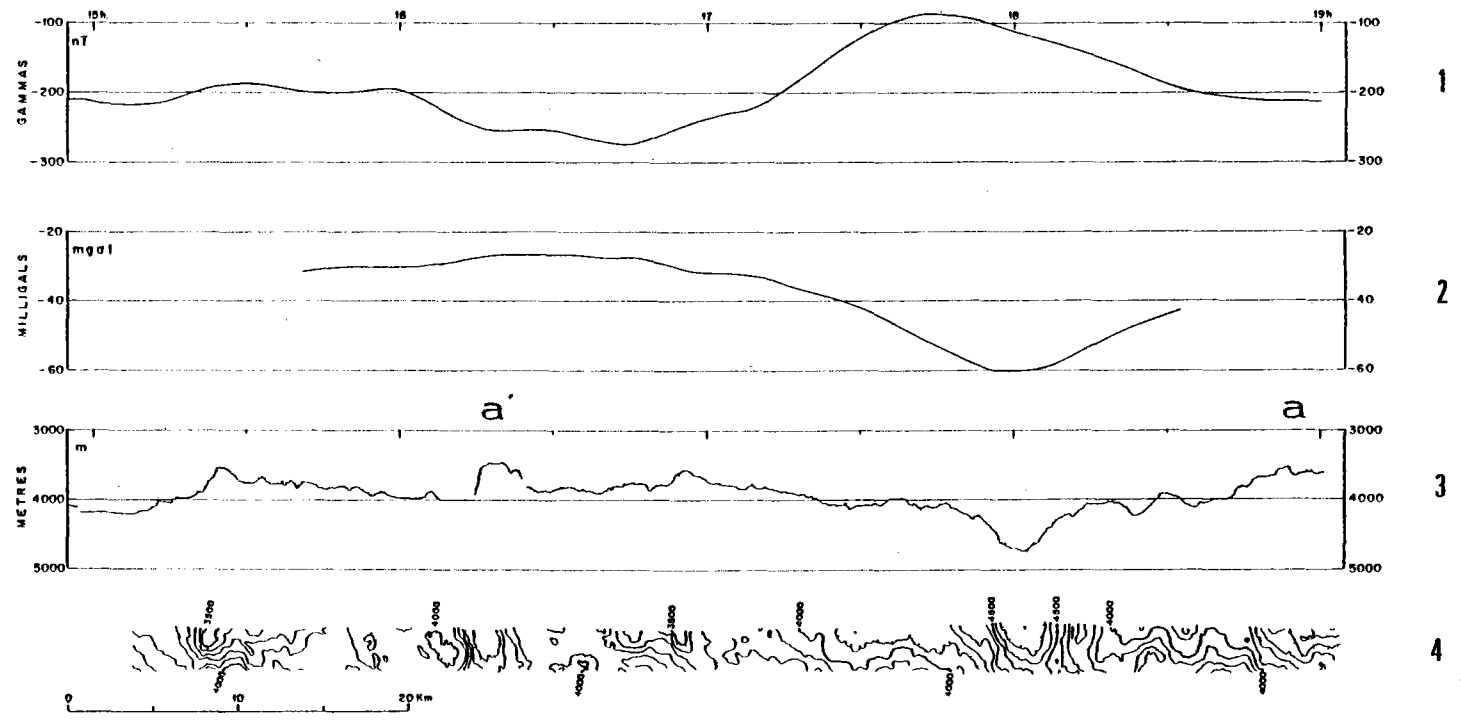


FIGURE 1.44 : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE 12°15.

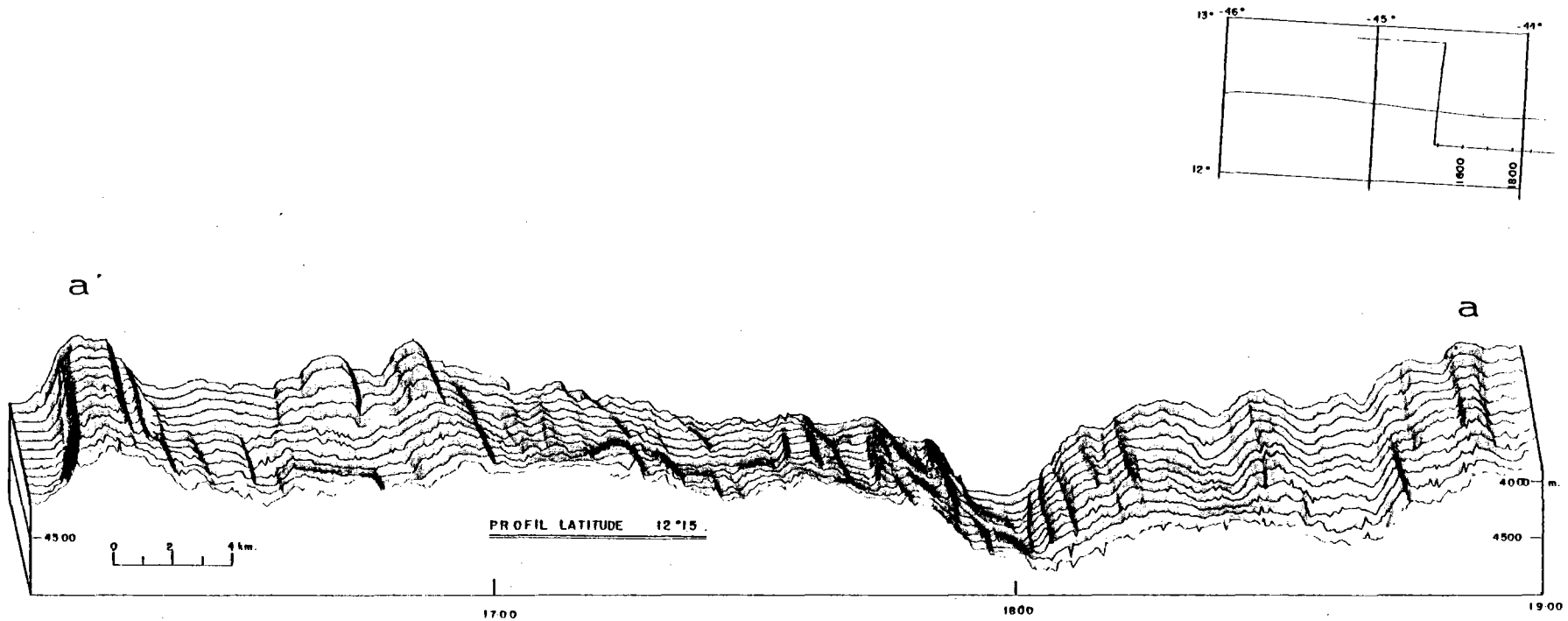


FIGURE 1.45 : PROFILS BATHYMETRIQUES SERIES A LA LATITUDE 12°15.
(exagération verticale 4)

profil à la latitude 11°30

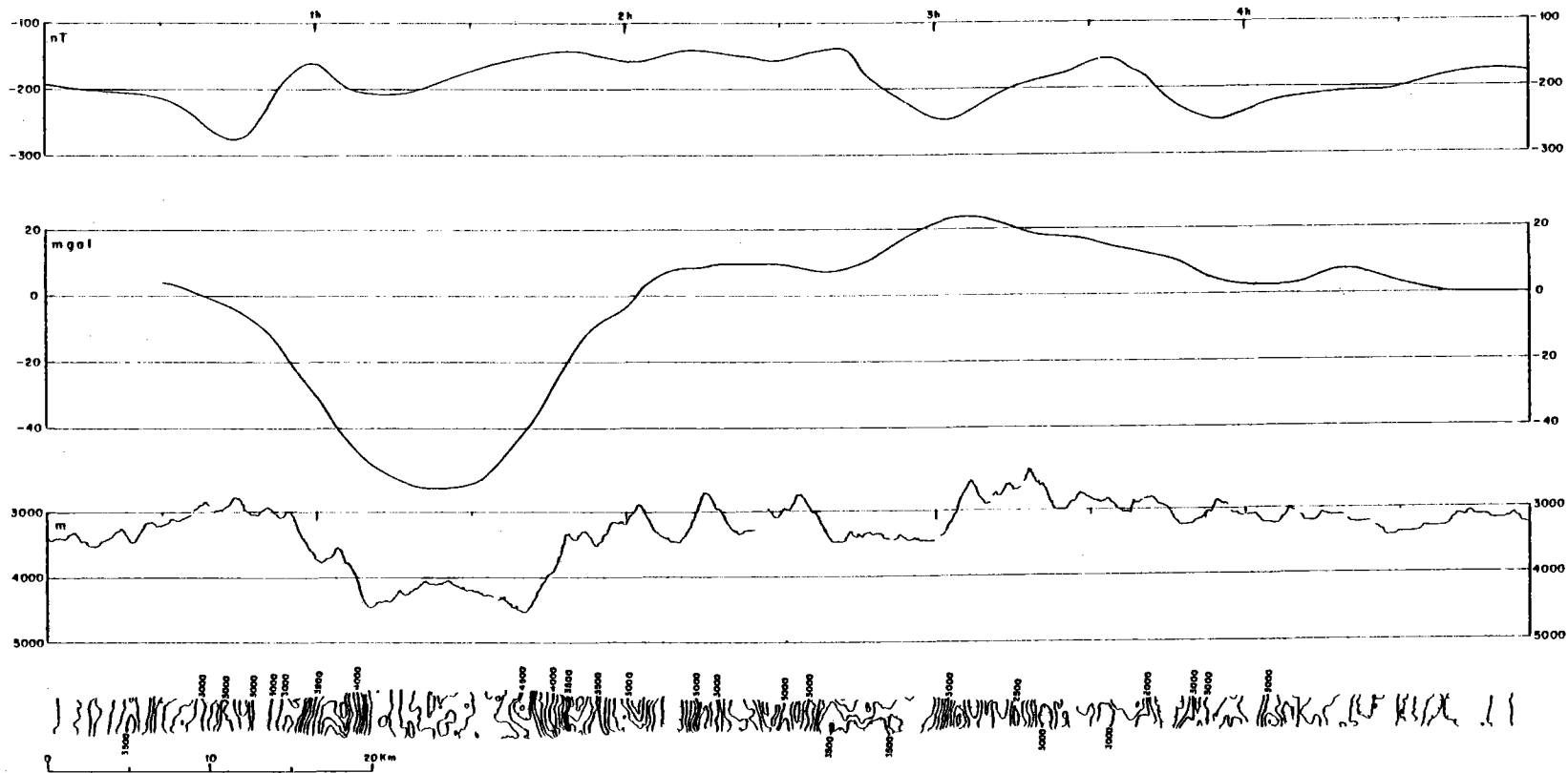


FIGURE 1.46 : ENREGISTREMENTS MAGNETIQUE (1) GRAVIMETRIQUE (2) et BATHYMETRIQUES (3 et 4) A LA LATITUDE 11°30.

- Le profil à la latitude de $12^{\circ}15$ a une vallée de profondeur maximale égale à 4 750 m. La profondeur minimale est de 1 500 m à l'Ouest. Nous n'observons pas de morphologie de type vallée axiale classique (fig. 1.44). Au niveau du flanc Est, les directions transverses à la vallée prédominent (fig. 1.45). Ces directions pourraient être liées à la zone de fracture à $12^{\circ}10$.

L'enregistrement magnétique présente une anomalie positive à l'axe. Cette anomalie ne permet cependant pas de déterminer une vitesse d'ouverture.

- Les deux profils aux latitudes de $11^{\circ}30 - 11^{\circ}28$ présentent une vallée profonde (4 500 - 4 600 m) et une large zone (12 Km) où le relief par rapport au plancher est inférieur à 300 m. En fait, deux vallées de profondeur maximale et de largeur similaire (1 à 2 km) (cf. fig. 1.46) sont observées. Une telle configuration, rencontrée d'ailleurs dans d'autres zones, indique-t-elle le dédoublement de la zone d'accrétion ?

Les crêtes culminent à 2 900 m à l'Ouest et 2 500 m à l'Est. A ces crêtes succèdent des surfaces quasi-horizontales aux nombreuses structures linéaires limitées par des failles à regard interne et externe. Ces "monts" de largeur pouvant atteindre 3-4 km ont un relief de 800 m. La présence de vallées à fond plat (possibilité de sédimentation) est remarquée.

L'anomalie magnétique observée rend délicate la détermination des vitesses d'ouverture. Cependant une demi-vitesse d'ouverture de 1,8 cm/an pendant l'époque BRUNHES est suggérée.

III. 2. Résumé

- Des six profils étudiés, le profil à la latitude de $12^{\circ}30$, situé dans un contexte tectonique clair, est celui dont les caractéristiques se rapprochent le plus de celles décrites au paragraphe I. Les deux profils aux latitudes $13^{\circ}25$ et $12^{\circ}54$ présentent de nombreuses particularités tant morphologiques que magnétiques. La couverture cartographique serait à compléter pour

mieux définir l'environnement tectonique et magnétique. Certains auteurs suggèrent dans une zone voisine ($13^{\circ}45$) un passage plus ou moins continu entre un système de dorsale et de zone transverse (COLLETTE et al., 1979).

La morphologie du profil à $12^{\circ}15$ peut, peut-être, s'expliquer par la présence immédiate de la zone de fracture à $12^{\circ}10$. Les profils aux latitudes $11^{\circ}30$ et $11^{\circ}28$ présentent une vallée large et profonde. Ceci est peut-être lié à la présence de la faille transformante Vema qui décale le rift de plus de 300 km. Cette transformante s'assimile aux fractures équatoriales majeures.

Les profils ont une vallée axiale de profondeur supérieure à 4 000 m. Ils sont, de plus, localisés à des latitudes rendant délicate l'interprétation des enregistrements magnétiques. La sédimentation semble importante au niveau de ces provinces axiales. Les morphologies sont souvent massives. Aucun bloc basculé vers l'extérieur de la vallée axiale est discernable.

Ces complexités peuvent peut-être, être rattachées à ce que l'on observe dans certaines parties de l'Atlantique Sud.

Ainsi, de 6 à 8° Sud, la vallée axiale ne semble pas réellement exister. (tout au moins suivant les critères de définition établis dans l'Atlantique Nord). Les sédiments sont anormalement dispersés. La zone axiale semble affectée par des perturbations très récentes, détruisant la linéarité et ne semblant pas toujours étroitement liées au "rifting" le long de l'axe (VAN ANDEL et al., 1970).

Il est admis que les dorsales à vitesse d'expansion lente présentent un "rift" axial, les dorsales à vitesse d'expansion rapide montrant, elles, un bombement continu. La structure des dorsales à vitesse d'ouverture intermédiaire (demi-vitesse voisine de 2 cm/an) n'est pas très bien connue.

Les profils étudiés dans ce chapitre ainsi que ceux aux latitudes 6 à 8° Sud présenteraient des vitesses d'ouverture actuelles de 1,75 à 1,85 cm/an. Nous serions peut-être dans une zone de transition entre les mécanismes d'ouverture des dorsales à vitesse lente ou rapide.

Seules de petites parties des provinces axiales de la dorsale Médio-Atlantique sont, pour le moment, cartographiées en détail. Lorsque ces cartes de détail sont absentes, un seul profil monofaisceau risque de fournir des données non représentatives. La couverture du multifaisceau permet d'accroître cette représentativité. Les données de la campagne Vema sont, hormis quelques passages dans la région Famous, les seules données multifaisceaux disponibles au niveau des provinces axiales.

Une démarche statistique va nous permettre, à partir de ces données "Sea Beam" et des données obtenues à l'aide d'échosondeurs à monofaisceau et utilisées dans l'élaboration de cartes bathymétriques détaillées, de mettre en évidence des caractéristiques de grande longueur d'onde.

DEUXIEME CHAPITRE

ANOMALIES DE PROFONDEUR DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE A L'AXE DE LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE

Suivant l'hypothèse liée à la tectonique des plaques, selon laquelle la formation de la lithosphère et son refroidissement seraient responsables de la subsidence du plancher océanique, la profondeur de celui-ci dépend d'une seule variable, son âge (modèles de SCLATER et FRANCHETEAU 1970), (DAVIS et LISTER, 1974). Selon ces deux modèles, pour des âges inférieurs à 180 millions d'années, l'approximation la plus simple serait une augmentation de la profondeur en fonction de la racine carrée de l'âge.

A un âge donné devrait correspondre une profondeur fixe et l'étude des variations de profondeur à un âge donné pourrait mettre en évidence des phénomènes indépendants de la création de la lithosphère océanique et donc d'origine plus profonde.

Les anomalies magnétiques permettent, en général, de définir l'âge du plancher océanique. Cette définition n'est pas toujours très précise. De plus l'épaisseur des sédiments pouvant être importante dans les âges anciens un facteur correctif doit être apporté à la profondeur du socle observé en sismique. Aussi, pour ces âges anciens, les déterminations de variations de profondeur du plancher océanique à un âge fixe sont délicates et souvent sujettes à caution. Ceci est particulièrement notoire dans le cas de l'Atlantique.

Se placer à l'âge zéro est intéressant : le matériel venant de se mettre en place l'épaisseur des sédiments est très faible et les données de bathymétrie peuvent être utilisées directement pour définir la profondeur de la croûte. La reconnaissance de l'âge zéro est facilitée par la large anomalie magnétique positive correspondant à la période BRUNHES et la présence d'une vallée axiale dans le cas des dorsales à vitesse d'ouverture lente (demi-vitesse inférieure à 2cm/an).

L'étude du chapitre précédent met en évidence des profondeurs du plancher interne variant entre 2300 et 4500 m dans le cas de profils bathymétriques en contexte géotectonique homogène de "rift-valley" classique (lat. 35°17 à 4°10).

Les profondeurs du plancher peuvent atteindre 5000 m dans des zones où on ne retrouve pas toujours un contexte de dorsale médio-atlantique "typique" (de 14 à 11° N).

D'autre part une bonne correspondance a été mise en évidence entre le milieu du bloc BRUNHES et le plancher interne, zone de profondeur maximale de la rift vallée.

Cette correspondance permet d'utiliser la profondeur maximale de la "rift-valley" comme critère de profondeur à l'âge zéro.

D'autres auteurs ont essayé de définir la profondeur à l'âge zéro à l'aide de procédés d'interpolation et de moyennisation. La zone de profondeur maximale de la vallée axiale nous paraît constituer un critère plus simple.

La courbe de variation de profondeur à l'âge zéro obtenue à l'aide de cette nouvelle méthode et de nouvelles données sera présentée dans une première partie et comparée à celles obtenues par différents auteurs.

Des relations entre ces anomalies de profondeur et d'autres données géologiques et géophysiques seront ensuite mises en évidence.

Nous soulignerons, dans une dernière partie les conséquences possibles de ces nouveaux résultats sur les différents modèles thermiques de la lithosphère et sur l'approche de l'étude des convections asthénosphériques.

I - VARIATIONS DE PROFONDEUR A L'AGE ZERO

I - 1. Courbes obtenues

De 10 à 50° de latitude nord, nous avons compilé l'ensemble des données bathymétriques de détail et de qualité au niveau des provinces axiales de la dorsale médio-atlantique, et notamment les profils bathymétriques au pinceau étroit utilisés pour l'établissement de cartes bathymétriques de détail. Les profils réalisés au multipinceau étroit pendant la campagne "Vema" viennent de s'ajouter à ces données. (voir premier chapitre).

Seuls les profils transverses a la vallée axiale dans des contextes tectoniques clairs (hors de zones de fractures) ont été sélectionnés. Les données magnétiques nous ont permis de vérifier la localisation de la vallée axiale dont la profondeur maximale, est calculée, corrigée par

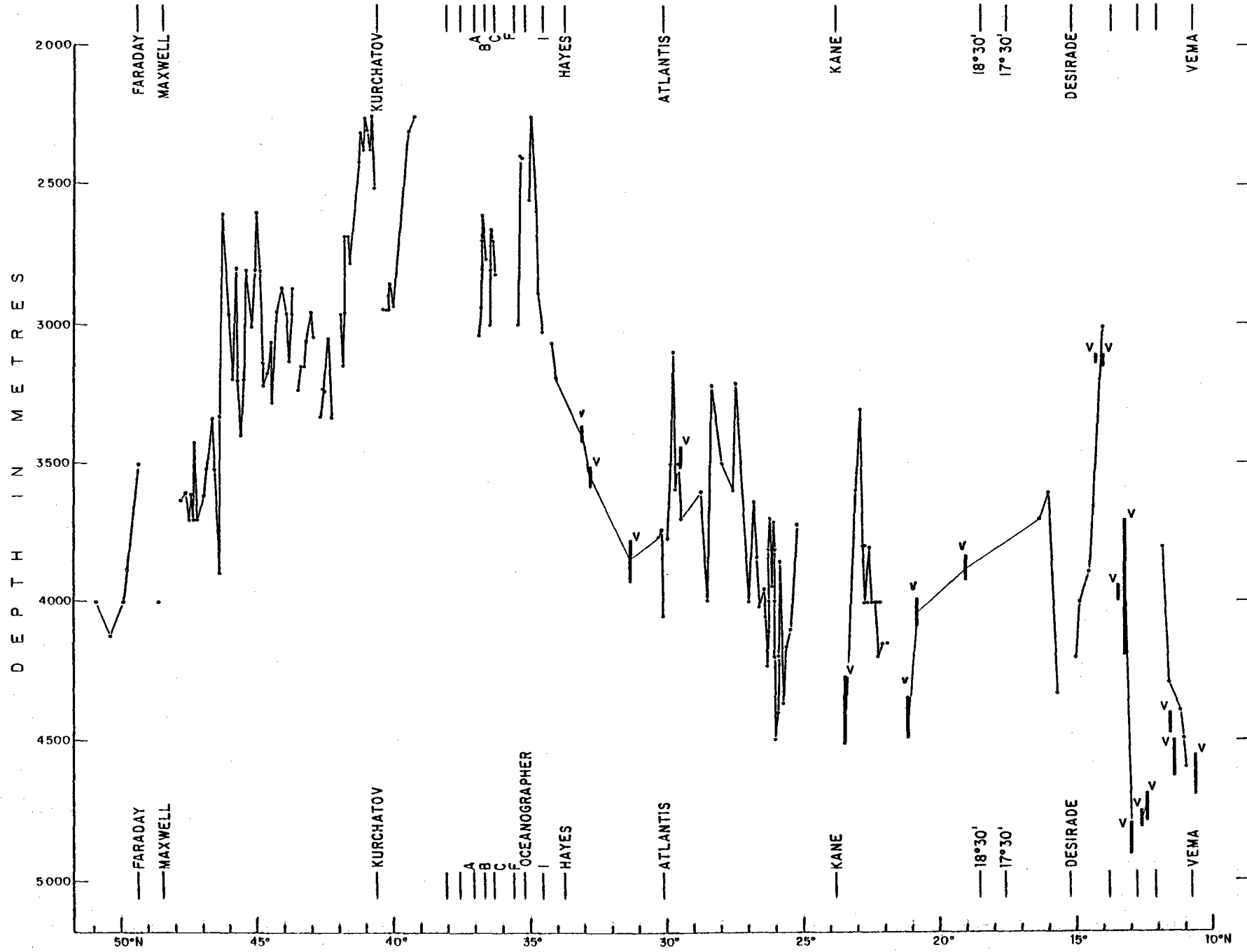


FIGURE 2. 1. : PROFONDEURS A L'AGE 0 EN FONCTION DE LA LATITUDE DE 50 A 10° NORD.

L A T I T U D E

les tables de MATTHEWS (1939) et considérée comme "la profondeur à l'âge zéro".

Nous ne tenons pas compte de la présence possible de hauts centraux pouvant correspondre (tel le Mont de Vénus dans la zone Famous) aux émissions de laves les plus jeunes. Les reliefs de ces hauts n'excèdent cependant pas 300 mètres par rapport au fond de la vallée.

195 profils bathymétriques réels ont ainsi été sélectionnés. Cette compilation (voir tableau VII) met en évidence la présence de zones mal connues (11 à 14° N. 15 à 20° N. 31 à 33° N.). La campagne "Vema" a permis de compléter l'échantillonnage (voir tableau II) certains profils obliques par rapport à la dorsale ont également permis de localiser la vallée axiale et sa profondeur maximale aux latitudes : 18° N. 19° N. 20° 45.

Toutes ces valeurs de profondeur à l'âge zéro ont été représentées en fonction de la latitude (fig. 2.1). Les profondeurs varient entre 2300 m et 5000m, des variations de courte longueur d'onde (sorte de bruit de fond), se superposant à des variations de grande longueur d'onde. L'élimination des hautes fréquences est obtenue par filtrage par pas de moyenne mobile de 50 km (fig. 2.2) et 100 km (fig. 2.3). La moyenne sur 100 km qui correspond à un peu moins de 1° de latitude, nous semble la plus satisfaisante; elle se révèle efficace dans l'élimination des hautes fréquences et correspond au pas retenu par d'autres auteurs (SCLATER et al 1971 dans l'examen de la gravimétrie et de la bathymétrie.

Quatre dômes bathymétriques apparaissent sur le profil à 100 km (fig. 2.3): de 13 à 22° N, de 26 à 31° N, de 34 à 42° N, de 44 à 47° N.

L'influence de certaines zones de fractures se manifeste (fracture à 12° 40', fractures KANE, KURCHATOV).

L'approfondissement important à 21° N pourrait suggérer la présence d'une faille transformante. Une direction transverse et très récente a été observée au niveau de la "rift vallée" (voir premier chapitre 1.5) son extension latérale est très faible et le décalage au Nord et au Sud de la fracture semble très minime (de l'ordre du kilomètre). Une couverture plus complète au Sud de cette zone serait souhaitable, la partie Nord étant cartographiée en détail (VAN ANDEL et BOWLIN, 1968).

Un résultat important de cette étude est la mise en évidence de trois dômes autres que celui des Açores : de 13 à 22° N, de 26 à 31° W, et de 44 à 47° W qui n'apparaissent pas dans les travaux antérieurs.

n°	LAT.	LONG.	PMAX	PMINE	PMINW	HAUTE	LAV	REFERENCES
1	11° 37'	43° 42'	3000	2000	2000	1000	27	VAN ANDEL (1971)
2	11° 00'	43° 43'	+500	2500	2200	1400	29	VAN ANDEL (1971)
3	11° 02'	43° 44'	-500	2750	2600	1500	21	VAN ANDEL (1971)
4	11° 09'	43° 45'	+000	2600	2700	1600	27	VAN ANDEL (1971)
5	11° 24'	43° 40'	+000	2650	1950	1750	32	VAN ANDEL (1971)
6	11° 34'	43° 40'	-500	2650	1950	1750	32	VAN ANDEL (1971)
8	11° 51'	43° 44'	3500	2650	1950	1750	39	VAN ANDEL (1971)
9	14° 00'	45° 00'	3000	2900	3400	1250	29	PETER (1973)
10	14° 30'	45° 00'	3500	2900	3400	1300	29	PETER (1973)
11	15° 00'	45° 00'	4000	2950	2200	1550	31	PETER (1973)
12	15° 40'	45° 30'	-350	2200	2700	1800	24	PETER (1975)
13	15° 20'	45° 40'	3500	2200	2700	1800	29	PETER (1973)
14	15° 18'	45° 40'	3700	2400	2400	1600	32	PETER (1973)
15	22° 07'	45° 07'	4150	2900	3400	1250	29	VAN ANDEL (1968)
16	22° 09'	45° 05'	4200	2900	3400	1300	29	VAN ANDEL (1968)
17	22° 13'	45° 06'	+000	2950	2200	1550	31	VAN ANDEL (1968)
18	22° 13'	45° 05'	+000	2200	2700	1800	24	VAN ANDEL (1968)
19	22° 21'	45° 07'	+000	2200	2700	1800	29	VAN ANDEL (1968)
20	22° 26'	45° 08'	+000	2400	2400	1600	32	VAN ANDEL (1968)
21	22° 28'	45° 07'	+000	2400	1900	1600	31	VAN ANDEL (1968)
22	22° 32'	45° 04'	3600	2400	1600	1400	31	VAN ANDEL (1968)
23	22° 35'	45° 04'	3900	2100	1200	1700	36	VAN ANDEL (1968)
24	22° 37'	45° 03'	4000	2200	1900	1900	33	VAN ANDEL (1968)
25	22° 39'	45° 01'	4000	1950	2100	2050	34	VAN ANDEL (1968)
26	22° 45'	45° 00'	3900	2050	2200	1750	35	VAN ANDEL (1968)
27	22° 47'	45° 04'	3600	2200	2300	1600	36	VAN ANDEL (1968)
28	22° 53'	45° 04'	3300	2300	2500	1000	31	VAN ANDEL (1968)
29	23° 01'	44° 59'	3600	1750	2700	1650	31	VAN ANDEL (1968)
30	25° 15'	45° 23'	3750	2450	1900	1260	32	ROMA (1975)
31	25° 27'	45° 23'	4105	2600	2000	1605	37	ROMA (1975)
32	25° 35'	45° 20'	4158	2950	2650	1208	33	ROMA (1976)
33	25° 44'	45° 10'	4368	1900	3000	2468	51	ROMA (1976)
34	25° 53'	45° 05'	3942	2900	1600	2242	29	ROMA (1975)
35	25° 56'	44° 59'	4200	2900	2950	1300	38	PAC GREGOR (1975)
36	25° 59'	44° 55'	4400	3050	2400	1350	33	PAC GREGOR (1975)
37	25° 01'	44° 55'	-500	3000	2700	1500	38	PAC GREGOR (1975)
38	25° 04'	44° 52'	4000	2700	1750	1300	35	PAC GREGOR (1975)
39	25° 05'	44° 51'	3700	2450	2100	1250	32	PAC GREGOR (1975)
40	25° 09'	44° 50'	3947	2900	1200	1047	29	ROMA (1976)
41	25° 10'	44° 50'	3700	2100	2000	1600	36	PAC GREGOR (1975)
42	25° 12'	44° 47'	4000	2300	1750	1700	34	PAC GREGOR (1975)
43	25° 14'	44° 44'	+100	2400	2200	1900	33	PAC GREGOR (1975)
44	25° 15'	44° 37'	4299	2300	2400	1939	34	ROMA (1975)
45	25° 19'	44° 39'	4050	2350	1950	1700	34	ROMA (1976)
46	25° 24'	44° 35'	3947	2200	2450	1747	30	ROMA (1976)
47	25° 35'	44° 35'	4026	2750	1950	2076	40	ROMA (1976)
48	25° 42'	44° 34'	3842	2600	2250	1242	35	ROMA (1976)
49	25° 47'	44° 33'	3632	2500	2000	1132	32	ROMA (1976)
50	27° 00'	44° 30'	4000	2400	2400	1800	38	UCHOPI (1971)
51	27° 00'	44° 15'	3800	2100	1800	1600	39	UCHOPI (1971)
52	27° 06'	44° 13'	3900	2000	1900	1500	39	UCHOPI (1971)
53	27° 00'	43° 56'	3600	2200	2000	1400	39	UCHOPI (1971)
54	27° 20'	43° 45'	3200	2000	2000	1200	39	UCHOPI (1971)
55	27° 30'	43° 30'	4000	2100	1800	1600	39	UCHOPI (1971)
56	27° 45'	43° 15'	3900	2000	1800	1500	39	UCHOPI (1971)
57	27° 45'	43° 00'	3900	2000	1800	1400	39	UCHOPI (1971)

n°	LAT.	LONG.	Pmax	Pmine	PMINW	MSSE	HMUW	LAV	REFERENCES
59	29N 30	42W 52	3700	2100	2000	1600	1700	32	LITVIN (1971)
60	29N 35	42W 50	3500	1900	2000	1600	1500	28	LITVIN (1971)
61	29N 40	42W 48	3600	2500	1790	1100	1810	40	LITVIN (1971)
62	29N 47	42W 48	3100	2600	2000	500	1100	32	LITVIN (1971)
63	29N 51	42W 48	3500	3000	1200	500	2500	18	LITVIN (1971)
64	30N 11	42W 00	4070	2000	2600	2070	1470	21	LITVIN (1971)
65	30N 14	42W 00	3750	2170	2600	1580	1150	21	LITVIN (1971)
66	30N 18	42W 02	3870	2000		1770			LITVIN (1971)
67	34N 45	36W 34	2890	1630	1480	1260	1410	50	FOX (1968)
68	34N 48	36W 32	2593	1600	1550	1556	1033	50	FOX (1968)
69	34N 57	36W 25	2259	1480	1630	779	529	31	FOX (1968)
70	35N 05	36W 25	2556	2000	1200	556	1356	30	FOX (1968)
71	35N 18	34W 50	2400	1190	1600	1210	1070	24	FOX (1968)
72	35N 22	34W 50	2400	1600	1600	800	800	31	FOX (1968)
73	35N 30	34W 50	3000	2170	2000	830	1760	33	FOX (1968)
74	35N 45	34W 15	2667	1430	1570	1187	1317	31	FOX (1968)
75	36N 21	33W 43	2820		1555		1265		(FLEMING, 1976)
76	36N 22	33W 43	2802		1646		1156		(FLEMING, 1976)
77	36N 23	33W 42	2785		1600		1185		(FLEMING, 1976)
78	36N 24	33W 41	2705		1646		1059		(FLEMING, 1976)
79	36N 25	33W 40	2705		1555		1150		(FLEMING, 1976)
80	36N 26	33W 39	2725		1372		1353		(FLEMING, 1976)
81	36N 27	33W 39	2696	923	1372	1873	1324	25	(FLEMING, 1976)
82	36N 29	33W 38	2658	1189	1646	1469	1012	20	(FLEMING, 1976)
83	36N 31	33W 38	2802	1189	1737	1613	1065	19	(FLEMING, 1976)
84	36N 32	33W 37	2896	1463	1555	1433	1341	19	(FLEMING, 1976)
85	36N 33	33W 37	2896	1737	1783	1159	1113	19	(FLEMING, 1976)
86	36N 40	33W 19	2802	1326		1476			(FLEMING, 1976)
87	36N 42	33W 19	2765	1280	1829	1485	936	29	(FLEMING, 1976)
88	36N 44	33W 18	2667	1143	1829	1524	838	25	(FLEMING, 1976)
89	36N 45	33W 18	2610	1143	1737	1467	873	24	(FLEMING, 1976)
90	36N 47	33W 17	2803	1097	1783	1706	1020	25	(FLEMING, 1976)
91	36N 48	33W 16	2705	1143	1783	1562	922	27	(FLEMING, 1976)
92	36N 50	33W 15	2803	1097	1691	1706	1112	26	(FLEMING, 1976)
93	36N 52	33W 14	2945	1097	1691	1848	1254	26	(FLEMING, 1976)
94	36N 55	33W 14	3040						(FLEMING, 1976)
95	40N 06	29W 38	2940	1350	1250	1590	1690	28	LITVIN (1971)
96	40N 10	29W 38	2860	1500	960	1360	1900	28	LITVIN (1971)
97	40N 14	29W 37	2900	1500	1190	1400	1710	33	LITVIN (1971)
98	40N 15	29W 37	2940	1500	1200	1440	1740	33	LITVIN (1971)
99	40N 21	29W 36	2930	750	950	2200	2000	32	LITVIN (1971)
100	40N 22	29W 36	2950	750	950	2200	2000	32	LITVIN (1971)
101	40N 27	29W 36	2950	850	634	2100	2316	26	LITVIN (1971)
102	40N 44	29W 16	2510	945	1460	1565	1050	35	LITVIN (1971)
103	40N 51	29W 16	2250	1250	1900	1000	350	30	LITVIN (1971)
104	40N 53	29W 16	2370	940	1310	1430	1060	33	LITVIN (1971)
105	41N 00	29W 18	2300	946	1750	1334	550	31	LITVIN (1971)
106	41N 06	29W 18	2250	1300	1750	950	500	37	LITVIN (1971)
107	41N 09	29W 18	2375	1649	1436	726	940	29	LITVIN (1971)
108	41N 15	29W 18	2300	1750	1750	550	550	27	LITVIN (1971)

SUITE TABLEAU VII

n°	LAT.	LONG.	Pmax	Pmine	PMINW	EMUJ	EMUJ	LAV	REFERENCES
109	41N 20	29W 34	2407	1430	1850	927	557	28	LAUGHTON (1975)
110	41N 40	29W 26	2778	2040	1850	738	928	28	LAUGHTON (1975)
111	41N 45	29W 29	2685	1480	1850	1205	535	21	LAUGHTON (1975)
112	41N 50	29W 32	2685	1300	1850	1385	835	21	LAUGHTON (1975)
113	41N 53	29W 32	2963	1300	1850	1663	1113	24	LAUGHTON (1975)
114	41N 55	29W 26	3148	1100	1850	2048	1293	27	LAUGHTON (1975)
115	42N 00	29W 31	2953	1480	1850	1483	1113	34	LAUGHTON (1975)
116	42N 22	29W 21	3334	1850	1300	1484	2334	41	LAUGHTON (1975)
117	42N 30	29W 19	3056	1700	1480	1356	1576	37	LAUGHTON (1975)
118	42N 36	29W 19	3241	1480	1700	1741	1341	37	LAUGHTON (1975)
119	42N 45	29W 17	3334	1850		1484			LAUGHTON (1975)
120	43N 00	29W 17	3056	1700	1100	1356	1956	30	LAUGHTON (1975)
121	43N 07	29W 07	2963	1700	1850	1263	1113	20	LAUGHTON (1975)
122	43N 17	29W 02	3056	1850	2220	1206	836	20	LAUGHTON (1975)
123	43N 20	29W 02	3148	1850	1850	1298	1298	20	LAUGHTON (1975)
124	43N 25	28W 53	3148	1850	1700	1298	1448	37	LAUGHTON (1975)
125	43N 30	28W 55	3148	1850	1700	1298	1448	37	LAUGHTON (1975)
126	43N 36	28W 53	3240	2040	1700	1201	1341	36	LAUGHTON (1975)
127	43N 50	28W 28	2870	1100	1850	1770	1020	34	LAUGHTON (1975)
128	43N 51	28W 28	2963	1100	2040	1363	923	34	LAUGHTON (1975)
129	43N 53	28W 28	3148	1100	2040	2048	1108	34	LAUGHTON (1975)
130	43N 57	28W 26	3148	925	1850	2222	1298	34	LAUGHTON (1975)
131	44N 00	28W 24	2963	1100	2040	1363	923	33	LAUGHTON (1975)
132	44N 12	28W 23	2870	1700	1700	1170	1170	37	LAUGHTON (1975)
133	44N 24	28W 19	2963	1480	1850	1483	1113	31	LAUGHTON (1975)
134	44N 34	28W 15	3278	2325	1700	953	1578	30	LAUGHTON (1975)
135	44N 44	28W 10	3166	1100		2066			LAUGHTON (1975)
136	44N 54	28W 05	3225	1625	1800	1600	1425	20	LAUGHTON (1975)
137	45N 08	28W 00	2805	1625	1050	1180	1755	17	LAUGHTON (1975)
138	45N 30	27W 55	3064	1900	1300	1164	1764	28	LAUGHTON (1975)
139	45N 02	28W 04	2600	1400	1400	1200	1200	16	BHATTACHARYYA (1972)
140	45N 06	28W 05	2600	1800	1200	800	1400	18	BHATTACHARYYA (1972)
141	45N 09	28W 01	2800	1800	1600	1000	1200	35	BHATTACHARYYA (1972)
142	45N 12	28W 00	3000	1800	1800	1400	1200	35	BHATTACHARYYA (1972)
143	45N 14	28W 00	3000	1600	1800	1400	1200	42	BHATTACHARYYA (1972)
144	45N 15	27W 59	3000	1600	1600	1400	1400	50	BHATTACHARYYA (1972)
145	45N 18	27W 49	3000	1400	1000	1600	2000	37	BHATTACHARYYA (1972)
146	45N 21	27W 56	3000	1000	1200	2000	1600	37	BHATTACHARYYA (1972)
147	45N 27	27W 55	3000	1400	1600	1600	1400	36	BHATTACHARYYA (1972)
148	45N 30	27W 56	2800	1600	1800	1200	1000	37	BHATTACHARYYA (1972)
149	45N 32	27W 49	3000	2000	1600	1000	1400	29	BHATTACHARYYA (1972)
150	45N 35	27W 49	3200	1800	1800	1400	1400	29	BHATTACHARYYA (1972)
151	45N 37	27W 49	3200	1600	1800	1600	1400	30	BHATTACHARYYA (1972)
152	45N 41	27W 48	3200	1800	2000	1400	1200	36	BHATTACHARYYA (1972)
153	45N 42	27W 48	3400	1800	2000	1600	1400	36	BHATTACHARYYA (1972)
154	45N 45	27W 46	3400	2200	2500	1200	1400	39	BHATTACHARYYA (1972)
155	45N 47	27W 46	3200	2200	2200	1000	1000	39	BHATTACHARYYA (1972)
156	45N 48	27W 46	3000	2000		1000			BHATTACHARYYA (1972)
157	45N 50	27W 46	2800	1800	2200	1000	600	16	BHATTACHARYYA (1972)
158	45N 50	27W 46	2600	1800		800			BHATTACHARYYA (1972)
159	45N 51	27W 46	2600	2000		600			BHATTACHARYYA (1972)
160	45N 52	27W 46	2800	2000		800			BHATTACHARYYA (1972)
161	45N 53	27W 46	3000	2000		1000			BHATTACHARYYA (1972)
162	45N 54	27W 44	3200	2000		1200			BHATTACHARYYA (1972)

SUITE TABLEAU VII

n°	LAT.	LONG.	Pmax	Pmine	PMINW	HMUE	HMUW	LAV	REFERENCES
153	46N 05	27W 34	3148	2040	1480	1148	1568	28	LAUGHTON (1975)
154	46N 10	27W 31	2953	1850	1850	1113	1113	23	LAUGHTON (1975)
155	46N 20	27W 26	2600	1700	1700	900	900	29	LAUGHTON (1975)
156	46N 26	27W 26	2963	1850	1480	1113	1483	29	LAUGHTON (1975)
157	46N 30	27W 26	3334	1480	2040	1354	1294	42	LAUGHTON (1975)
158	46N 34	27W 24	3839	2200	1700	1689	2189	35	HILL (1960)
159	46N 42	27W 24	3519	2200	1700	1319	1319	47	HILL (1960)
170	46N 45	27W 22	3334	2200	1700	1134	1334	51	HILL (1960)
171	47N 00	27W 24	3519	1850	1850	1669	1669	51	HILL (1960)
172	47N 15	27W 26	3704	2200	1700	1504	2004	42	HILL (1960)
173	47N 22	27W 29	3704	2200	1850	1504	1354	44	LAUGHTON (1975)
174	47N 23	27W 26	3426	1800	1850	1126	1076	25	LAUGHTON (1975)
175	47N 30	27W 27	3704						HILL (1960)
176	47N 33	27W 27	3611						HILL (1960)
177	47N 35	27W 27	3704						LAUGHTON (1975)
178	47N 38	27W 27	3704						LAUGHTON (1975)
180	47N 44	27W 34	3611						LAUGHTON (1975)
181	47N 50	27W 38	3611						LAUGHTON (1975)
182	47N 55	27W 30	3625	1400	2300	2225	1325	18	JOHNSON (1973)
183	48N 45	27W 45	4000	1750	1800	2250	2200	25	JOHNSON (1973)
184	49N 30	28W 30	3500	1250	1600	2350	1900	60	JOHNSON (1973)
185	50N 06	29W 00	4000	1750	1650	2250	2350	51	JOHNSON (1973)
186	50N 30	29W 30	4125	2800	2800	1325	1325	24	JOHNSON (1973)
187	51N 00	30W 00	4000		1750		2250		JOHNSON (1973)

LAT : Latitude de la rift vallée en degrés et minute

LONG : Longitude de la rift vallée en degrés et minute

Pmax : Profondeur maximale de la rift vallée en mètres

Pmine : Profondeur minimale de la rift vallée à l'Est en mètres

PMINW : Profondeur minimale de la rift vallée à l'Ouest en mètres

HMUE : Hauteur du mur Est en mètres

HMUW : Hauteur du mur Ouest en mètres

LAV : Largeur de la rift vallée (distance entre les points de profondeur minimale) en Km.

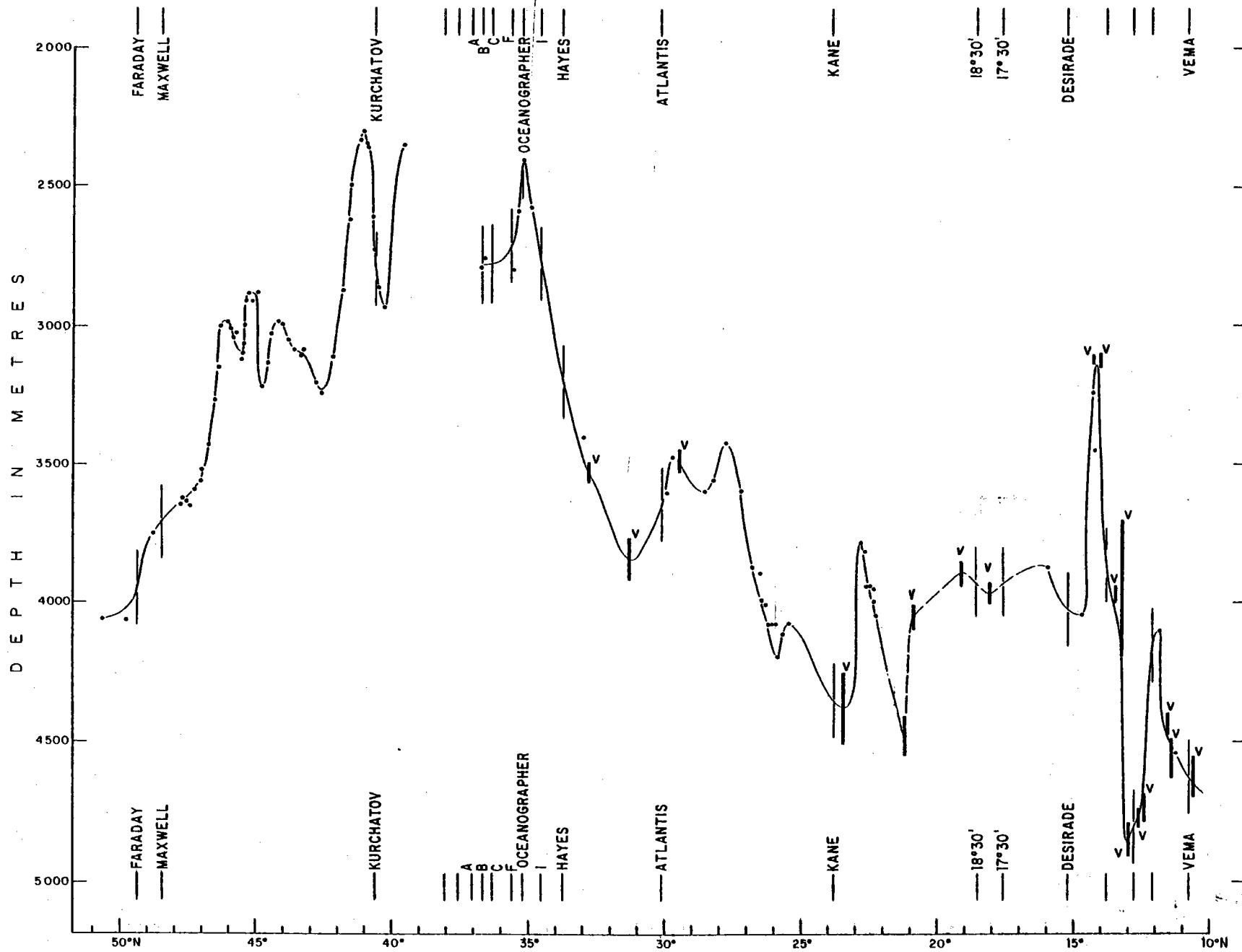


FIGURE 2.2.. : PROFONDEURS A L'AGE 0 (pas de filtrage 50 km) EN FONCTION DE LA LATITUDE DE 50 à 10° NORD.

L A T I T U D E

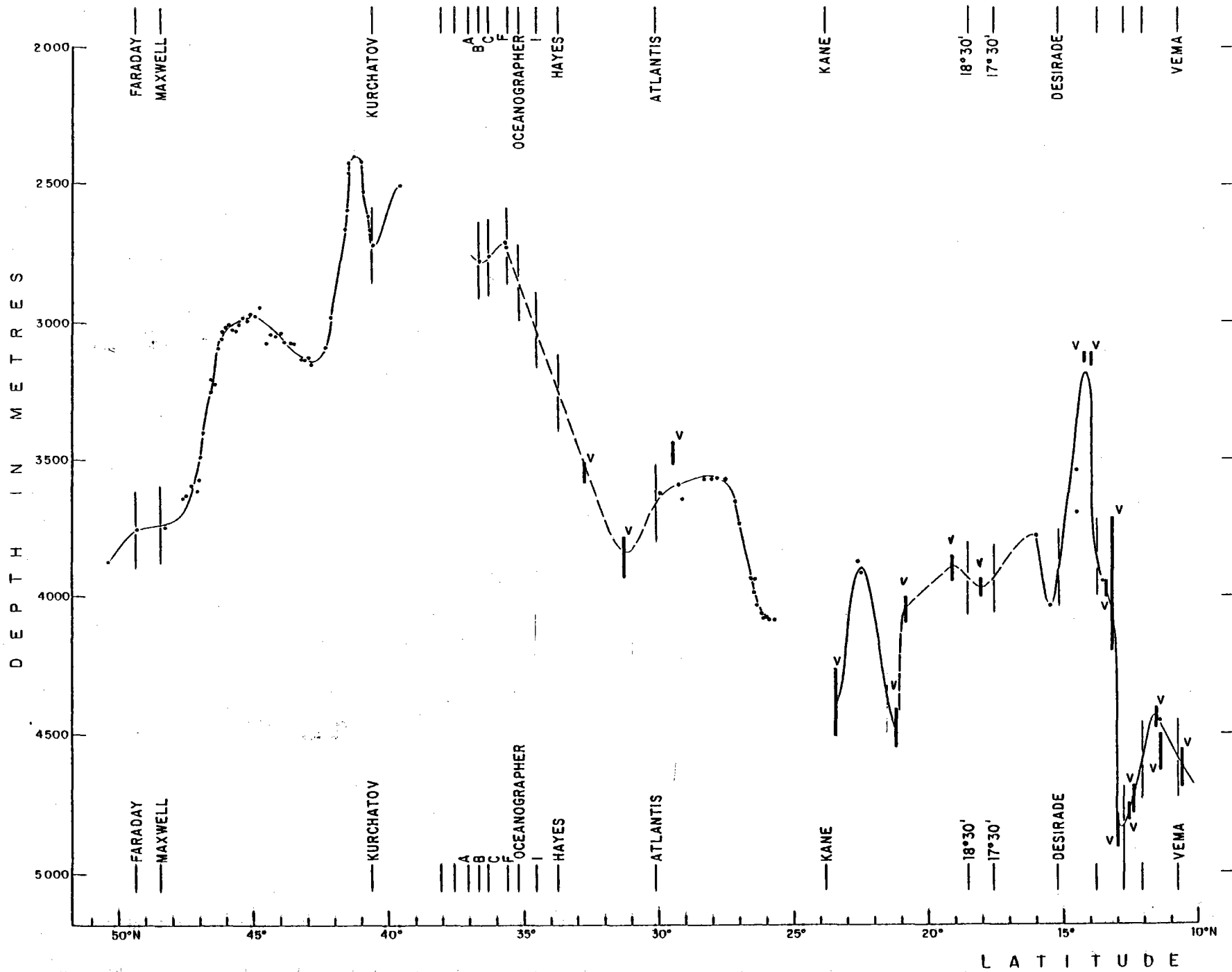


FIGURE 2.3. . . ! PROFONDEURS A L'AGE 0 (pas de filtrage 100 km) EN FONCTION DE LA LATITUDE de 50 à 10° NORD

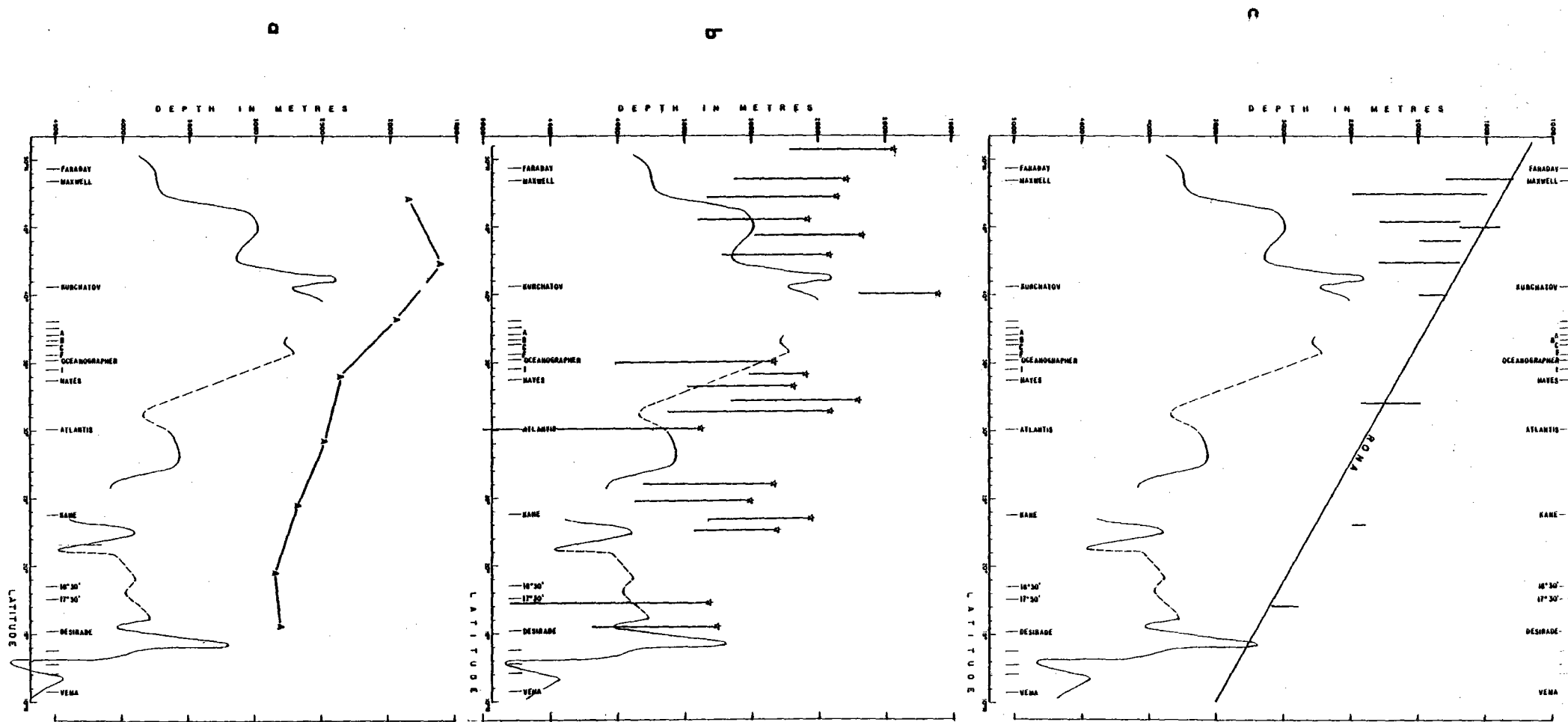


FIGURE 2. 5. COMPARAISON DES RESULTATS DE ANDERSON et al. 1973, (a)
 DE MENARD et al. 1977, (b)
 DE RONA 1971 . 1977, (c)
 A LA COURBE DE VARIATION DE PROFONDEURS A L'AGE 0, (pas de filtrage 100 km).

I.2. COMPARAISON AUX RESULTATS ANTERIEURS.

I.2.1. ANDERSON et al. 1973, superposent à l'atlas bathymétrique d'UCHUPI, 1971, des profils théoriques à peu près tous les degrés de latitude et en dehors des zones de fractures. Suivant chacun de ces profils, l'extrapolation visuelle des courbes de subsidence des 2 flancs (fig. 2.4.) de la dorsale définit la profondeur à l'âge zéro. Des valeurs moyennes sont calculées tous les 500 km et une interpolation linéaire en fonction de la latitude est effectuée entre ces valeurs. Cette courbe est superposée à la fig. 3.3. (Fig. 2.5a).

La méthode d'extrapolation de la profondeur à l'âge zéro employée par ANDERSON et al., 1973, est à l'origine du décalage de l'ordre de 1200 m observé entre ces deux courbes (fig. 2.5.). La courbe d'ANDERSON et al., 1973, met en évidence le dôme des Açores puis un approfondissement continu lorsque la latitude décroît. L'inexactitude de la carte d'UCHUPI, 1971, au sud de la latitude 25° N a été mise en évidence pendant la campagne Vema. Ceci pourrait être la raison du peu de fiabilité de la courbe d'ANDERSON et al., 1973, à partir de cette latitude. La méthode d'extrapolation de la profondeur à partir de profils théoriques intervient également. La courbe d'ANDERSON ne s'étend que jusque 15° de latitude Nord - de 50 à 15° de latitude Nord l'amplitude des variations est de 1 500 m selon la courbe d'ANDERSON et al., 1975 et 2 000 m selon la courbe obtenue à partir des profondeurs maximales de la rift vallée.

ANDERSON et al., 1973, étendent l'étude à l'ensemble du système des dorsales à l'âge zéro et concluent à l'existence d'une relation linéaire entre la profondeur à l'âge zéro et l'anomalie gravimétrique à l'axe, en particulier dans le cas de la dorsale Nord-Atlantique et de la dorsale Indienne Sud-Ouest.

Cette relation globale nous semble devoir être examinée de façon plus précise. Seules les données gravimétriques de KAULA (1969) sont prises en considération dans l'Atlantique Nord et nous venons d'autre part de souligner certaines imprécisions de la carte bathymétrique utilisée dans cette même région.

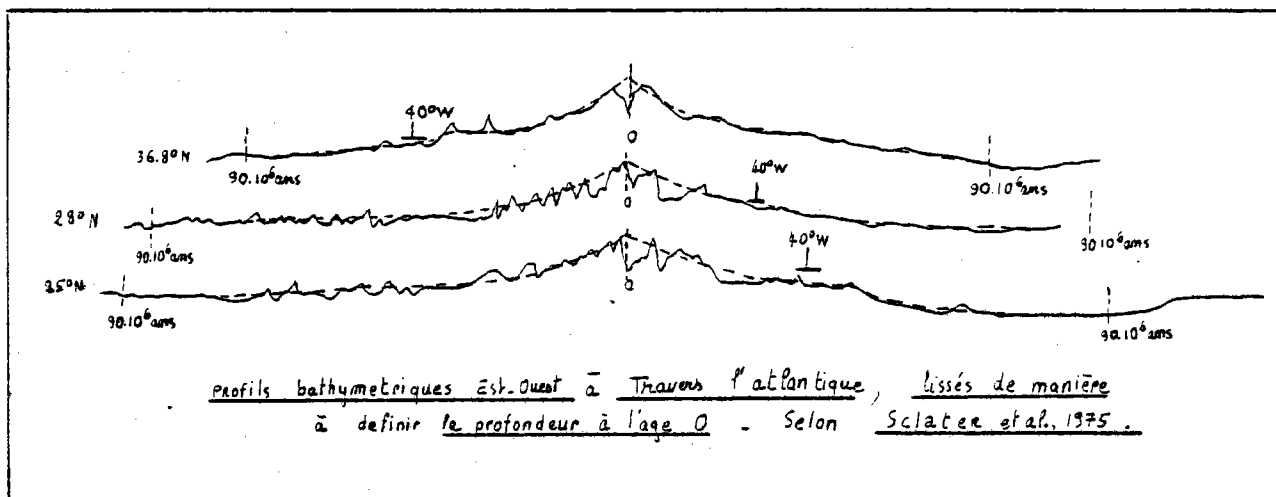


FIGURE 2.4. : METHODE DE DETERMINATION DE LA PROFONDEUR A L'AGE 0 DE SCLATER et al., 1975.

I.2.2. MENARD et DORMAN 1977, examinent à partir de profils bathymétriques l'ensemble du système des dorsales et utilisent deux procédés différents pour déterminer la profondeur à l'âge zéro dans le cas des dorsales présentant ou ne présentant pas de rift axial. Pour les dorsales présentant un rift axial, cette profondeur est la valeur moyenne des profondeurs observées entre les deux crêtes de la dorsale. Pour les dorsales sans rift axial seules sont prises en considération dans le calcul de la valeur moyenne, les profondeurs correspondant à l'anomalie magnétique axiale.

L'ensemble des profondeurs à l'âge zéro déterminées pour tout le système des dorsales est représentée sur un même graphe en fonction de la latitude actuelle. MENARD et DORMAN, 1977, concluent à un approfondissement de 700 m des pôles à l'équateur, approfondissement général avec l'exception de l'Islande, des régions au Sud de l'Australie et de l'Océan Indien Sud-Ouest.

Les données utilisées sont en nombre réduit : 40 dans le Pacifique, 12 le long de la dorsale Indienne, 2 dans l'Atlantique Sud, 19 dans l'Atlantique Nord de 10 à 50° Nord et quelques valeurs au niveau de l'Islande. L'examen détaillé des 19 données de l'Atlantique Nord (10 à 50°N) (fig.2.5b) indique que certaines sont situées à proximité de zones de fractures majeures : fracture MAXWELL à 48°N, fracture Oceanographer à 35°N, fracture Atlantis à 3°N. D'autre part une profondeur très grande du rift à 17°N, ne semble pas en concordance avec nos récentes données bathymétriques. Si l'on écarte ces 4 données un approfondissement régulier en fonction de la latitude n'apparaît plus pour l'Atlantique.

Notons en particulier que le dôme des Açores a disparu dans l'analyse de MENARD et DORMAN (1977) à cause du choix des données au Nord de 45°N.

I.2.3. RONA 1971, 1977, se place à la limite externe du haut plateau fracturé, utilise 10 données personnelles, 4 données de SCHNEIDER et VOGT (1968) et 3 données de HEEZEN et al., 1959, et conclue à un approfondissement régulier de 2 km du pôle à l'équateur. (fig.2.5c).

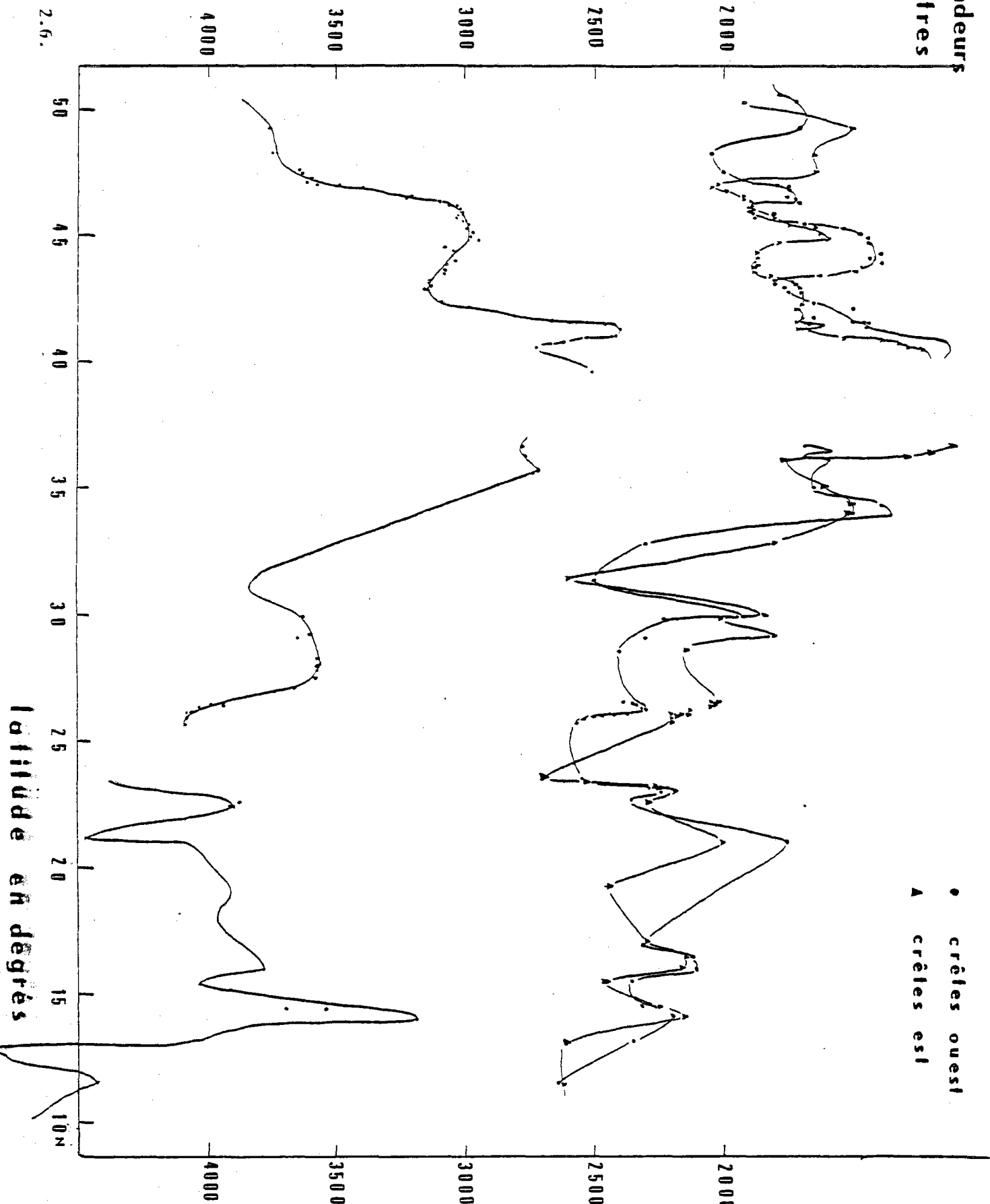


FIGURE 2.6. : Variations des profondeurs des crêtes Est et Ouest, superposées aux variations de profondeur maximale de la vallée axiale en fonction de la latitude. Données filtrées par moyenne mobile de pas de 100 Km.

Se placer à la limite du haut plateau fracturé ne constitue pas un critère de définition d'un âge fixe. Les données correspondent à des profondeurs très variables et entachées d'une incertitude pouvant atteindre 1 Km. Faire passer une droite par ces données éparses n'est pas justifié.

I.3. REMARQUES

La comparaison de ces trois courbes à celle obtenue, (fig. 2.3.) met en évidence l'importance du nombre des données, de leur choix, de leur qualité et de la méthode de définition de la profondeur à l'âge zéro.

Un nombre important de données est nécessaire pour qu'une conclusion ne soit pas trop schématique. La couverture de la dorsale est encore incomplète de 10 à 50° N et toute nouvelle donnée permettra d'augmenter la précision de la courbe de variation de profondeur à l'âge zéro en fonction de la latitude. Les nouvelles données de la campagne "Vema" mettent en évidence en plus du dome bathymétrique lié aux Açores la présence de trois domes de 13 à 22° N, de 26 à 31° N, et de 44 à 47° N. Une extension à des âges plus anciens est souhaitable.

Les variations de profondeur des crêtes Est et Ouest des profils bathymétriques compilés (voir tableau VII) ont été examinées bien que la ligne de crête ne constitue pas une isochrone : dans le cas des profils obtenus pendant la campagne "Vema", cet âge est de $1,38 \pm 0,34$ MA pour la crête Est et de $1,29 \pm 0,48$ MA pour la crête Ouest. Ces profondeurs ont été lissées par pas de moyenne mobile de 100 Km et superposées aux profondeurs maximales de la vallée axiale en fonction de la latitude (Fig. 2.6.).

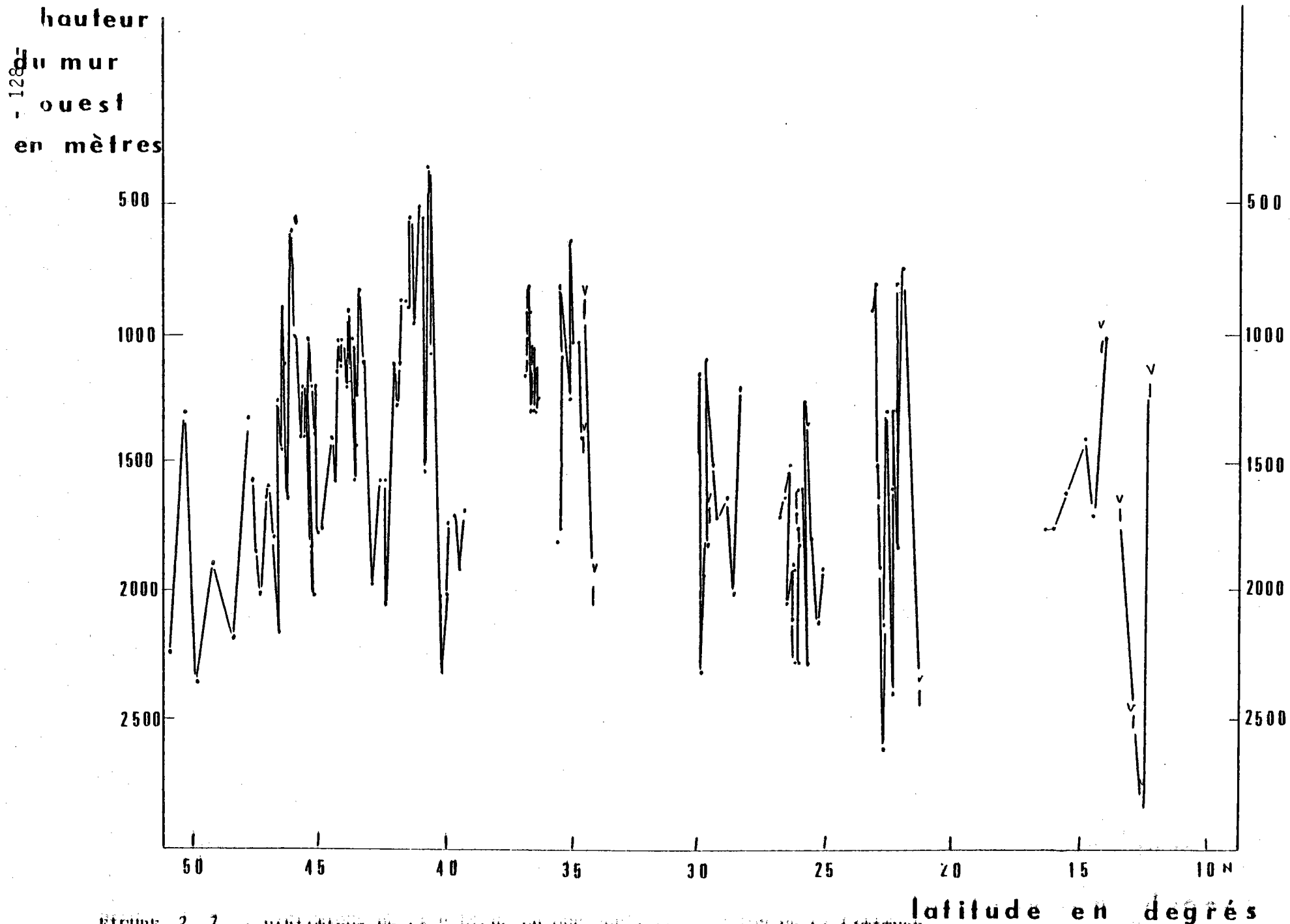


FIGURE 2. 7. : VARIATIONS DE LA HAUTEUR DU MUR OUEST EN FONCTION DE LA LATITUDE.
DONNEES BRUTES.

hauteur
du mur
est
en mètres

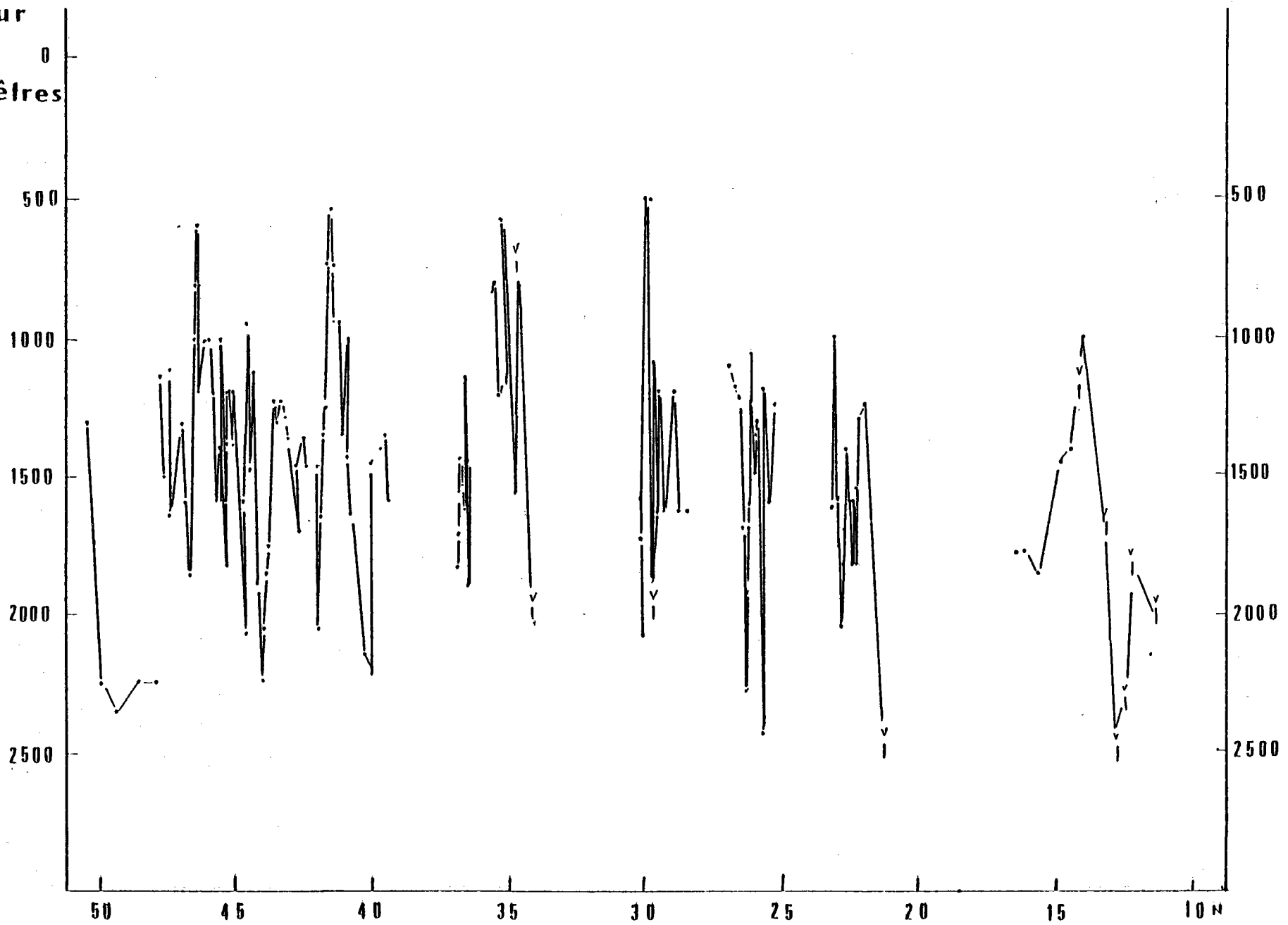


FIGURE 2.8. : Variations de la hauteur du mur Est en fonction de la latitude.
Données brutes.

latitude en degrés

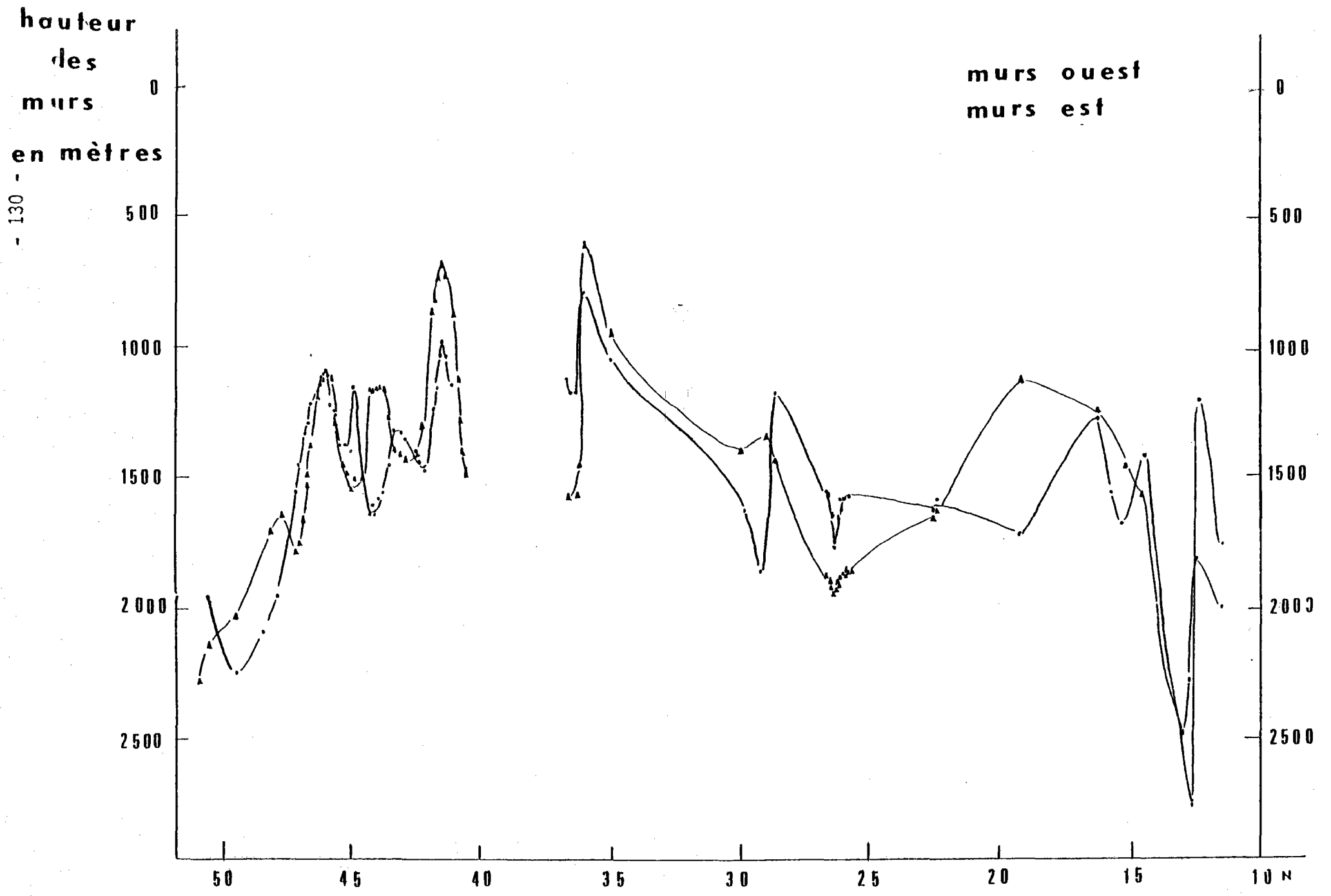


FIGURE 2.9. : Variations de la hauteur des murs Est et Ouest en fonction de la latitude. Données Filtrées par moyenne mobile de pas de 100 Km.

On ne constate pas de différence systématique entre la profondeur des crêtes Est et Ouest. Les quatre dômes précédemment signalés (voir fig. 1.3.) sont toujours présents de 13 à 22° N, 26 à 31° N, 34 à 42° N, 44 à 47° N. Des variations de plus courtes longueurs d'onde sont observées ; elles peuvent être liées à la définition parfois délicate de la crête et au fait que l'âge des crêtes n'est pas rigoureusement constant.

L'amplitude totale des variations de profondeur des crêtes de 50 à 10° de latitude Nord est de 1 500 m. Une certaine compensation des variations de profondeur maximale de la vallée (variation de 2 500 de 50 à 10° de latitude Nord) s'amorcerait, peut-être au niveau des crêtes.

Les données brutes de hauteur des murs Ouest et Est (différence entre la profondeur des crêtes et la profondeur maximale de la vallée) (fig. 2.7. et 2.8.) en fonction de la latitude montrent la grande amplitude des variations de courtes longueurs d'onde qui ne sont pas toujours corrélées avec des variations locales de la profondeur maximale de la vallée axiale (voir fig. 2.1.).

Les variations de hauteur des murs Est et Ouest, lissées par moyenne mobile de pas de 100 Km (fig. 2.9.) mettent en évidence la faible hauteur des murs à 34° N et 41° N. (Latitudes où le plancher interne est peu profond : profondeur inférieure à 3 000 m) et la hauteur importante à 13 et 48° N (zones de profondeurs importantes du plancher interne).

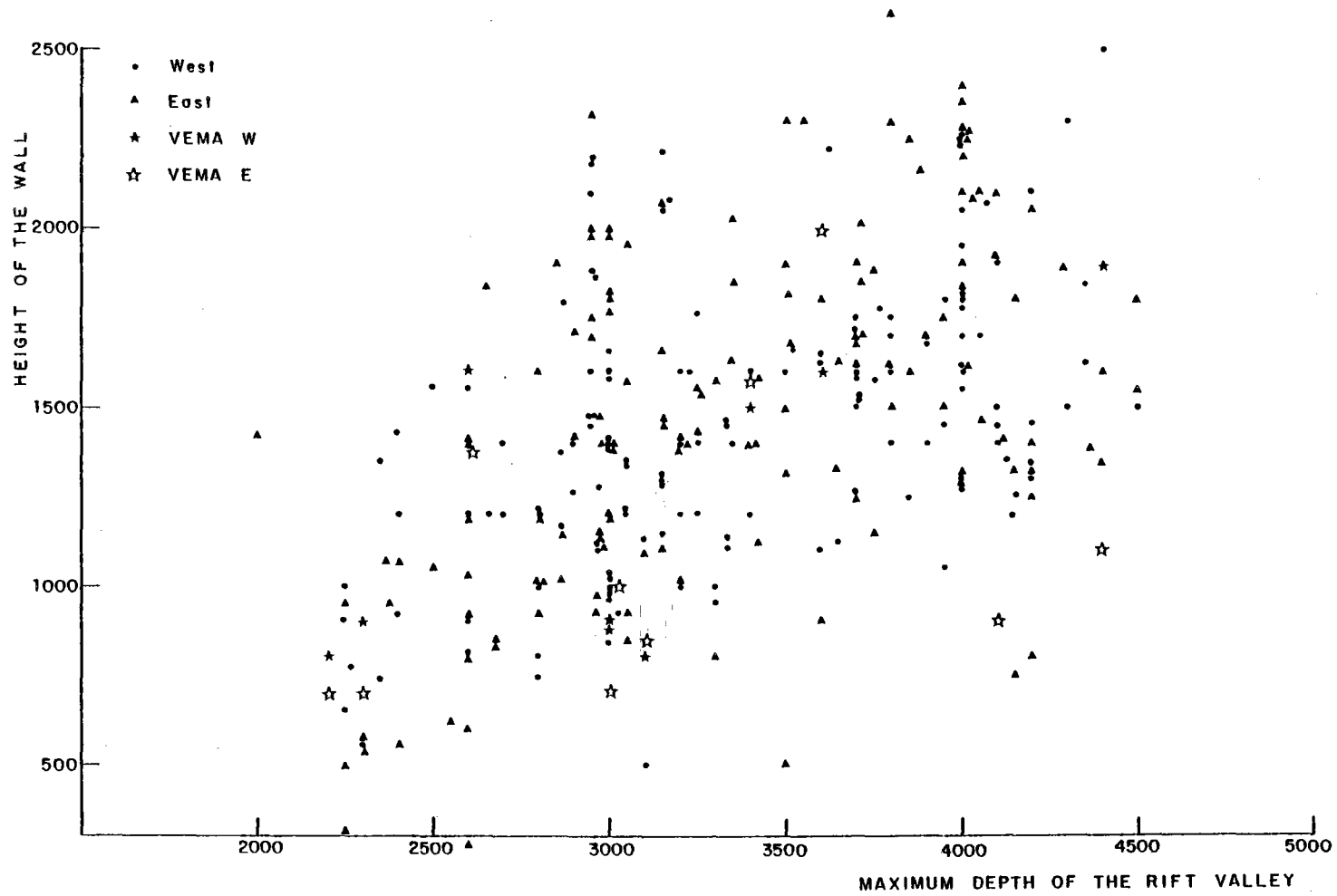


FIGURE 2.10 : VARIATIONS DE LA HAUTEUR DES MURS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR MAXIMALE DE LA VALLEE AXIALE (profondeur à l'âge 0)

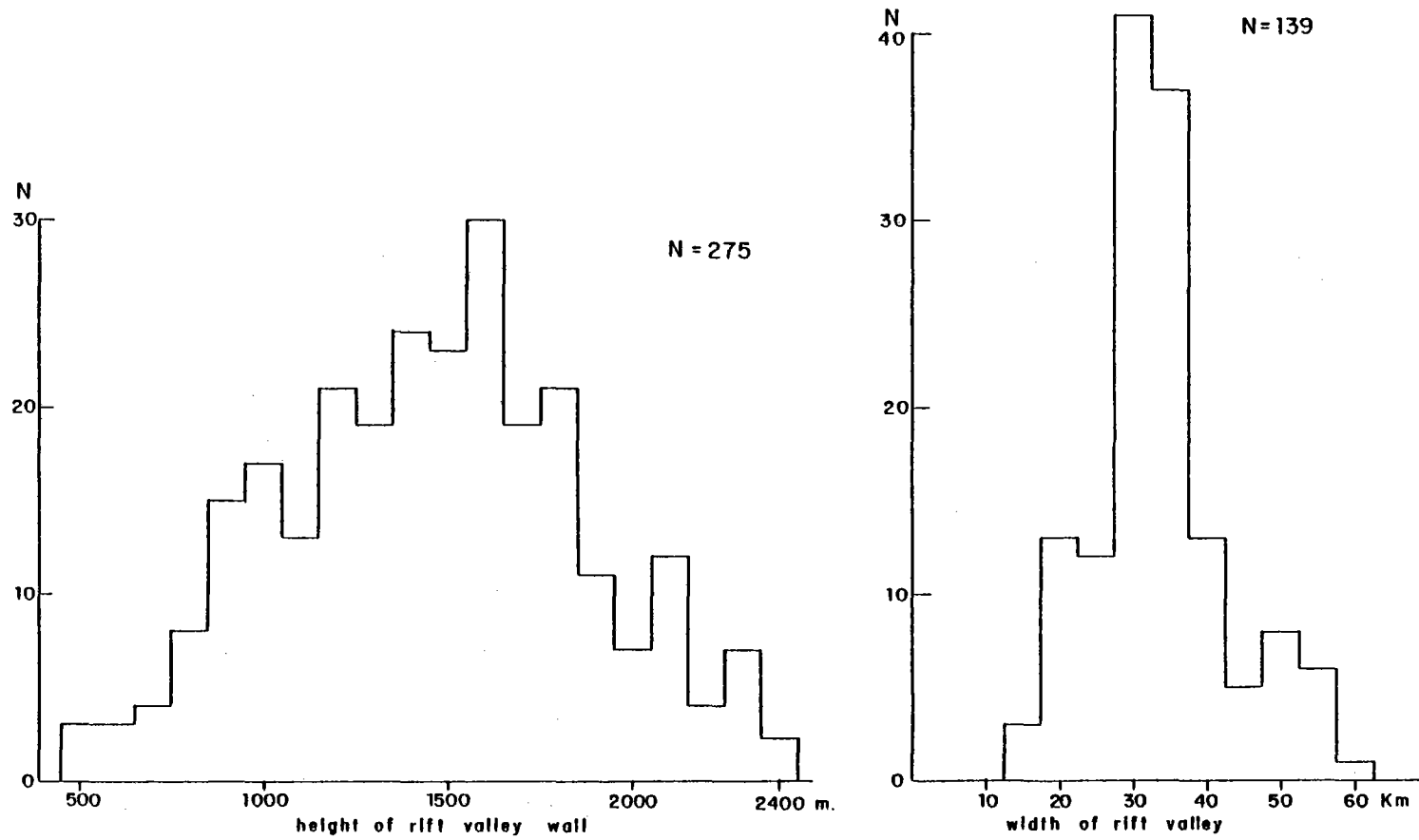
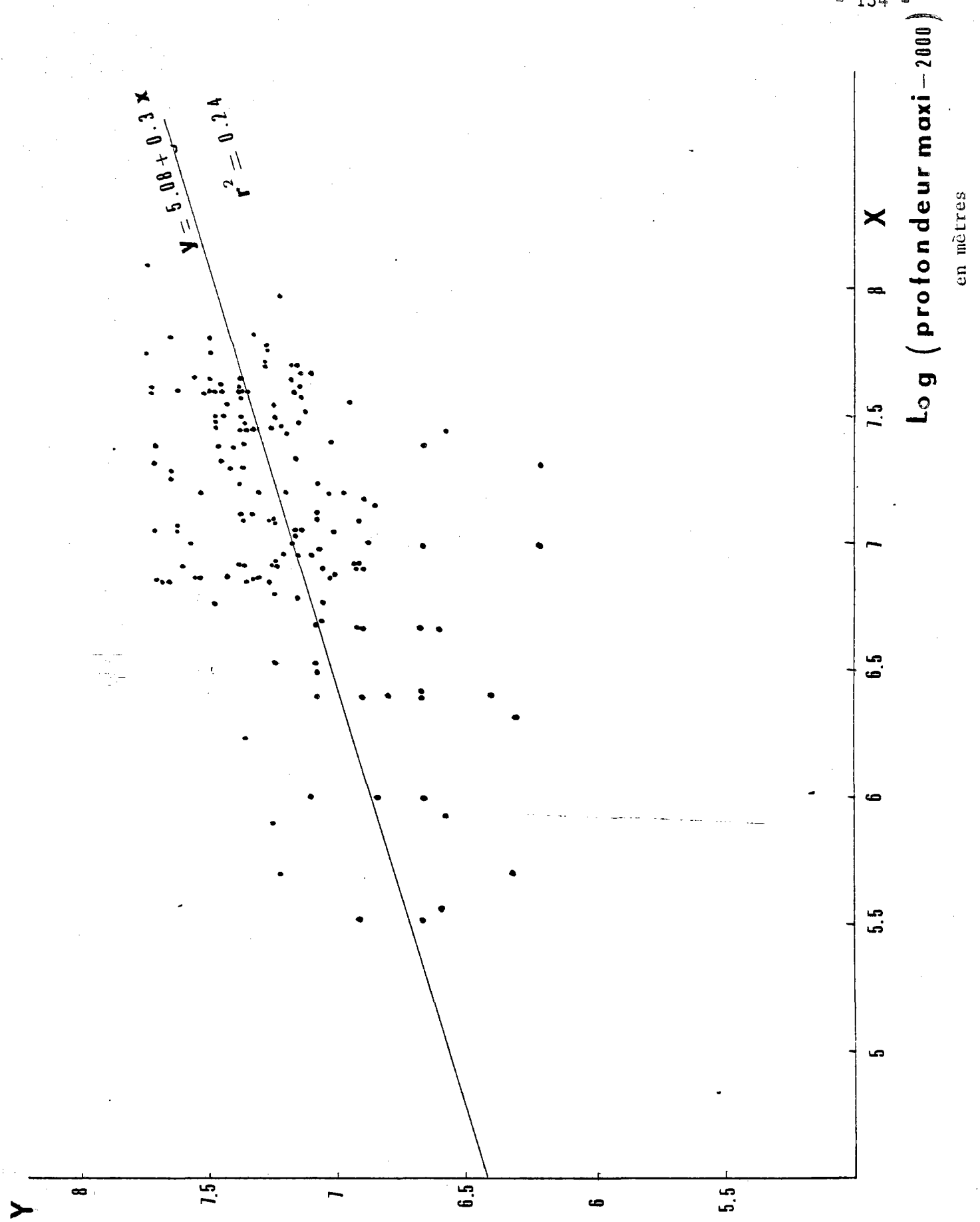
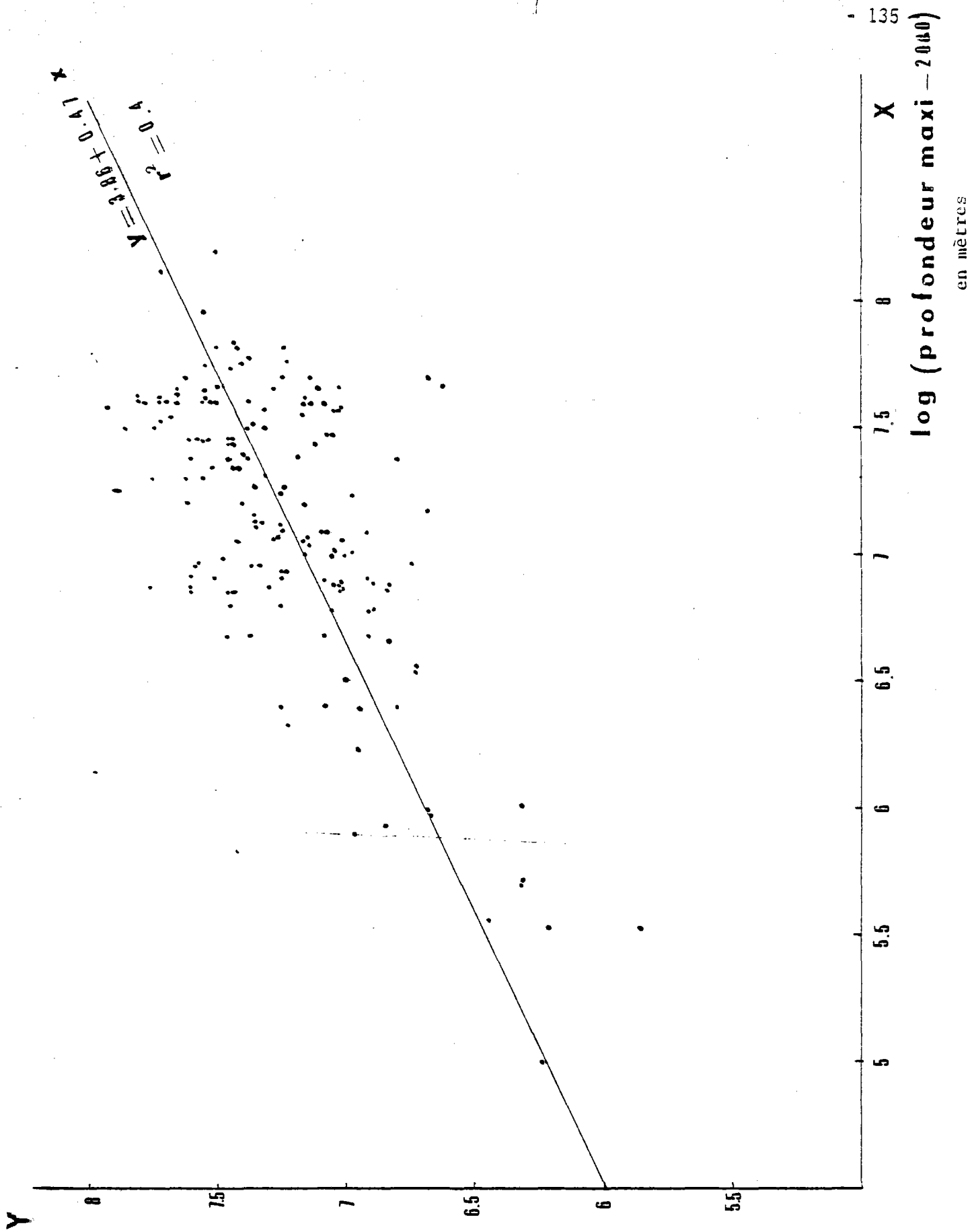


FIGURE 2.11 : HISTOGRAMMES DES VARIATIONS DE LA HAUTEUR DES MURS ET DE LA LONGUEUR DE LA VALLEE AXIALE



Log (hauteur du mur ouest) en mètres

FIGURE 2.12. : Variations du logarithme de la hauteur du mur Ouest en fonction du logarithme de la profondeur maximale de la vallée (en mètres) moins 2 000 m.



Log (hauteur du mur est) en mètres

Figure 2.13. : Variations du logarithme de la hauteur du mur Est en fonction du logarithme de la profondeur maximale de la vallée (en mètres) moins 2 000 m.

Lorsque la profondeur de la vallée augmente, la hauteur des murs augmente (fig. 2.10). La hauteur des murs varie de 500 et 2 500 m, la valeur moyenne étant de 1 450 m (Fig. 2.11.).

On observe une relation linéaire entre le Logarithme de la hauteur des murs et le logarithme de la profondeur maximale moins 2 000 m. Les pentes des droites de régression sont de 0,3 pour le mur Ouest et 0,47 pour le mur Est qui présente, d'ailleurs, une meilleure corrélation. (Fig. 2.12 et fig. 2.13).

Pour des vallées de très faible profondeur, la hauteur des murs seraient, selon cette relation très faible ; la vallée axiale ne serait plus alors discernable. Ceci est le cas de la dorsale Reykjanes de 58 à 62° N : dorsale peu profonde à vitesse d'expansion lente ne présentant pas de vallée axiale mais un bombement continu, comme dans le cas des dorsales à vitesse d'ouverture élevée.

L'examen des variations des profondeurs des crêtes met en évidence une amorce de compensation des variations de profondeur maximale de la vallée axiale. Il est fort probable que les contraintes viscodynamiques liées à la montée du matériel asthénosphérique sous la lithosphère axiale influent sur la profondeur maximale du plancher interne. (LACHENBRUCH, 1973 - 1976).

Si les crêtes étaient rigoureusement à âge constant et en équilibre isostatique, la hauteur des murs (différence entre la profondeur de la vallée et la profondeur des crêtes) permettrait peut être de quantifier réellement ces processus viscodynamiques de mise en place.

Les variations de profondeur à l'âge zéro ont été représentées sur un fond de carte bathymétrique de l'océan Atlantique Nord où ont été mises en évidence les variations de profondeur du socle (OLIVET, 1978) (fig. 2.15).

- . le dôme de 44 à 47° N s'alignerait avec King's ridge et le Mont Charcot.
- . le dôme de 34 à 42° N est localisé au niveau du point Triple Amérique du Nord - Europe - Afrique.
- . le dôme de 26 à 31° N s'aligne avec les hauts Canaries - Kelvin.

Le modèle cinématique instantané de MINSTER et al., 1974, a amené ces auteurs à conclure à l'existence de mouvement relatif entre les plaques Amérique du Nord - Amérique du Sud. Le nouveau modèle de MINSTER et JORDAN, 1978, reconferme ces conclusions. Cependant le vecteur vitesse angulaire de déplacement relatif de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud n'est pas défini par de nombreuses contraintes. Aussi une large ellipse de confiance est associée à la localisation du pôle. La localisation du point Triple Afrique - Amérique du Nord - Amérique du Sud se situerait, selon MINSTER et JORDAN, 1978, quelque part le long de la dorsale médio-atlantique entre 10 et 20° de latitude Nord. Une faible seismicité existe le long de la "frontière" supposée Amérique du Nord - Amérique du Sud. L'épicentre d'un séisme du 23 Octobre 1964 est situé à 19. 8° W, 56.1° W. Le mécanisme au foyer attesterait un mouvement de cisaillement dextre dans la direction N 55 W.

Le dôme bathymétrique observé de 13 à 22° N serait donc peut être situé au niveau du point Triple entre les plaques Amérique du Nord - Amérique du Sud - Afrique. Le dôme bathymétrique se trouve également en continuité avec le dôme du Cap Vert.

Les deux points Triples semblent donc avoir une influence directe sur la topographie à l'âge zéro, topographie qui se retrouve, dans une certaine mesure, au niveau des agés plus anciens. L'étude de SCLATER et al., 1975, suggère également les variations de profondeur à l'âge zéro se retrouvent aux âges plus anciens.

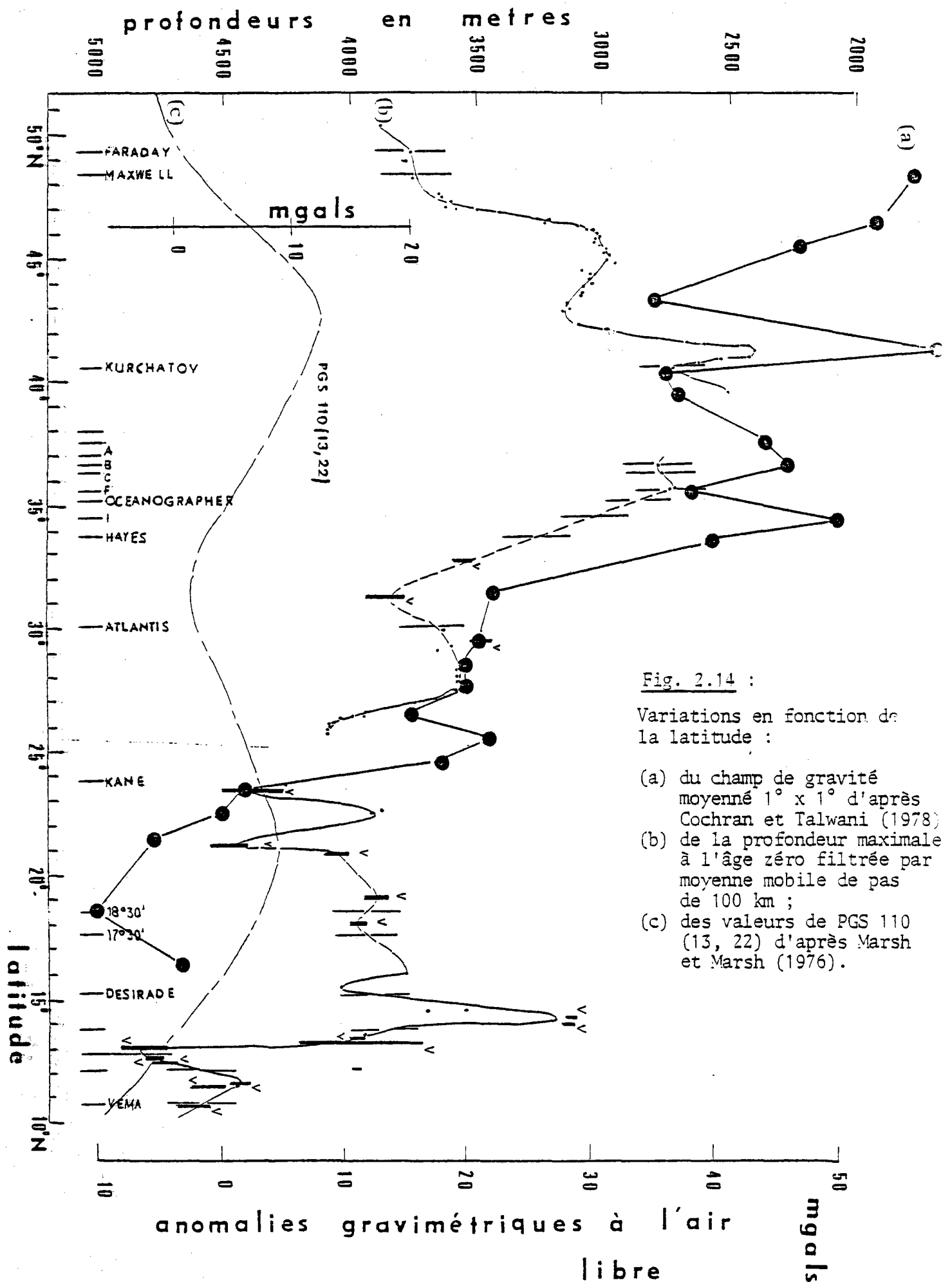


Fig. 2.14 :

Variations en fonction de la latitude :

- (a) du champ de gravité moyenné $1^\circ \times 1^\circ$ d'après Cochran et Talwani (1978)
- (b) de la profondeur maximale à l'âge zéro filtrée par moyenne mobile de pas de 100 km ;
- (c) des valeurs de PGS 110 (13, 22) d'après Marsh et Marsh (1976).

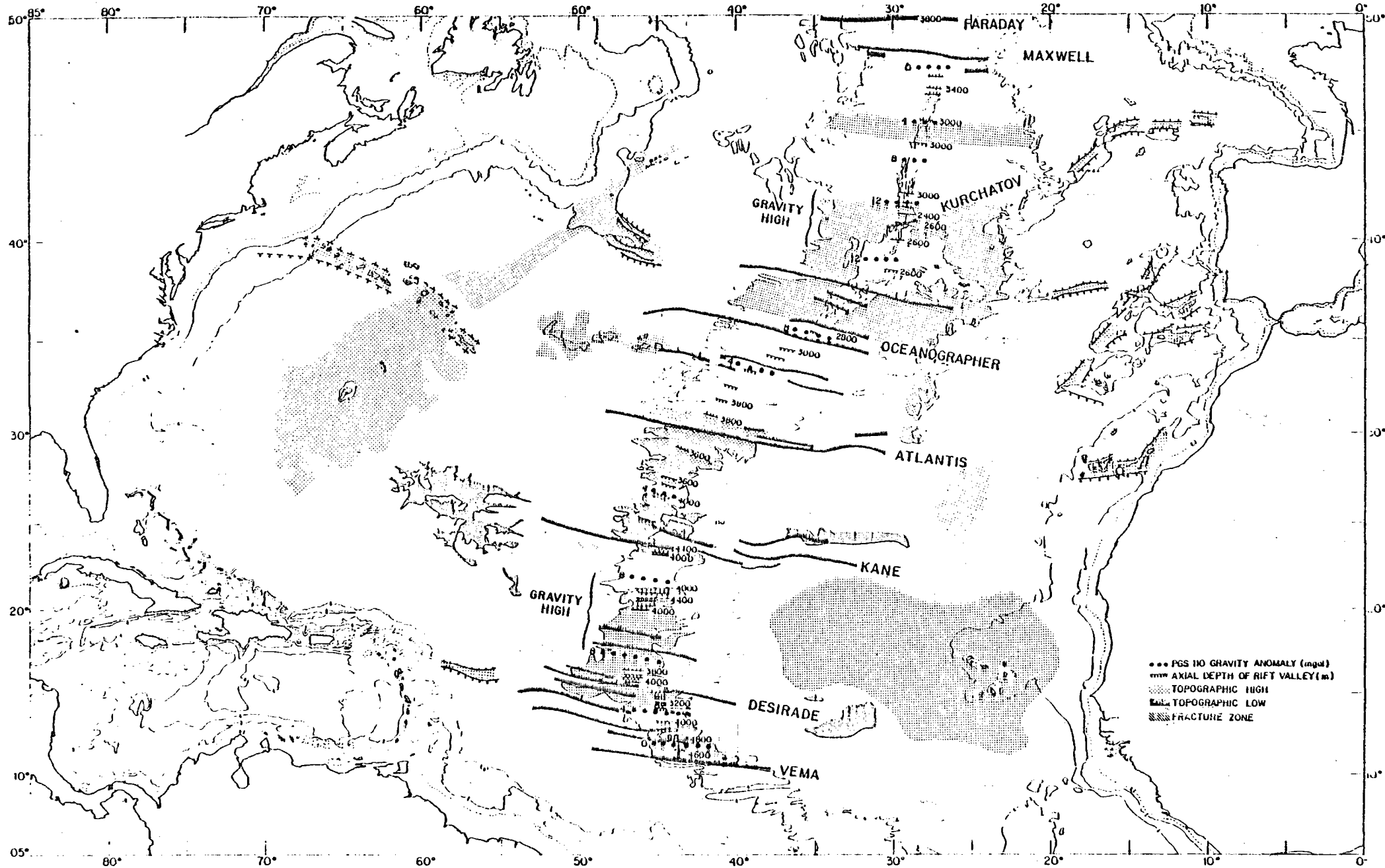


FIGURE 2:15 : Variations de profondeur à l'axe et gravimétrie à l'axe et de profondeur du socle aux âges anciens.

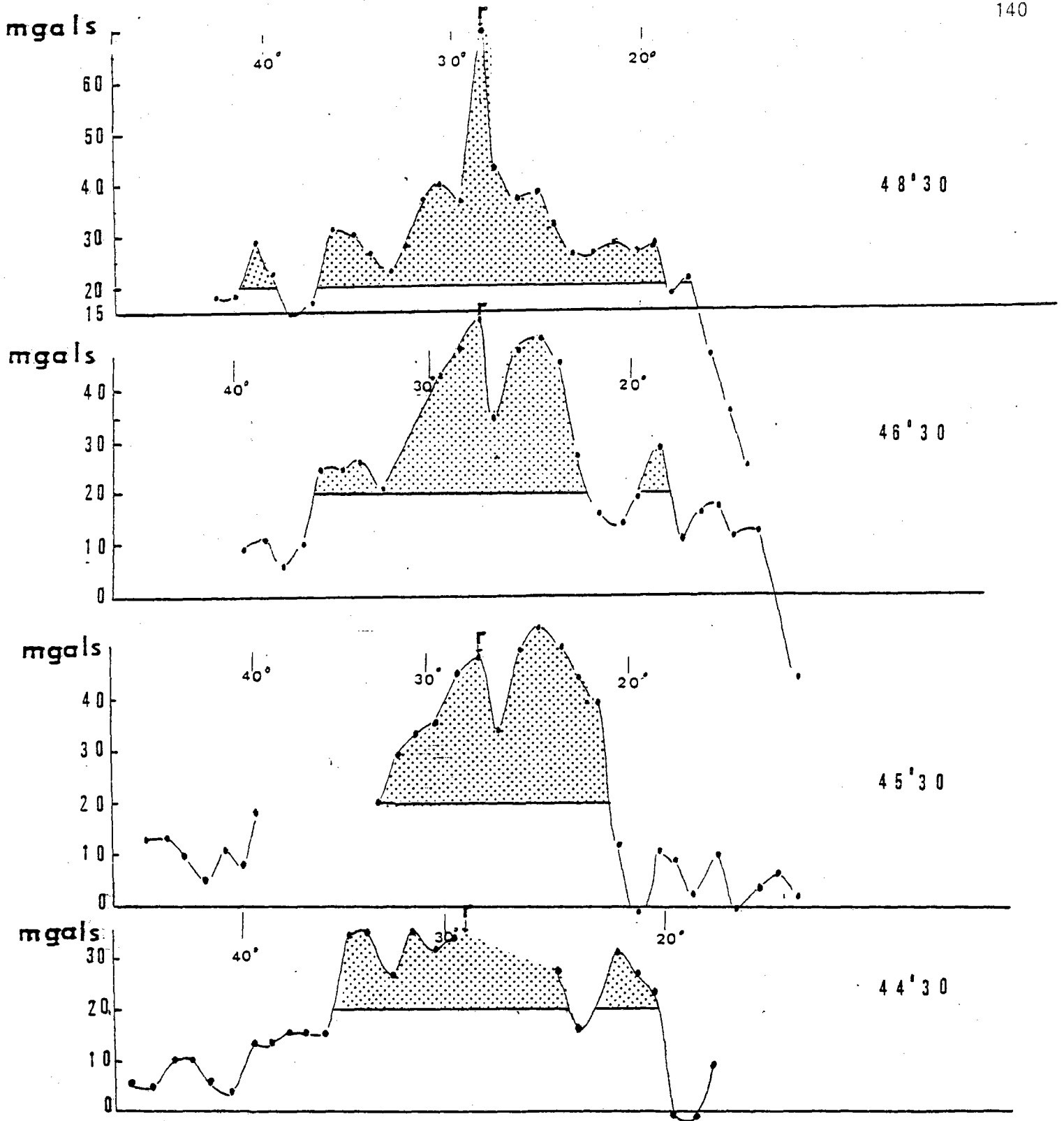
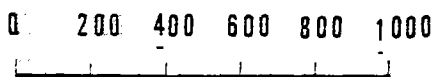


FIGURE 2.16. : Variations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre selon des profils parallèles aux zones de fractures de 48° 30 à 44° 30.

Données gravimétriques de COCHRAN et TALWANI, 1977. Les valeurs supérieures à 20 mgal (valeur moyenne à l'axe de la dorsale Atlantique) sont grisées.



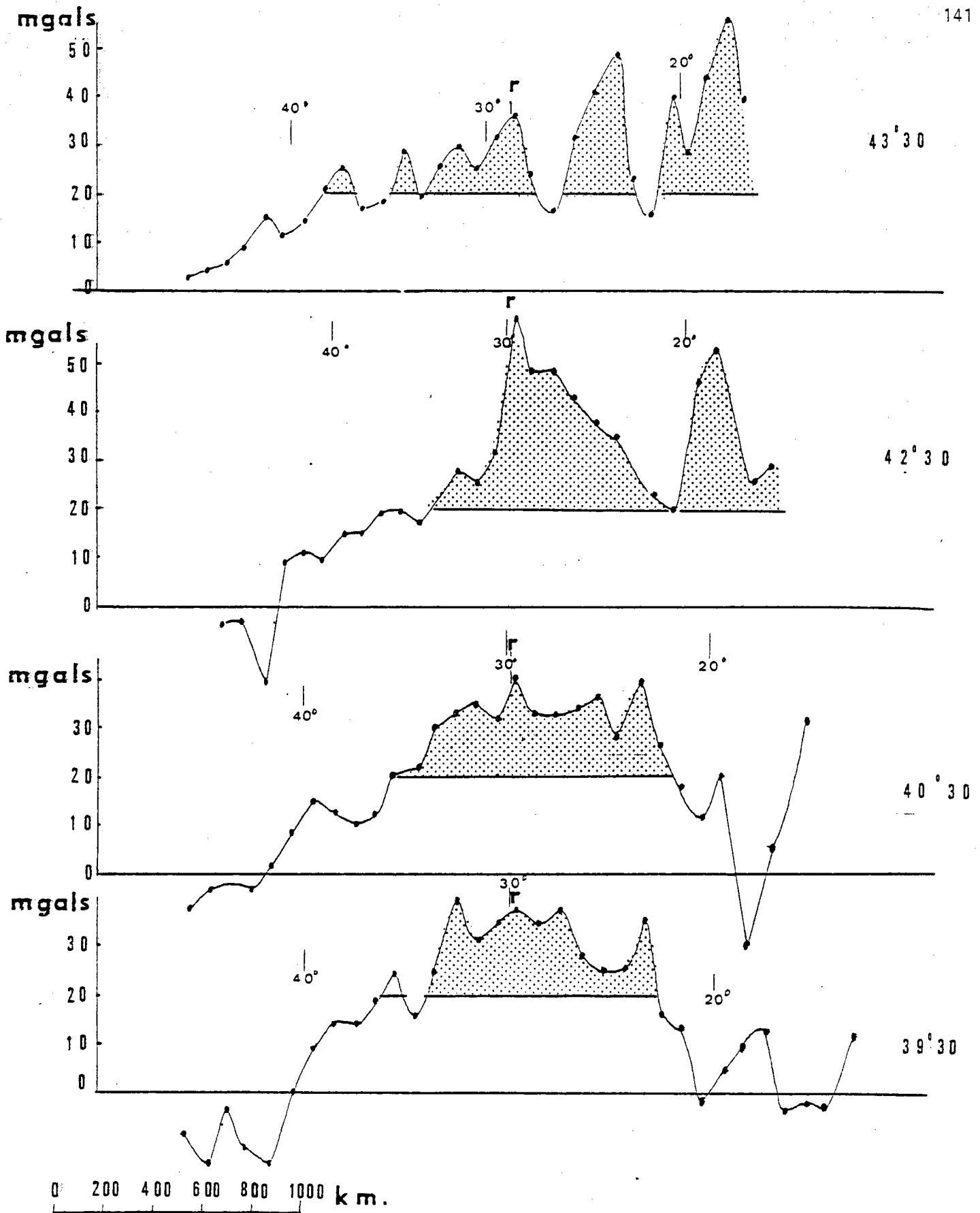


FIGURE 2.17. : Variations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre selon des profils parallèles aux zones de fractures de 43° 30 à 39° 30. Données gravimétriques de COCHRAN et TALWANI, 1977.

F : rift axial

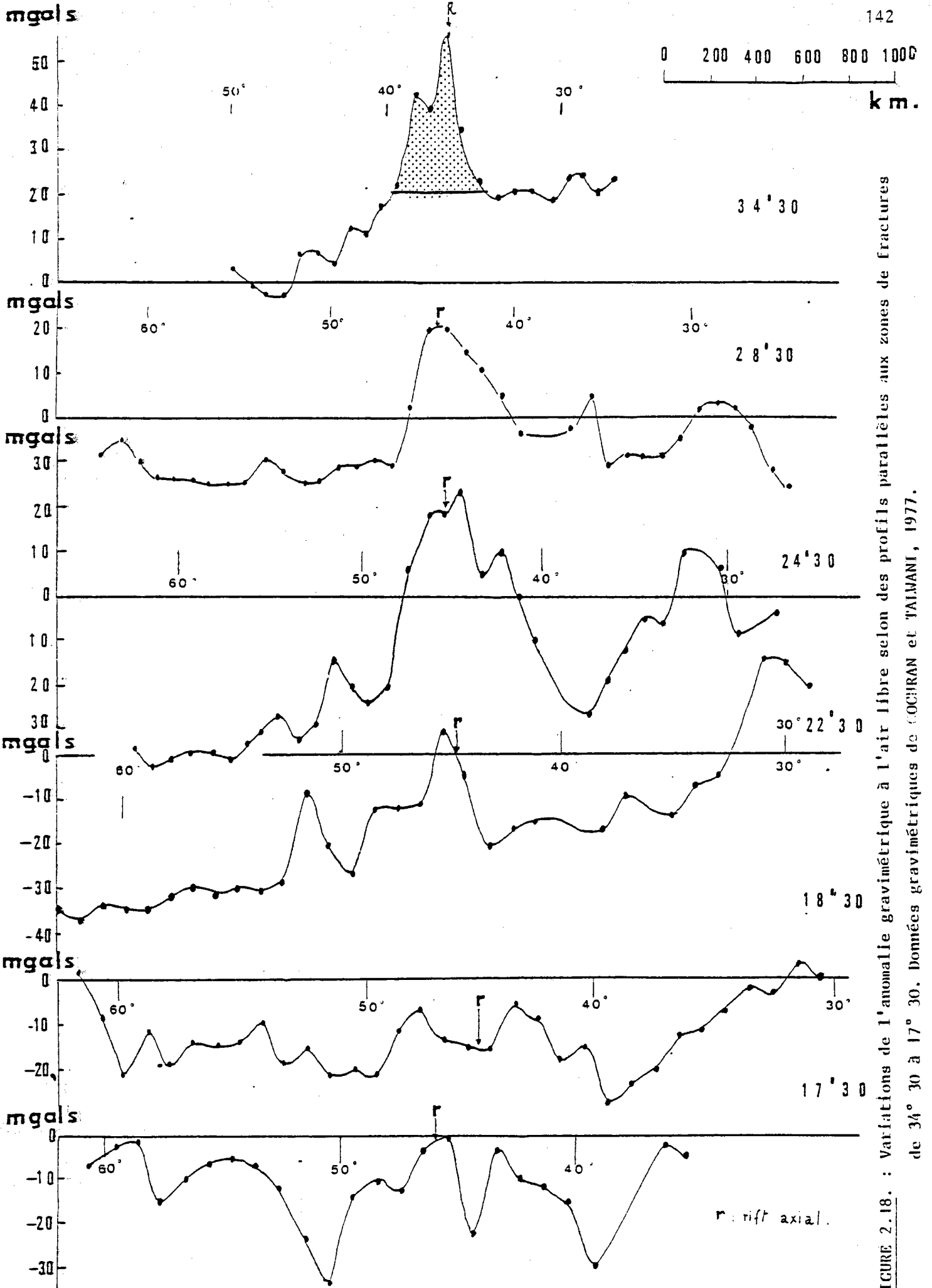
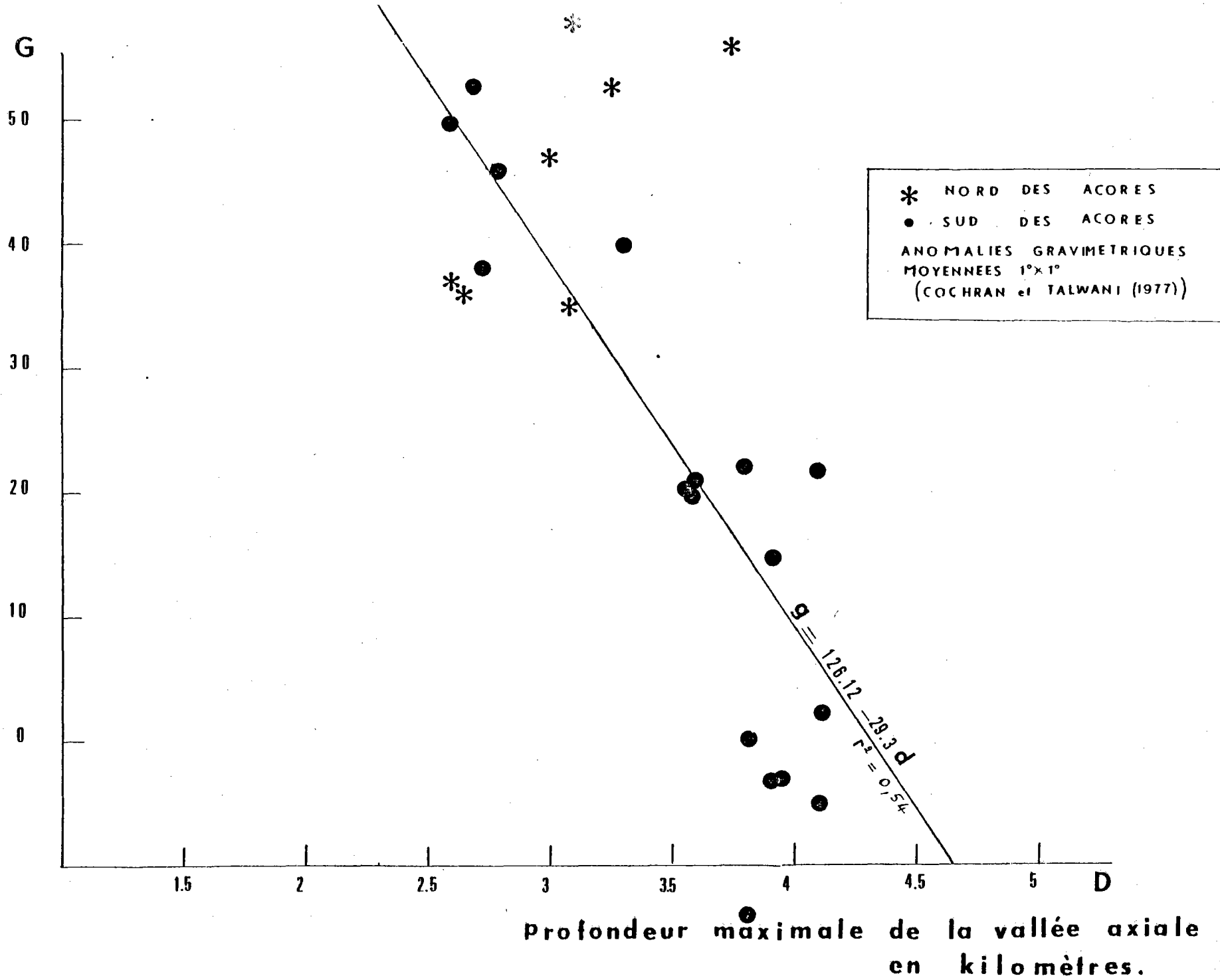


FIGURE 2.18. : Variations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre selon des profils parallèles aux zones de fractures de 34° 30' à 17° 30'. Données gravimétriques de COCHRAN et TALMANI, 1977.

FIGURE 2.10. : Variations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre à l'axe en fonction de la profondeur maximale de la vallée axiale.

gravimétrie à l'air libre à l'axe
en milligals.



II - CORRELATION ENTRE CES VARIATIONS ET D'AUTRES DONNEES GEOLOGIQUES OU GEOPHYSIQUES.

Nous observons certaines relations entre ces variations de profondeur à l'âge zéro et les variations de la gravimétrie à l'axe, l'âge d'ouverture du bassin, les zones de fractures situées à proximité des points triples, les variations de certains rapports géochimiques et les variations possibles de l'épaisseur de la lithosphère.

II. 1. Liaison avec la gravimétrie.

Les variations de l'anomalie gravimétrique à l'axe de la dorsale obtenues à l'aide de la solution géopotentielle PGS 110 ont été superposées aux variations bathymétriques à l'âge zéro (fig. 2.14.) et (fig. 2.15). Ce champ gravitationnel GEM 8 (WAGNER et al. 1977) complet jusque l'ordre 30 est plus précis que les précédents (tel GEM 6) et adhère mieux aux traits tectoniques superficiels. Le champ d'ordre et de degré inférieur à 12 a été soustrait du champ total de manière à ne s'intéresser qu'aux longueurs d'onde inférieures ou égales à 3100 km ce qui correspond aux principaux traits tectoniques. En fait MARSH and MARSH, 1976, utilisent le champ (n : 13-22, m 13-26), s'intéressant ainsi essentiellement aux longueurs d'onde comprises entre 1800 et 3100 km.

L'emploi de cette méthode a été discuté (WATTS, 1978, MARSH and MARSH, 1978).

Un trait remarquable de cette solution satellite dérivée est la présence d'une série d'anomalies linéaires, positives et négatives, d'amplitude inférieure à 10 milligals et de longueur d'onde de 2000 km, de direction Est-Ouest et se corrélant aux variations de profondeur dans l'océan Pacifique. La linéarité de ces ondulations n'est pas évidente dans l'Atlantique Nord. Néanmoins, les nouvelles données bathymétriques montrent une corrélation entre hauts topographiques et hauts gravimétriques à l'âge zéro dans cette partie de l'océan. L'amplitude et la longueur d'onde de ces anomalies ne peut pas être supportée par la lithosphère. Ces corrélations pourraient servir de test aux modèles de convections à plusieurs échelles. (voir paragraphe III).

J'ai également utilisé les données gravimétriques à l'air libre moyennées toutes les degrés-carrées de COCHRAN et TALWANI, 1977. (voir fig. 2.15), les variations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre Transversalement à la dorsale sont présentées (fig. 2.16 - 2.17 - 2.18) et soulignent l'importance d'une localisation exacte de la vallée axiale.

On remarque que le "pic" bathymétrique localisé au Nord de la zone de fracture Kurchatov de $40^{\circ} 30'$ à $41^{\circ} 30'$ se manifeste au niveau de l'anomalie gravimétrique.

Les données gravimétriques à l'air libre montre une diminution constante de l'anomalie de 25 à 19° N. Il est regrettable que COCHRAN et TALWANI, 1977, ne présentent pas de données au Sud de $16^{\circ} 30'$ à l'axe de la dorsale Médio atlantique.

Les anomalies gravimétriques à l'air libre à l'axe et les variations de la profondeur maximale de la vallée sont corrélées (fig. 2.19), la pente de la droite de régression de $29,3$ mgal/Km. Cette pente est un accord avec celle prédite par MC KENZIE et al., 1974, dans le cas de convection dans un fluide Newtonien sans variation de viscosité.

II.2. Liaison avec l'âge d'ouverture du Bassin

Au Nord et au Sud des Açores, l'âge d'ouverture des Bassins océaniques est de 80 à 180 millions d'années, respectivement. Selon le modèle de VEEVERS, 1979, cette différence d'âge pourrait intervenir sur

la profondeur actuelle de mise en place du plancher océanique.

VEEVERS, 1977, se place à l'axe des dorsales et utilise les courbes bathymétriques et gravimétriques d'ANDERSON et al., 1973, ainsi que de nouvelles données en Mer Rouge et dans le Golfe d'Aden. Il définit la profondeur d'équilibre de la dorsale à l'âge zéro à partir des profondeurs à l'axe correspondant aux anomalies gravimétriques nulles. Ce choix est discutable (il faut remarquer qu'en fait la valeur de l'anomalie gravimétrique à l'axe des dorsales est assimilée plutôt à 20 - 30 milligals au niveau des dorsales à vitesse d'expansion lente (LAMBECK, 1972). Les profondeurs résiduelles d'équilibre ainsi définies pour l'ensemble des dorsales, sont représentées en fonction de l'âge du début d'ouverture du Bassin Océanique (Fig. 2.20).

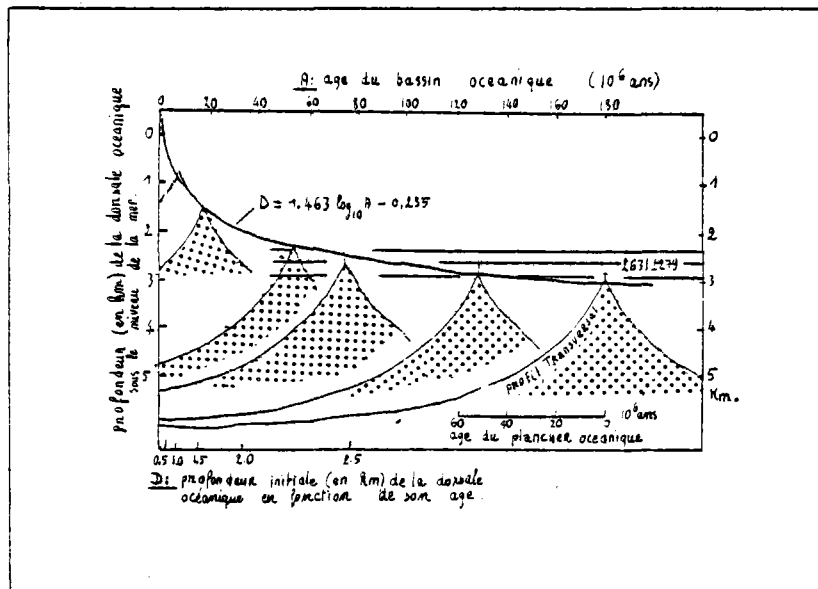


FIGURE 2.20. : Relation entre la profondeur de la croûte et l'âge d'ouverture des bassins océaniques selon VEEVERS, 1977.

Les données retenues par VEEVERS (1977) obéissent à la loi :

$$(1) \quad D = 1,463 \log_{10} A - 0,235 \quad \left(\begin{array}{l} D : \text{profondeur en km} \\ A : \text{âge d'ouverture de Bassin en million} \\ \text{d'années.} \end{array} \right.$$

La variation de profondeur D est surtout sensible pour les Bassins ouverts il y a moins de 60 millions d'années.

En appliquant l'équation (1) nous devrions observer une différence entre les profondeurs d'équilibre au Nord et au Sud des Açores de :

$$D(180) - D(80) = 3,06 - 2,5 = 0,51 \text{ km.}$$

Nous avons comparé dans ces deux Bassins les profondeurs du plancher interne et des crêtes. Les valeurs moyennes des profondeurs du plancher interne et des crêtes Est et Ouest au Sud des Açores sont supérieures aux valeurs au Nord des Açores (différence légèrement inférieure à 1 000 m dans le cas du plancher interne et supérieure à 500 m dans le cas des crêtes). Il y a donc un certain accord avec le modèle de VEEVERS.

Le modèle de VEEVERS a des conséquences importantes sur la courbe de subsidence du plancher océanique avec l'âge. L'aplatissement de cette courbe pour des âges anciens (PARSONS et al., 1977) serait expliqué dans ce modèle par une mise en place à une profondeur plus faible que la profondeur actuelle, au début de l'ouverture du Bassin. Les parties de l'océan d'âge supérieur à 100 - 120 millions d'années pourraient se retrouver à la même profondeur, du fait de l'action combinée de la subsidence, liée à la contraction thermique, et de l'origine moins profonde lorsque l'âge croît de 120 à 180 millions d'années (le bassin océanique existant alors depuis moins de 60 millions d'années).

II.3. Liaison avec la présence de zones de fractures.

Nous avons essayé, dans toute l'étude, de nous dégager de l'influence des zones de fractures, en utilisant uniquement les données bathymétriques en contexte géotectonique de segment linéaire de dorsale. Or la fig. 2.3. montre que certaines zones de fractures créent une interruption locale des anomalies de grande longueur d'onde. Ce sont les fractures KURCHATOV (à 40°42', de rejet horizontal de 20 km) la fracture KANE (à 24°N, de rejet horizontal 160 km), la fracture DESIRADE (à 15°20', de rejet horizontal 180 km), la "zone de torsion"

à 13°45 (voir deuxième chapitre) et la fracture à 12°40 de rejet horizontal légèrement inférieur à 60 km. Sur la fig. 2.2. où seul un pas de filtrage de 50 km est utilisé, l'influence de la zone de fracture Oceanographer (à 35°12, de rejet horizontal 150 km) se manifeste; cette influence disparaît cependant sur la figure 2.3., au pas de filtrage de 100 km.

La fracture KURCHATOV, assimilée par SEARLE and LAUGHTON, 1977, à un centre d'expansion oblique, et la fracture OCEANOGRAPHER sont localisées de part et d'autre des Açores. La fracture KANE et la fracture à 12°40 encadrent le dôme de grande longueur d'onde localisé de 13 à 22° N. La fracture DESIRADE et la "zone de torsion" à 13°45 sont situées symétriquement par rapport au "pic" bathymétrique de 14°N. La détermination de la longueur d'onde réellement affectée par les zones de fractures est délicate.

L'influence possible des zones de fractures dans des perturbations majeures de la topographie (et pas seulement l'approfondissement relatif du plancher se marquant au voisinage immédiat de la fracture) avait été suggéré par VOGT et JOHNSON 1975. Les fractures TJORNES et REYKYANES, entourant l'Islande (67 à 64°N.), et la fracture BLANCO, séparant la dorsale JUAN de FUCA (influencée par un "Hot spot") de la dorsale GORDA, fournissent des exemples de ce type.

Selon ces auteurs, des circulations longitudinales à la dorsale existeraient, le matériau partiellement fondu s'éloignant des hauts topographiques de grande longueur d'onde et des hauts gravimétriques des dorsales médio-océaniques. Ce matériau pourrait être partiellement bloqué au niveau de certaines zones de fractures entourant ces hauts. Ce "blocage" peut être lié à des conditions thermiques différentes dues au rejet horizontal créé par ces zones de fractures.

Cependant cet effet de barrage des zones de fracture à la circulation longitudinale à la dorsale de l'asthénosphère ne semble pas systématique : tous les hauts topographiques, tel celui de 26 à 31°N et celui de 44 à 47°N (fig. 2.3), ne sont pas contrôlés par des zones de fracture. D'autre part, dans ce modèle, les zones de fractures à fort rejet horizontal devraient constituer les meilleurs barrages. Ceci ne semble pas être toujours le cas : la zone de fracture KURCHATOV et la zone de fracture à 12°40 ont des rejets horizontaux inférieurs à 60 km.

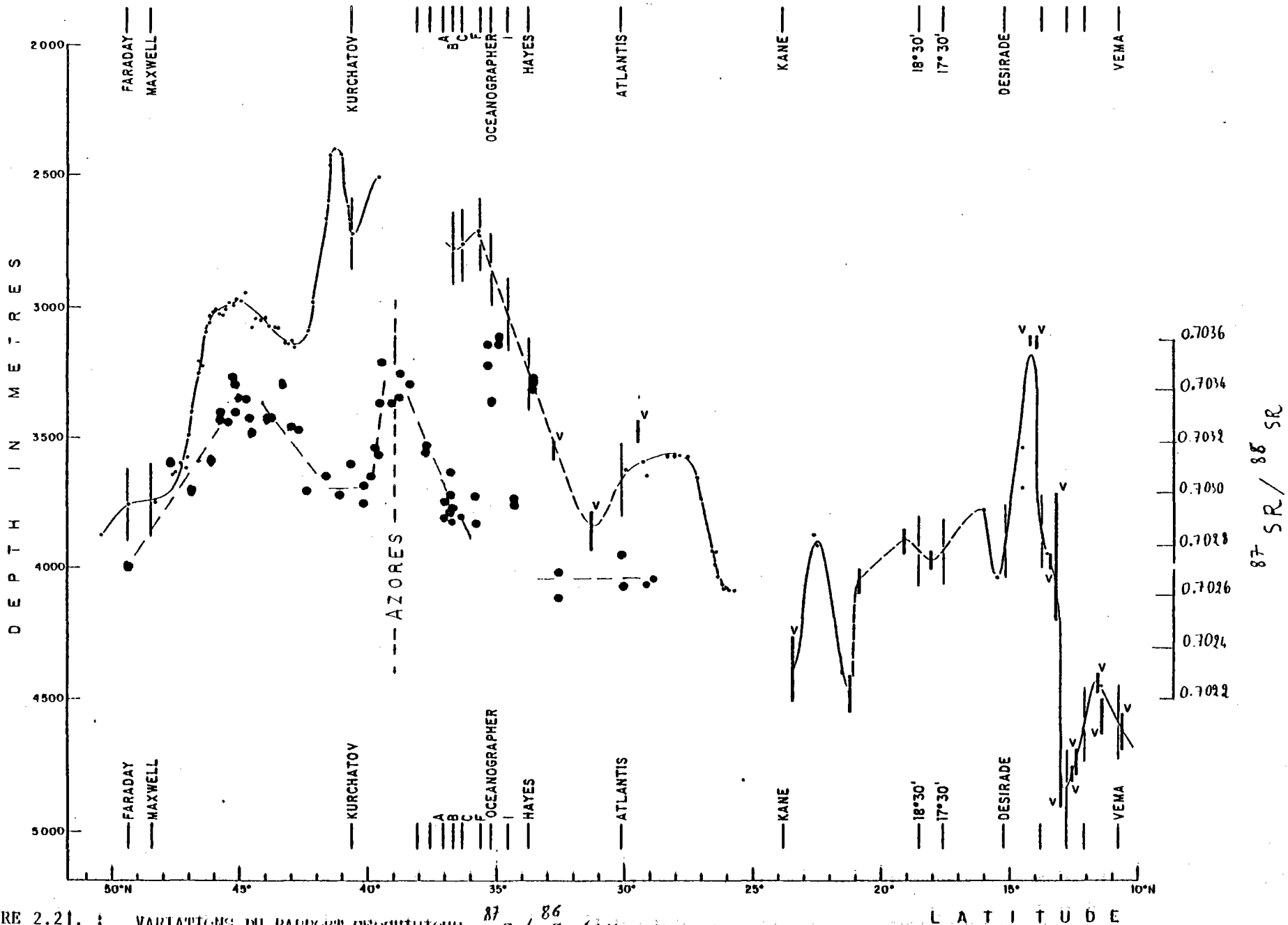


FIGURE 2.21. : VARIATIONS DU RAPPORT GEOCHIMIQUE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (déterminées par WHITE et al., 1978) SUPERPOSEES A CELLE DE LA PROFONDEUR A L'AGE 0 EN FONCTION DE LA LATITUDE (de 50 à 10° Nord).

L'existence de ces circulations longitudinales à partir des zones hautes, et donc de polarité du flux de matière mantélique, pourrait être mise en évidence par la géochimie.

II.4. Liaison avec la géochimie

Certains rapports entre des éléments chimiques, notamment ceux ayant des coefficients de partages faibles entre solide et liquide, et des propriétés chimiques différentes (tels les éléments traces Lanthane et Tantale) ainsi que certains rapports isotopiques (tel SM^{87}/SM^{86}) semblent peu influencés par les processus liés à la fusion partielle et la cristallisation fractionnés. Aussi, les rapports de ces éléments représentent de bon marqueur d'évènements mantéliques.

SCHILLING (1973) a constaté des variations quasi continues du rapport isotopique $^{87}Sr / ^{86}Sr$, ainsi que de terres rares, lorsque l'on s'éloigne de la zone anormale de l'Islande. Ceci constitue un argument en faveur de l'existence de circulations longitudinales à la dorsale.

Des latitudes 29 à 59° N, WHITE et SCHILLING, 1978, ont étudié 58 données de dragages le long de la dorsale. L'analyse du rapport isotopique $^{87}Sr / ^{86}Sr$ met en évidence l'existence de trois maxima distincts (fig. 2.17). L'un coïncidant avec le plateau des Açores, l'autre à 45° N et un troisième à 35° N. Des variations semblables sont également observées au niveau des "éléments lithophiles légers" K, Rb, Cs, Sr et Ba. Selon ces auteurs, ces variations résulteraient d'hétérogénéités chimiques et isotopiques du manteau qui pourraient être liées à un "panache" au niveau des Açores, d'autres "panaches" pouvant exister à 45° N et 35° N.

Nous constatons que le dôme bathymétrique observé de 44 à 47° N. se corrèle avec le haut géochimique (de maxima 45° N). Le minimum géochimique de 40 à 42° N se localise au niveau de la zone "perturbée" par la fracture KURCHATOV (fig. 2.21).

Les dragages effectués au niveau du plancher interne, à différentes latitudes, pendant la campagne "Vema", ont permis une étude des variations géochimiques des éléments traces et notamment des variations du rapport des éléments traces Lanthane/Tantale qui représenterait un bon marqueur d'évènements mantéliques. (BOUGAULT et al., 1979). Ce rapport Lanthane/Tantale, présente deux valeurs de 9 et de 18 : la valeur 9 étant chaque fois observée lorsque les échantillons correspondent à des zones peu profondes, (telles à 34° 57', 14° 10') la valeur 18 correspondant aux zones axiales profondes (24° N, 11° 30') (BOUGAULT, communication personnelle). A 22° N et 26° N des résultats antérieurs mettaient également en évidence le rapport 18.

Il serait intéressant de savoir réellement quelle est la longueur d'onde affectée par ces variations. Le rapport reste-t-il de 18 au sommet d'un pic topographique (d'une hauteur pouvant atteindre 500 m, tel à 23° N) présent dans une zone profonde ? De même le rapport reste-t-il de 9 à la base d'un pic topographique présent dans une zone élevée (telle à 14° 10'). Ces rapports "anormaux" de 9 sont-ils liés aux hauts topographiques locaux ou aux anomalies de longueur d'onde plus grande pouvant être associées à des points triples ?

II.5. Liaison avec l'épaisseur thermiquement contrôlée de la lithosphère.

HAIGH 1973, a proposé d'expliquer les variations de profondeur de 2 km observées pour les âges anciens de 43 à 61°N (profils NAVADO) par une remontée des isothermes de la lithosphère océanique des Açores à l'Islande, La température à 65 km de profondeur pouvant varier entre 1035° C et 1190° C. Cette variation de température créerait une variation de 20 km (de 85 à 65 km) de l'épaisseur de la lithosphère aux âges anciens. Ces épaisseurs ont été calculées en minimisant, au sens des moindres carrés, la différence entre la profondeur observée et la profondeur théorique calculée à l'aide du modèle de SCLATER et FRANCHETEAU (1970) en faisant varier le paramètre: épaisseur de la lithosphère contrôlée dans ce modèle par l'isotherme 1190° C.

Les mesures de flux de chaleur permettent théoriquement de tester ces variations de température du sommet de l'asténosphère. Cependant ces données sont éparées et de grande variabilité, notamment à l'axe des dorsales où le régime thermique est compliqué par la pénétration de l'eau de mer dans la croûte ce qui fait décroître la part du flux par conduction, seul accessible à la mesure actuellement, (voir LISTER et al. 1972 - 1974 - 1977). Aussi il ne nous a pas été possible de relier les variations de profondeur observées à l'âge zéro à des variations semblables du flux de chaleur, notamment de 13 à 22° N.

Les variations de l'épaisseur de la plaque lithosphérique pourraient être mises en évidence à partir des relations entre anomalies bathymétriques et anomalies gravimétriques.

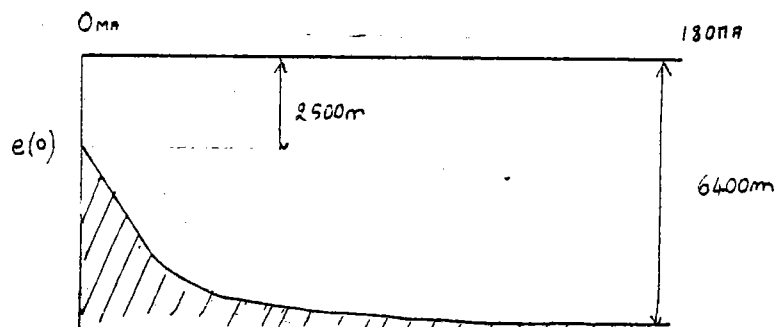
On sait que la topographie des dorsales est compensée pour des longueurs d'onde de l'ordre de 50 km au moins (MCKENZIE et BOWEN 1976 ; DORMAN, communication personnelle).

PARSONS et SCLATER, 1977, utilisent comme HAIGH, 1973, le modèle de plaque lithosphérique d'épaisseur constante thermiquement contrôlée. L'inversion des données bathymétriques et de flux de chaleur dans les âges anciens, leur permet de définir dans le cas de chaque océan, l'épaisseur^a de la plaque lithosphérique, la température T₁ à sa base, ainsi que le coefficient volumétrique d'expansion thermique.

$$a = 128 \pm 10 \text{ km}$$

$$T_1 = 1330 \pm 274^\circ\text{C}$$

$$\alpha = (3,28 \pm 1,19) \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ est défini par l'élévation observé à l'origine (3900 m).}$$



La relation entre e(o) et ces paramètres est la suivante:

$$e(o) = \frac{\rho_o \alpha a T_1}{2(\rho_o - \rho_w)} \quad \text{où } \rho_w = 1 \text{ densité de l'eau de mer}$$

$$\rho_o = 3,3\text{g/cm}^3 \text{ , densité moyenne de la croûte}$$

Une extension aux âges anciens de la courbe de profondeur à l'âge zéro obtenue, permettrait d'étudier les variations de e(o) (différence entre la profondeur aux âges anciens et la profondeur à l'âge zéro observées le long d'un profil parallèle aux zones de fractures).

Si la différence de profondeur est conservée (et dans ce cas à un point haut à l'âge zéro correspond un point haut avec âges anciens) l'épaisseur de la lithosphère et la température à sa base sera constante et les variations de profondeur auront une entière origine asténosphérique. Une étude très précise est indispensable aux âges anciens pour infirmer ou confirmer cette hypothèse.

Dans l'état présent, sans étude très précise aux âges anciens il n'est pas possible de donner des bornes de variations de l'épaisseur de la plaque, de la température à sa base, ou du coefficient volumétrique d'expansion thermique que pourraient suggérer les variations de profondeur à l'âge zéro.

III. CONSEQUENCES DE CES RESULTATS SUR LES DIFFERENTS MODELES DE
DE LA LITHOSPHERE, APPROCHE POSSIBLE DE L'ETUDE DES CONVECTIONS
ASTHENOSPHERIQUES.

Les variations de profondeur axiale d'amplitude 2,5 Km viennent d'être mises en évidence dans le cas de la dorsale Médio-atlantique qui, pour beaucoup d'auteurs est une dorsale particulière.

Ainsi, COCHRAN et TALWANI 1977, mettant en évidence une relation entre la gravimétrie et l'âge du plancher océanique, établissent des cartes d'anomalies gravimétriques corrigées de l'influence de l'âge. Il n'y aurait plus, alors, pour l'ensemble des océans, de corrélation entre ces anomalies gravimétriques corrigées, et les anomalies de topographie liées aux dorsales médio-océaniques sauf au niveau de l'Atlantique au Nord de 30°. Cette latitude délimiterait, selon ces auteurs, une dorsale "normale" au Sud et "anormale" au Nord. Cette coupure se marquerait, par un fort gradient, aussi bien dans la gravimétrie qu'au niveau de la bathymétrie. Les données gravimétriques utilisées par COCHRAN et TALWANI, 1977 et 1978, proviennent de GEM6 et les données bathymétriques de la carte d'UCHUPI, 1971. Cette carte ne permet pas de mettre en évidence la remontée du plancher océanique de 13 à 22° N.

Or, l'étude (de courte longueur d'onde) des profils de détail obtenus pendant la campagne "Vema" n'indique pas de différence majeure entre les profils "Nord Oceanographer" (35° 17) ou "Sud Atlantis" (29°36), ou entre les profils "Sud Oceanographer" (34° 59) ou "Sud Desirade" (14°10). Il y a donc de nombreuses similitudes entre des profils situés au Nord et au Sud de cette latitude limite de 30° N. De même, les données géochimiques montrent le même rapport la/Ta au niveau des profils "Sud Oceanographer" et "Sud Désirade" situés de part et d'autre de la latitude 30° N.

Les variations de grande longueur d'onde de la bathymétrie (fig2.3.) font apparaître un deuxième haut bathymétrique majeur de 13 à 22° N. Les variations de grande longueur d'onde de la gravimétrie (PGS 110 (13-22, 13-26) montrent des dômes d'égale amplitude au Nord et au Sud de la latitude 30°N qui marquerait, selon COCHRAN et TALWANI la limite entre une zone anormale au Nord et normale au Sud. Ces données ne semblent donc pas confirmer cette "coupure" suggérée par COCHRAN et, TALWANI. Nous aurions peut être en fait deux zones "anormales" au Nord et au Sud de cette latitude. Mais la définition d'une "normalité" est très subjective.

Les variations de profondeur à l'axe de grande longueur d'onde dans l'Atlantique Nord de 10 à 50 ° N semblent reliées aux anomalies du champ de gravité à l'axe (voir II.I) de longueur d'onde variant entre 1 000 et 2 000 Km. Ces anomalies de profondeur et de gravité pourraient être dues à des variations de l'épaisseur de la plaque lithosphérique, des anomalies de température dans l'asthénosphère, ou à la présence de phases aux proportions différentes dans le manteau. Un problème supplémentaire est d'expliquer comment peuvent se maintenir de telles anomalies. Nous suggérons ici que ces anomalies peuvent être maintenues par la convection de longueur d'onde 300 à 600 km (courte longueur d'onde pour des cellules convectives).

Il faut remarquer que dans les modèles convectifs à différentes échelles horizontales, les cellules convectives de petites dimensions sont alignées dans l'axe des cellules convectives à grande échelle associées au flux lié au mouvement des plaques : ces cellules à grande échelle viennent d'être mises en évidence expérimentalement (NATAFF et al., réunion annuelle des Sciences de la Terre Lyon, 1979). Les cellules convectives que nous suggérons seraient, elles, transverses à la direction de l'expansion.

RICHTER, 1973, 1975, MCKENZIE et al. 1975, suggèrent que ces convections à courte longueur d'onde (300 - 600 km) dans le manteau supérieur permettent de maintenir la constance du flux de chaleur observé dans les parties anciennes des océans. En fait, un

examen plus précis des données de flux de chaleur rend délicate la distinction entre refroidissement permanent ou approche d'une valeur constante (PARSONS et SCLATER 1977.) Néanmoins, on constate une certaine constance de la profondeur du plancher océanique avec l'âge. Cet équilibre peut s'expliquer par une température maintenue constante à la base de la plaque, mais aussi par un épaissement de la lithosphère, ou par une différence de profondeur de mise en place du plancher (voir Ch.II.2)

Notons toutefois que d'autres mécanismes en dehors des convections de longueur d'onde (300-600 km) ont été suggérés pour apporter le supplément de chaleur nécessaire et reproduire la relation observée entre flux de chaleur et profondeur. FORSYTH (1976,1978) suggère que cet apport de chaleur soit fourni par des sources radioactives distribuées dans les 300 premiers kilomètres du manteau supérieur, le transport vertical se faisant par conduction. SCHUBERT et al. 1976 et 1978) suggèrent que le flux de retour, associé au mouvement des plaques et ramenant le matériel de la zone de subduction à l'axe, apporte ce supplément de chaleur par l'échauffement dû au cisaillement ainsi engendré dans l'asthénosphère ainsi que du fait de l'influence du gradient de pression horizontal nécessaire au maintien de ce flux de retour.

Pour PARSONS et MCKENZIE 1978, les relations entre anomalies de gravité et anomalie de profondeur seraient un moyen de trancher entre ces modèles en confirmant ou infirmant l'existence de convection qui apparaîtraient pour les âges anciens (supérieurs à 70 millions d'années). Nos relations entre anomalies gravimétriques et bathymétriques ayant été observées pour les âges jeunes nous ne pouvons pas trancher entre ces différents modèles thermiques. L'entière étude de la possibilité de convection pour des zones jeunes près de l'axe reste à faire. Ceci déborde le cadre de cette étude.

La présence des 2 points triples et les anomalies thermiques associées pourraient créer des systèmes convectifs longitudinaux à la dorsale.

La longueur d'onde des anomalies axiales de la dorsale médio-atlantique est d'ordre de 400 à 1 000 Km (3, 8, 5 et 9 degrés de latitude pour les quatre dômes de l'Atlantique du Nord vers le Sud).

Ces "ondulations" semblent se retrouver dans les âges anciens. Ceci attesterait une certaine permanence dans la position de ces cellules convectives de courte longueur d'onde.

IV. RESUME

Des variations de profondeur de 2,5 Km d'amplitude ont été observées à l'axe de la dorsale Atlantique de 10 à 50° N.

Ces observations se corrélaient avec des anomalies du champ de gravité, des "anomalies" géochimiques et la présence de points Triples qui pourraient être à l'origine de certaines hétérogénéités mantéliques. La relation observée entre anomalies de profondeur et anomalies de gravité à l'axe peut, peut-être suggérer un maintien de ces anomalies par un phénomène convectif.

CONCLUSION

L'examen des données présentées dans ce mémoire met en évidence la finesse de résolution de la bathymétrie Sea Beam. La topographie est un très bon marqueur des évènements tectoniques.

Les nouvelles données bathymétriques et magnétiques acquises pendant la campagne Vema sur des profils perpendiculaires aux provinces axiales de la dorsale Médioatlantique mettent en évidence certaines variations de courte longueur d'onde. Des unités basculées vers l'extérieur de la vallée et de dimensions supérieures aux marches des flancs internes apparaissent au-delà des crêtes.

La vitesse moyenne d'ouverture entre les anomalies 3 (les derniers 5 Millions d'années) suit la variation prédite par le pôle d'ouverture de Minster et al., 1978 entre les plaques Amérique du Nord et Afrique. Cette vitesse moyenne se décompose en une forte accélération depuis 0,69 MA, et un fort ralentissement pendant l'intervalle 1,78 - 0,69 MA pendant lequel l'axe d'accrétion s'est peut-être déplacé.

Nous n'observons pas de relation entre la largeur de la vallée et les différentes vitesses moyennes d'ouverture, ni entre l'âge des crêtes et ces vitesses. Ceci va donc à l'encontre de l'hypothèse d'un temps standard du matériau dans la vallée axiale.

Des variations de profondeur d'amplitude totale 2000-2500 m et de longueur d'onde 500 - 1000 Km sont observées à l'âge zéro alors que tous les modèles de lithosphère océanique prédisent une profondeur uniforme à âge constant. Quatre dômes sont présents de 47 à 44° N, de 42 à 34° N, de 31 à 26° N, de 22 à 13° N. Les deux dômes les plus larges (42 - 34° N - 22-13° N) se localisent au niveau des points triples : Amérique du Nord - Europe - Afrique, et Amérique du Nord - Amérique du Sud - Afrique, l'existence de ce dernier n'étant prouvée que de façon indirecte.

Les anomalies du champ de gravité de grande longueur d'onde et d'amplitude ne pouvant pas être supportée par la lithosphère se corrélient avec les anomalies de profondeur. Ceci témoigne de l'origine profonde de ce phénomène.

Certaines zones de fractures ont une influence sur ces variations de profondeur à l'âge zéro, mais la détermination exacte de la longueur d'onde affectée est délicate. L'existence de circulations longitudinales à la dorsale n'est pas démontrée.

Les anomalies de profondeur à l'âge zéro sont également liées à des anomalies géochimiques qui indiqueraient des hétérogénéités du manteau supérieur. De plus amples données géochimiques seraient nécessaires pour définir la longueur d'onde de ces anomalies.

Le problème de la possibilité de convections de petite longueur d'onde (300 - 600 Km) comme mécanisme de maintien de ces hétérogénéités tant géochimiques, gravimétriques ou bathymétriques reste un problème ouvert.

Il serait intéressant d'étendre cette étude à d'autres dorsales et des parties plus anciennes de l'océan en faisant de façon simultanée la liaison entre anomalies gravimétriques, anomalies bathymétriques et anomalies géochimiques.

A N N E X E S

Nous aborderons dans ces annexes les méthodes utilisées pendant la campagne "Vema".

Ayant participé au dépouillement et au traitement des données de navigation, de gravimétrie, de magnétisme et de bathymétrie acquises pendant cette campagne, il m'est possible de faire le point, sur les méthodes utilisées. Nous présenterons successivement ces différentes méthodes en suggérant certaines possibilités éventuelles d'amélioration.

ANNEXE 1 - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES DE NAVIGATION

Le problème fondamental concernant la navigation consiste à reconstituer la route suivie par le navire par rapport au fond en utilisant les valeurs mesurées (cap et vitesse) et la position de points fixes calculés (récepteur satellite ou radionavigation).

I.1. - ACQUISITION ET ENREGISTREMENT DES DONNEES EN MER

I. 1.1. Détermination du cap et de la vitesse :

Le cap et la vitesse du navire sont mesurés toutes les secondes. Un compas gyroscopique permet de connaître le cap du navire avec une précision supérieure au tiers de degré. La vitesse du navire par rapport à la surface de l'eau est déterminée par un loch électromagnétique (loch Ben). L'existence possible de courants de surface fait que cette vitesse est souvent différente de la vitesse réelle du navire par rapport au fond. L'acquisition d'un loch Doppler à longue portée permettrait de diminuer d'un facteur 5 l'écart type sur les erreurs dans la détermination de la vitesse (voir DESNOES, 1978).

Les vitesses longitudinales et transversales sont mesurées. Mais seule la vitesse longitudinale est utilisée et intégrée dans le calcul de la navigation. Lors de girations ou lorsque le vent est traversier la prise en compte de la vitesse transversale permettrait d'améliorer le calcul de la route suivie. La précision du compas pourrait être testée à l'aide de ces deux vitesses. Certains fonctionnements défectueux du loch longitudinal ont été observés, telles des valeurs de - 40 noeuds lors du passage vers des vitesses nulles. Ces erreurs sont détectables au cours de la sélection des données en centrale d'acquisition.

I. 1-2. Calcul de la route "Est" et de la route "Nord".

L'intégration de toutes les valeurs instantanées de cap et de vitesse, mesurées chaque seconde permet de calculer la route Est et la route Nord (sens positif) en temps réel. Mais le fonctionnement défectueux du loch, s'il peut être décélé au niveau de valeurs instantanées ne peut l'être au niveau de ces valeurs intégrées. De plus un manque de précision du calcul informatique en temps réel a occasionné des erreurs de troncature. Ces défauts, maintenant corrigés, n'ont pas permis l'utilisation des routes Est et Nord calculées en temps réel. Ces routes ont du être recalculées en temps différé.

I. 1-3. Obtention des points fixes.

Différents systèmes permettent d'obtenir les points fixes (radiolocalisation, satellites dopplers, balises acoustiques immergées ...). Cette dernière méthode rend possible un positionnement à quelques mètres près à l'intérieur du périmètre défini par le champ de balises.

La précision du calcul de la position d'un navire à partir de passages de satellites dépend de différents facteurs. Ainsi, le N.O. "Jean CHARCOT" ne disposant que de récepteurs à comptage long (quatre à huit comptages à chaque passage) un véritable calcul statistique n'est pas possible. D'autre part le logiciel de calcul ne tient pas compte des variations du déplacement du navire. L'erreur de localisation peut atteindre plusieurs centaines de mètres lorsque le navire est en giration. Aussi dans la pratique on attend la fin du passage du satellite (heure du passage calculée à l'aide de programmes d'alerte) pour amorcer une giration. La dérive estimée, obtenue après le rejeu complet de la navigation ne peut être introduite dans le calcul du point satellite en temps réel. Or une erreur de un noeud sur la vitesse Nord-Sud, introduite dans le programme de

calcul, crée une erreur d'un quart de mille sur la position du point satellite. Il serait souhaitable de recalculer en temps différé la position de ce point en utilisant la dérive estimée. La précision d'une position satellite est comprise dans une fourchette assez large allant de 300 à 800 mètres.

I. 1-4. Enregistrement des données.

Pendant la campagne Vema, une des premières à utiliser la nouvelle centrale d'acquisition du Navire Océanographique "Jean CHARCOT", les données de cap, de vitesse de route Est et de route Nord, ont été enregistrées sur bande magnétique toutes les 30 secondes. Ces données sont utilisées pour le rejeu de la navigation qui, dans l'état présent, se fait à terre, après la mission. Un transfert de ce rejeu, à bord du navire, est prévu comme première étape d'une navigation intégrée en temps réel. Cette intégration permettra de reporter, immédiatement et de façon définitive, les observations bathymétriques et autres, en coordonnées géographiques. L'efficacité des travaux de reconnaissance sera ainsi augmentée.

Actuellement, la navigation estimée en passerelle utilise les seules valeurs de cap et de vitesse notées toutes les demi-heures (et à une cadence plus rapprochée au voisinage des girations) par l'officier de quart. La route ainsi tracée est ensuite simplement recalée graphiquement après chaque observation de point fixe.

I. 2 - TRAITEMENT A TERRE

I. 2 - 1. Sélection et réduction des données du loch

Les données de l'estime, enregistrées en mer sur bande magnétique, sont réduites à terre à un format d'extraction de manière à diminuer le volume des calculs sans perte de précision. Deux critères de réduction peuvent être utilisés, l'un en cap et vitesse, l'autre en distance.

Le critère "en cap et vitesse" (méthode 1) sélectionne un point si les variations de ces deux grandeurs par rapport à celles du point précédent sont supérieures à un certain seuil. Si une giration se produit avec une variation lente et continue du cap de la vitesse, ces variations entre deux valeurs instantanées sont souvent trop faibles pour sélectionner des données. Pour restituer une telle giration le critère de variation maximale de cap et de vitesse doit être appliqué à des valeurs déjà

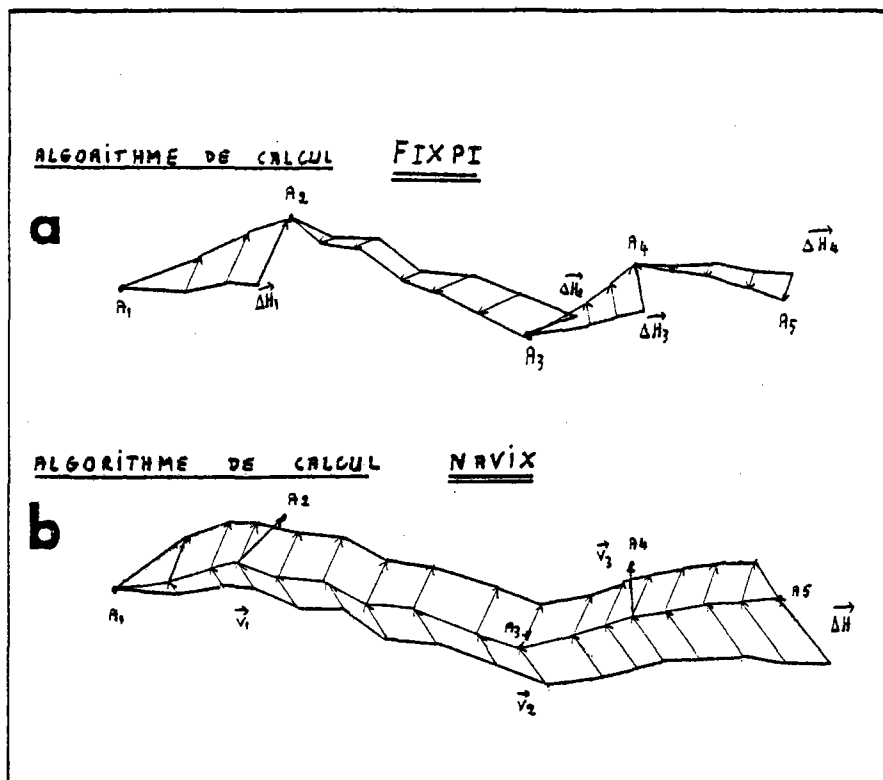


FIGURE A.1. : Comparaison de routes obtenues à partir des mêmes données de l'estime en utilisant :

- . l'Algorithme de calcul FIXPI (a)
- . l'Algorithme de calcul NAVIX (b)

intégrées (route Est - route Nord) ou être testé sur des variations moyennes de cap et de vitesse calculées sur des intervalles d'amplitude variable (méthode 1).

Le critère en distance maximale admissible (méthode 2) est appliqué aux valeurs de route Est et route Nord calculées en temps réel, ou en temps différé (voir DESNOËS, 1978). Ce critère permet de passer par les mêmes points, quelle que soit la distance maximale admise (cela n'est pas le cas du critère en cap et vitesse). La distance maximale choisie (20 mètres) sélectionne, pour des girations "classiques", des données à une cadence d'1 minute, 1 minute trente. Dans le cas de girations "brutales" une variation de 20 m peut-être obtenue en 30 secondes. Aussi le calcul des routes Est et Nord toutes les 30 secondes est nécessaire pour restituer la route estimée avec une telle précision.

Les tracés de navigation obtenus en utilisant ces deux méthodes de réduction 1 et 2 sont comparés (cf. ch. I. 3).

I. 2 - 2. Incorporation des données de points fixes

Les données de points fixes sont ajoutés au fichier de navigation, toute donnée pouvant ensuite être retirée si un fixe s'avère mal positionné.

Pendant la première partie de la campagne Vema (qui a duré 25 jours) 401 passages de satellites ont été enregistrés, soit une densité moyenne d'un satellite toutes les 1h30.

I. 2 - 3. Calcul de la navigation et détermination du vecteur dérive

Deux sortes d'algorithmes de calcul permettent d'obtenir des tracés de navigation et d'estimer la dérive à partir des données de route estimée et des points fixes. L'algorithme FIXPI (et les algorithmes FIXVI et FIXNV) génèrent un tracé passant obligatoirement par les points fixes. Les algorithmes NAVIX filtrent les points fixes. Ces deux algorithmes et leur manière de calculer le vecteur dérive ont été étudiés de façon précise (voir annexe I). Des tracés, obtenus à partir des mêmes données du Loch et des mêmes points fixes, sont présentés l'un en utilisant l'algorithme FIXPI, l'autre l'algorithme NAVIX (fig. A .1). Les erreurs sur les fixes n'étant pas négligeables (cf. § I.1.3), l'algorithme FIXPI génère une angularité du tracé, d'autant plus marquée que les fixes sont plus rapprochés ; cette méthode met en évidence les fixes mal calculés ou mal

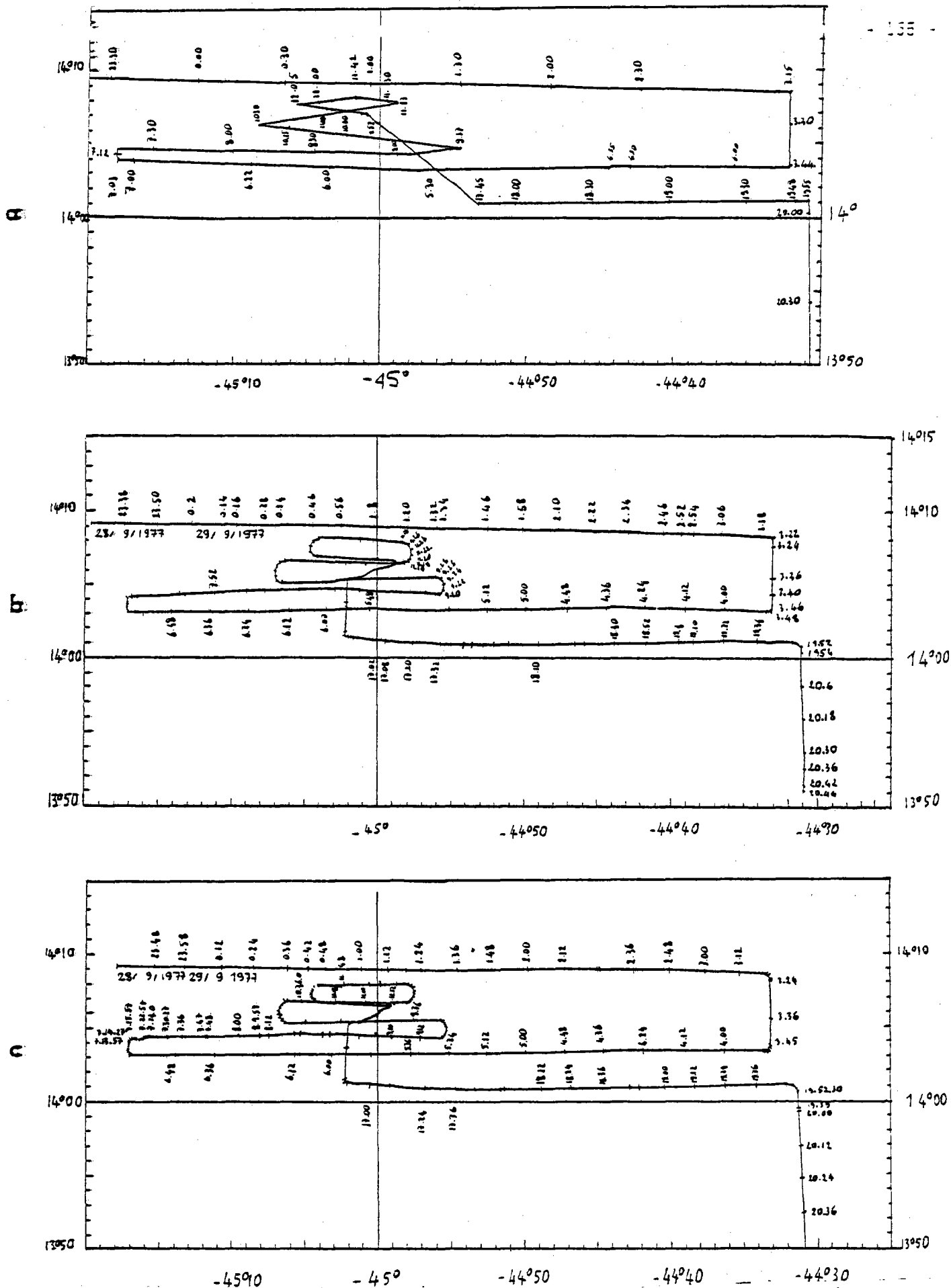


FIGURE A.2. Traces de navigation obtenus en utilisant différentes méthodes de réduction des données de l'estime.
 a) données de l'Estime "de la passerelle" - b) données acquises en centrale et réduites par la méthode 1.
 c) données acquises en centrale et réduites par la méthode 2.

captés, ces fixes, se traduisant par une inversion et une forte amplitude du vecteur dérive. La méthode de filtrage de l'algorithme NAVIX, bien que grossière, diminue ces angularités.

Les tracés de navigation de la campagne Vema, au pas de temps minimum de la minute ont été faits à l'aide du programme NAVIX en utilisant successivement les pas de filtrage (1 heure - 1 heure) puis (1 heure - 3 heures). Le filtre (1 heure - 1 heure) fait apparaître les fixes mal positionnés. En fait, sur 401 fixes, 16 étaient "intermédiaires" (voir annexe 1) et n'étaient donc pas utilisés pour le calcul du vecteur dérive, leur bonne localisation n'a donc pas pu être testée.

Sur les 385 autres, 13 créent une forte intensité et une inversion du sens du vecteur dérive. Ils sont jugés mal positionnés (captés avec une élévation inférieure à 15° ou supérieure à 80° ou présentant un mauvais centrage des dopplers) et sont supprimés du fichier de navigation. L'algorithme NAVIX est ensuite réutilisé avec un filtre de plus grande longueur d'onde (1 heure 3 heures). Le pas de temps maximal de 3 heures permet de définir 253 intervalles délimités par des fixes "principaux" (voir annexe 1). 57% de ces intervalles ne contiennent pas de fixes "intermédiaires", 24 % (soit 60 intervalles) en contiennent un, 14% en contiennent 2 et 4% 3. Les dérives horaires obtenues sont inférieures à 1 mille. Le résultat est satisfaisant mais 60 fixes ont été négligés du fait de la méthode filtrage employée (voir annexe 1).

Le principe d'un nouvel algorithme de calcul serait à développer
" (DESNOES, 1978).

I.3 - LES TRACES DE NAVIGATION

Différents tracés utilisant la méthode précédemment décrite ont été obtenus à partir des données "Loch" différemment sélectionnées. Les données déterminées par l'officier de passerelle ont d'abord été utilisées (fig A-2 a) puis les données acquises en centrale et réduite au format "minute" par la méthode 1 (voir 1.2.1) et au format "seconde" par la méthode 2 (fig.A. 2b, c).

L'acquisition des données centrale présente un intérêt manifeste pour la restitution des girations. Même dans le cas de profils rectilignes le tracé a est différent des deux autres tracés. Ainsi le profil Nord Sud de 3h 18 à 3 h46 est décalé de plus de un mille en longitude. Entre 12h38 et 17h45 l'absence de données estimées en passerelle est responsable des erreurs du tracé.

Les méthodes 1 et 2 de réduction des données conduisent à des résultats similaires (fig.A.2, b,c). La méthode 1 restitue convenablement les girations mais certaines différences pouvant atteindre un quart de mille sont observées (comparaison avec le tracé A. 2 c). La méthode 2 utilisant plus de données estimées est théoriquement meilleure. Elle a été mise au point très récemment. Mais l'utilisation d'une base de temps de la seconde ne permet pas, pour l'instant, le couplage de cette navigation avec les données magnétiques ou gravimétriques.

I. 4 - CONCLUSIONS

L'utilisation du loch transversal, l'acquisition d'un loch doppler, de récepteurs satellites à comptage court et d'un logiciel de calcul de points satellites plus performant, sont souhaitables. L'acquisition des données en centrale apporte une meilleure précision dans la restitution de la route suivie. La localisation des points fixes étant entachée d'erreurs, un filtrage de ces points est nécessaire pour le tracé de la navigation. L'algorithme de calcul NAVIX utilise un filtrage peu rigoureux. Une solution pour la navigation océanique intégrant le navigateur par satellite avec un loch doppler par filtrage de KALMAN est à l'étude (FAIL, 1972, KASMEYER, 1977).

La chaîne de traitement des données avec la seconde comme unité de temps est encore incomplète et n'est utilisable que pour l'exploitation des données de "bathymétrie Sea Beam". Désirant exploiter également les données magnétiques et gravimétriques nous avons utilisé une navigation à la minute, les données de l'estime étant réduites à l'aide de la méthode dont nous venons de définir la qualité.

ANNEXE II - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

La gravimétrie couvrant plusieurs domaines, nous ne nous intéresserons ici qu'à l'étude des anomalies de pesanteur mesurées en mer à l'aide d'appareils embarqués sur des navires. La surface de la mer étant assimilée à la surface de "l'ellipsoïde international" les mesures gravimétriques à bord d'engins de surface permettent d'obtenir directement la valeur des anomalies gravimétriques à l'air libre. Du fait de l'important contraste de densité entre l'eau de mer et la croûte, l'anomalie à l'air libre est

fortement marquée par la topographie du fond marin. Pour se détacher de cet effet la tranche d'eau peut être remplacée (par le calcul) par une tranche de densité correspondant à celle de la croûte.

II.1. COLLECTE DES DONNEES EN MER

La mobilité du navire et donc de l'appareil de mesure crée des accélérations parasites, dont les composantes, dirigées suivant la direction sensible de l'appareil, s'ajoutent ou se retranchent aux accélérations de la pesanteur. L'élimination de ces accélérations parasites est nécessaire.

II. 1 - 1. Les accélérations parasites.

Le déplacement horizontal du mobile sur une terre courbe crée une accélération relative centrifuge qui diminue en apparence la pesanteur. La composante verticale de l'accélération de Coriolis se retranche également de l'accélération de pesanteur. La correction d'EÖTVÖS C, ajoutée à la valeur mesurée, permet de corriger ces effets.

$$C = \underbrace{0,004 V^2}_{\text{accélération relative centrifuge}} + \underbrace{7,49 V \sin Z \cos \Phi}_{\text{composante verticale de l'accélération de Coriolis}}$$

V: Vitesse en noeuds

Z; route vraie suivie par le navire en degrés

Φ : latitude en degrés.

A l'équateur pour un navire faisant route au Nord la correction d'EÖTVÖS est de 7,5 milligals par noeud. Pour conserver une précision du milligal la vitesse V devrait être connue à 0,13 noeud près.

Les vagues impriment au navire des accélérations verticales qui sont éliminées en calculant une valeur moyenne sur un temps suffisant. La période de filtrage du gravimètre GRAF-ASKANIA GSS 2 est de 250 secondes. La période de ces accélérations étant très inférieure à celle d'intérêt géophysique, peu d'informations significatives sont perdues.

Lorsque l'appareil n'est pas horizontal, les accélérations horizontales liées aux mouvements du navire agissent suivant la direction sensible du gravimètre. Pour pallier cela, le gravimètre est monté sur une plate-

forme stabilisée ANSCHÜTZ (HAYES et al, 1964). Lors de la campagne Vema cette plateforme était asservie à un gyroscope de verticale dont la référence était constituée par un bain d'huile. Le liquide étant soumis à l'accélération de Coriolis, la verticale fournie n'est pas la verticale vraie. Après chaque giration un renouvellement manuel de la plateforme est nécessaire. L'imperfection du système de stabilisation nécessite une surveillance continue, un dénivellement supérieur à 5° créant une erreur de 1 milligal. Les dénivellements en roulis et tangage sont enregistrés graphiquement. Quand l'angle de dénivellement atteint 5° , on procède à un renouvellement manuel de la plateforme. Un gyroscope électrique équipe normalement cet appareil mais était alors en réparation. Ce gyroscope permet de pallier une partie des inconvénients précédemment cités en modifiant les constantes d'érection par filtrage électronique.

Dans le cas des gravimètres munis d'un fléau de mesure il se crée un couplage des accélérations horizontales et verticales dues aux inclinaisons prises par le fléau de mesure lorsque les périodes de ces accélérations sont identiques ; c'est l'effet de "crosscoupling". Les calculateurs de "crosscoupling" déterminent le "crosscoupling instantané" (produit de l'accélération horizontale par l'angle de dénivellement du fléau). Cette valeur après filtrage et amplification correcte est ajoutée aux valeurs mesurées (TALWANI et al. 1966). Nous ne possédons pas de calculateur de crosscoupling en état de fonctionnement. Un lissage manuel de l'enregistrement permet d'éliminer la composante pseudopériodique de crosscoupling (pseudopériode d'une dizaine de minutes, amplitude d'une dizaine de milligals). La composante pseudocontinue qui est fonction de l'état de la mer et de la position du bateau par rapport à la houle ne peut être évaluée que dans le cas de deux profils parallèles et de sens inverse.

II. 1-2. Mesure des accélérations : cas du gravimètre GSS 2

Les principes fondamentaux du gravimètre GRAF-ASKANIA GSS2 sont décrits dans différents articles (GRAF and SCHULZE, 1961), (SCHULZE, 1962), (MURAOUR, 1970), (COMOLET-TIRMAN 1968). Ce gravimètre se compose d'un bras en aluminium se déplaçant dans le champ magnétique d'un aimant permanent. Les variations des accélérations font incliner le fléau. Deux modes opératoires peuvent être utilisés.

En mode de poursuite manuelle, la position du fléau est mesurée par l'allongement d'un ressort (axe supérieur) et enregistrée. L'amplitude de l'enregistreur (Enographe) est de l'ordre de 100 milligals. La mesure de plus grandes différences impose la modification de la longueur d'un ressort de traction (axe inférieur) à l'aide d'une vis micrométrique.

Ceci nécessite un suivi continu de l'appareil.

Le mode de poursuite automatique évite toute intervention manuelle. Le fléau est maintenu horizontal par un ressort, lié à l'axe inférieur, dont la tension mesure l'accélération de pesanteur et est enregistrée en analogique (enregistreur Minicomp). lorsque cet asservissement fonctionne l'axe supérieur reste fixe et l'enregistrement sur l'Enographe est à la position zéro.

Nous avons adopté le système de poursuite automatique. Du fait du rôle antagoniste des axes inférieurs et supérieurs et de la localisation à de très basses latitudes (de 10 à 15° Nord) de la deuxième partie de la campagne Vema, nous avons travaillé pendant la première partie avec 33 tours sur l'axe supérieur et pendant la deuxième partie avec 25 tours sur ce même axe.

II - 2. REDUCTION DES DONNEES.

II.2.I. Dépouillement des enregistrements bruts.

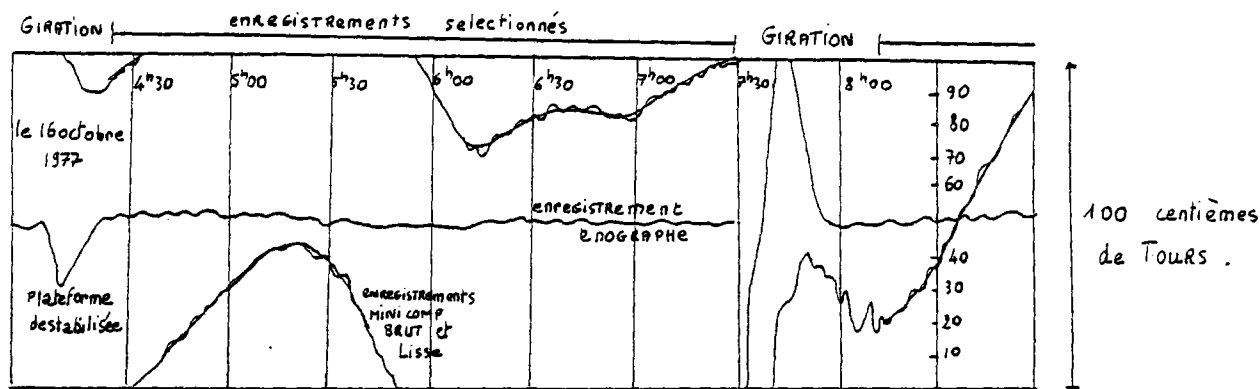


Fig.A.3. Exemple d'enregistrement gravimétrique obtenu à bord puis lissé et réduit (rapport de réduction 6)

L'imperfection de la stabilisation de la plateforme et l'absence de calculateur de crosscoupling a nécessité un dépouillement manuel des enregistrements analogiques. Seuls sont sélectionnés les enregistrements pour lesquels la plateforme était nivelée et le fléau horizontal (20 à 30 minutes sont en général nécessaires pour obtenir une stabilisation après une giration, soit une perte de données sur une distance de 3 à 5

milles à une vitesse de 10 noeuds). Les profils sont ensuite lissés pour supprimer la composante pseudopériodique de crosscoupling. (fig. A.3). La conversion de ces centièmes de tours de l'axe inférieur en milligals est faite à l'aide du coefficient d'étalonnage de l'axe soit : 100,4 mgals/tour.

II. 2. 2. Obtention des valeurs absolues de la gravimétrie brute

La valeur absolue brute de g est obtenue en mesurant par un rattachement gravimétrique terrestre la différence entre les valeurs de la gravimétrie au niveau du navire et à une station de référence terrestre où g est connu. Les valeurs de référence utilisées pendant la campagne Vema appartiennent au système Europe 50 :

- à BREST, au quai ARMAND considère $g = 980955$ mgals
- à Fort de France, au quai des Tourelles : $g = 978523,5$ mgals.

Si l'appareil était fidèle, la valeur mesurée en un même point à des temps différents, devrait être constante. Des écarts sont souvent observés et attribués, à une dérive de l'appareil. Lorsque celle-ci est importante une correction des mesures doit être effectuée en calculant la dérive horaire et en appliquant cette correction linéairement en fonction du temps. La dérive du gravimètre observée pendant 25 jours a été de 2,5 mgals pendant la première partie de la campagne et de 1 mgal pendant la deuxième partie de durée similaire. Ces faibles valeurs n'ont pas nécessité de corrections des données gravimétriques enregistrées.

II. 2. 3. Application de la correction d'EÖTVÖS.

Le lissage des enregistrements gravimétriques dû à l'absence de calculateur de crosscoupling, ne permet pas l'utilisation de toutes les données du fichier de navigation pour le calcul de la correction d'EÖTVÖS à appliquer. Seules les valeurs de cap et de vitesse, déterminées toutes les demi-heures par l'officier de passerelle, ont été prise en considération. Un calcul de valeurs moyennes sur trente minutes, à partir de toutes les données de cap et de vitesse, acquises en centrale, serait sans doute préférable.

Après l'application de cette correction d'EÖTVÖS la valeur de l'anomalie de pesanteur est obtenue.

II. 2. 4. Précision des résultats obtenus

La comparaison des valeurs absolues de la gravimétrie à l'air libre, aux intersections de profils permet de tester la précision de la méthode d'acquisition et de traitement des mesures telle qu'elle existe

actuellement.

La valeur moyenne des écarts est de 4,7 milligals. Seule une intersection présente un écart atteignant 10 milligals. Cette précision finale est satisfaisante vus les nombreux problèmes liés à la mobilité du navire et la mauvaise stabilisation de la plateforme. Il eut été souhaitable de pouvoir disposer d'un gyroscope à érection électrique et d'un calculateur de crosscoupling. L'acquisition des données en centrale permettrait une automatisation du dépouillement. Traiter au mieux ces données est intéressant car il existe peu de données gravimétriques disponibles à l'axe des dorsales.

ANNEXE III - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES MAGNÉTIQUES

Les anomalies magnétiques du champ total en domaine océanique se présentent sous forme d'une alternance d'anomalies positive et négative dont les largeurs et les formes variables constituent un code qui permet, connaissant l'échelle chronologique des inversions, de déterminer la vitesse d'expansion du fond de l'océan et l'âge de la croûte. (Voir LE PICHON et al. 1973). Au cours de leur mise en place à l'axe des dorsales les laves se refroidissant acquièrent une aimantation thermorémanente (et ou thermocristalline) de forte intensité (du fait de la rapidité du refroidissement et de l'importance des minéraux riches en titanomagnétite (IRVING et al., 1970). Elles figent la "direction" du champs magnétique existant lors de leur mise en place et s'aimantent dans le même sens jusqu'à ce qu'une nouvelle inversion du champ magnétique terrestre change la polarité magnétique des laves. Dès 1963, la synthèse de Cox et al. a mis en évidence l'existence de ces inversions.

III - 1. COLLECTE DE DONNEES EN MER

L'intensité totale du champ magnétique peut être déterminée en mer par diverses méthodes; sur le Navire Océanographique Jean CHARCOT cette variable est mesurée à l'aide d'un magnétomètre à protons remorqué à l'arrière du navire. Ce détecteur est constitué par une bouteille remplie d'eau (source de protons libres) autour de laquelle est enroulée un solénoïde. Un courant électrique polarise la bobine solénoïde et induit un champ magnétique de l'ordre d'une centaine de gammas dans

la direction duquel s'orientent les protons en rotation dans l'eau. Lors de l'arrêt brutal du courant électrique, les protons amorcent un mouvement de precession autour de la direction du seul champ magnétique terrestre ambiant et induisent une force electromotrice alternative dans la bobine solenoïde. La fréquence de ce courant est directement proportionnelle à l'intensité totale du champ magnétique terrestre.

$$f_p = \frac{\gamma F}{2\pi}$$

f_p : fréquence du courant
 γ : rapport gyromagnétique du proton
 F : intensité du champ magnétique terrestre

A chaque excitation (chaque seconde) la fréquence de précession des protons est enregistrée sous forme digitale et convertie en une tension qui commande un enregistrement analogique.

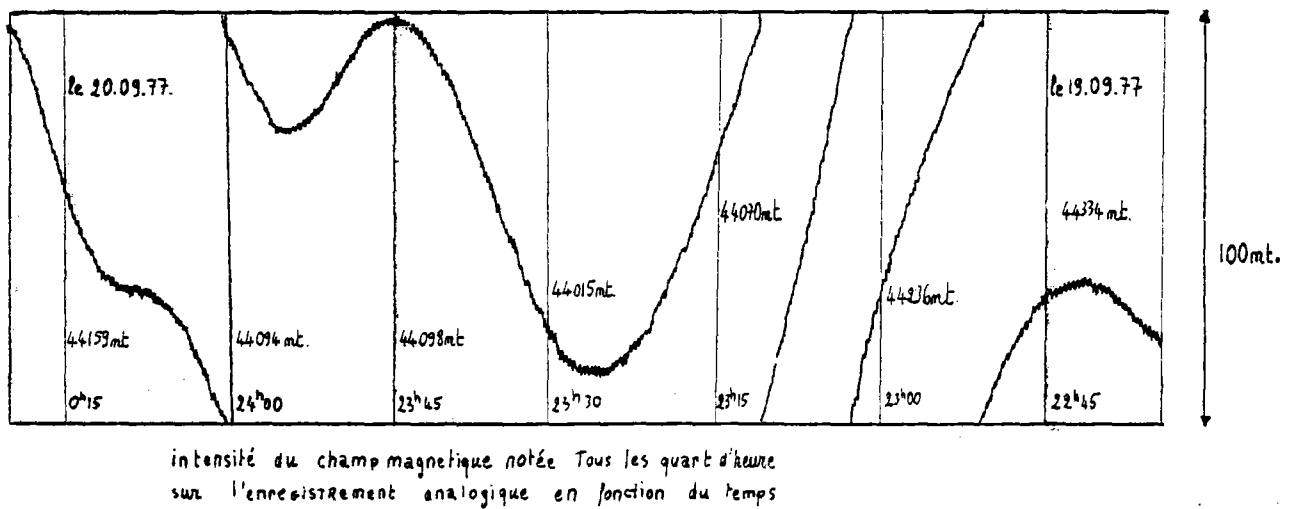


FIGURE A.5. : L'enregistrement magnétique obtenu a bord du navire et réduit (rapport de réduction de 2,4).

III - 2. REDUCTION DES DONNEES A TERRE.

Les données digitales ont été enregistrées sur bande magnétique à une cadence de 30 secondes. Une donnée sur deux a été ensuite utilisée, le traitement des données magnétiques en fonction de la navigation étant pour le moment compatible seulement avec un pas de temps minimum de la minute.

Les anomalies proprement dites sont obtenues en retranchant aux valeurs mesurées de l'intensité totale du champ magnétique, celles obtenues à l'aide de modèles de référence de grande longueur d'onde.

Plusieurs modèles de référence existent (IAGA Commission, 1969), (IAGA, Division 1976), (CAIN et Al. 1967); (CAIN, 1975), (PEDDIE and FABIANO, 1976). En 1960 le champ géomagnétique international de référence (I.G.R.F.), résultant d'un développement en fonctions harmoniques, sphériques d'ordre et de degré inférieurs ou égaux à 8 a été adopté. Le premier I.G.R.F. date de 1965. Nous avons utilisé l'I.G.R.F. 75, l'I.G.R.F. n'étant complet que jusqu'à l'ordre 8 (longueurs d'onde supérieures à 2 500 km) la précision de la réduction est de 400 nt.

Les valeurs des anomalies magnétiques le long des profils perpendiculaires à la vallée du rift de 35 à 10° Nord sont toutes négatives. Ceci est dû aux valeurs trop élevées de l'I.G.R.F. 75 dans cette zone. La dimension des profils et la forme des anomalies nous permettraient d'utiliser une constante pour corriger, selon chaque profil, l'imprecision de l'I.G.R.F. Pour chaque profil les constantes de correction seraient les suivantes :

à

35°17 - 34°59 - 34°50 - 34°18 + 350	14°10 - 14°06 - 14°04 + 200
29°38 - 29°36 + 500	12°15 + 180
21°18 + 330	11°30 + 200

III - 3. UTILISATION DES ANOMALIES MAGNETIQUES

L'établissement de modèles à partir des anomalies magnétiques pose le problème de la profondeur et de la forme des sources magnétiques. Les modèles les plus simples supposent la couche magnétique superficielle et la représentent par une succession de blocs horizontaux uniformément aimantés de polarité alternativement positive et négative et de largeur fonction de l'échelle des inversions et de la vitesse d'expansion. Les paramètres employés pour l'épaisseur et l'intensité de l'aimantation de la zone axiale varient suivant les auteurs (TALWANI et al., 1971 ; MAC GREGOR et RONA, 1975 ; IRVING et al., 1970) entre 200 et 400 m pour l'épaisseur et 0,02 et 0,05 ému pour l'intensité.

Selon les résultats récents des forages profonds l'aimantation de la croûte océanique serait plus complexe. La couche responsable des anomalies magnétiques a une épaisseur plus grande mais l'intensité de l'aimantation décroît en s'éloignant de l'axe de la dorsale ainsi qu'en profondeur où l'on peut observer des inversions. L'influence de la topographie intervient légèrement sur la forme, des anomalies (TALWANI et al. 1971), (ATWATER and MUDIE, 1973). Des modèles existent utilisant des techniques d'inversions (MAC GREGOR et al. 1977) ou de programmation linéaire (HUESTIS et PARKER, 1977).

PERIODE	NUMERO DE L'ANOMALIE	Intervalle correspondant aux polarités normales	
PLEISTOCENE	1	0.00-0.69	BRUNES JARAMILLO
		0.89-0.95	
PLIOCENE	2	1.71-1.96	
		2.43-2.84	
MIOCENE	3	2.94-3.04	
		3.10-3.32	
		3.78-3.88	
		4.01-4.17	
		4.31-4.41	
		4.48-4.66	
		5.18-5.58	
		5.66-5.94	
		6.26-6.39	
		6.59-6.68	
		6.75-7.17	
	4	7.24-7.30	
		7.69-8.11	
		8.21-8.37	
	5	8.71-9.84	

Tableau 1. Echelle des inversions magnétiques de (TALWANI et al. 1971).
jusqu'à l'anomalie 5

Ne possédant pas de données de forages dans les zones étudiées permettant de préciser ces paramètres et notamment les variations de l'aimantation, nous avons choisi de représenter la couche magnétique par une succession de blocs horizontaux d'intensité d'aimantation constante et de polarité négative ou positive. L'échelle d'inversions de TALWANI et al. (1971) a été utilisée jusqu'à l'anomalie 5 (Tableau I).

Les profils utilisés sont Est-Ouest, parallèles aux directions actuelles d'ouverture et centrés sur l'axe de la dorsale. Les latitudes et orientations actuelles sont donc utilisées dans le calcul de l'anomalie magnétique créée par cette repartition de blocs. La profondeur de la couche magnétique a été calculée en prenant la profondeur moyenne observée. Les valeurs de l'épaisseur de cette couche et de l'intensité d'aimantation de 0,4 km et 0,0024 ému nous ont permis d'obtenir l'accord le meilleur entre les anomalies observées et calculées. Seul le profil à la latitude, 34°57 a nécessité une valeur plus faible de l'intensité d'aimantation (0,02 emu). Les vitesses d'ouvertures les plus probables sont déterminées par approches successives en comparant la largeur des anomalies obtenues à celle des anomalies observées. Certains sauts de la zone d'accrétion sont mis en évidence ainsi que des liaisons entre unités morphologiques et unités magnétiques.

III - 4. CONCLUSIONS

L'acquisition de données magnétiques à bord d'engins de surface ne pose pas de problèmes particuliers. L'interprétation des résultats serait cependant facilitée par la possibilité d'effectuer en mer un rejou des données à des échelles appropriées. La réduction des données met en évidence les limites de précision de l'IGRF. Une méthode simple de représentation nous a permis d'obtenir un bon "accord" entre anomalies magnétiques observées et "modélisées". Par cette correspondance nous avons déterminé la vitesse d'ouverture et la localisation des blocs magnétiques. Il est certain que ce modèle, en supposant une intensité d'aimantation constante, un passage sans transition entre blocs à polarité positive, puis négative, et ne faisant pas intervenir la topographie, est un peu schématique. Cependant si des modèles beaucoup plus sophistiqués sont nécessaires dans le cas d'enregistrement magnétiques obtenus à partir d'engins trainés sur le fond, ceci ne nous semble pas

indispensable dans le cas de mesures à partir d'engins de surface où l'épaisseur de la tranche d'eau crée un filtrage important des données.

ANNEXE IV - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES BATHYMÉTRIQUES

Dans les provinces axiales des dorsales la sédimentation est faible et la morphologie du plancher océanique fournit des renseignements très utiles à la connaissance géologique. Les données bathymétriques sont usuellement obtenues à l'aide de sondeurs acoustiques. L'échosondeur produit périodiquement un signal sonore qui se réfléchit sur le fond et est enregistré à son retour. L'onde se propage de façon sphérique mais l'intensité du son est directionnelle. La réduction de la largeur du faisceau permet d'augmenter la résolution de la méthode d'investigation.

IV - 1. EVOLUTION DES ECHOSONDEURS

L'ouverture du faisceau varie comme le rapport de la longueur d'onde du signal émis à la dimension de la base émettrice (le transducteur). Augmenter la fréquence d'émission crée des problèmes d'absorption du signal aussi l'amélioration de la résolution est essentiellement obtenue en augmentant la taille des bases d'émission. La limite est liée à la nécessité de stabiliser ces bases.

Les sondeurs acoustiques classiques opèrent entre 10000 et 14000 Hertz avec des transducteurs de 0,25 mètres de diamètre. Ceci crée un faisceau de carré d'ouverture de 30° environ. Le navire reçoit un écho simultané de toutes les parties du fond situées à la même distance et pour lesquelles la réflexion a lieu dans le demi-angle du transducteur. La pente enregistrée par ces faisceaux larges est différente de la pente vraie et toute surélévation nette crée une courbe d'échos hyperboliques. L'étude de KRAUSE (1962) indique comment l'on peut interpréter les sondages par échos utilisant des sondeurs classiques à pinceau large. Beaucoup de traits structuraux ne sont pas détectables à l'aide de ces sondeurs.

Des sondeurs à pinceau étroit existent sur le N.O. Oceanographer de la U.S. Navy par exemple ; le sondeur opère à 20 000 Hertz à partir d'un transducteur de 1,8 mètre de diamètre et émet un faisceau de 3° de large. Ce faisceau asservi à un gyroscope mécanique est stabilisé en

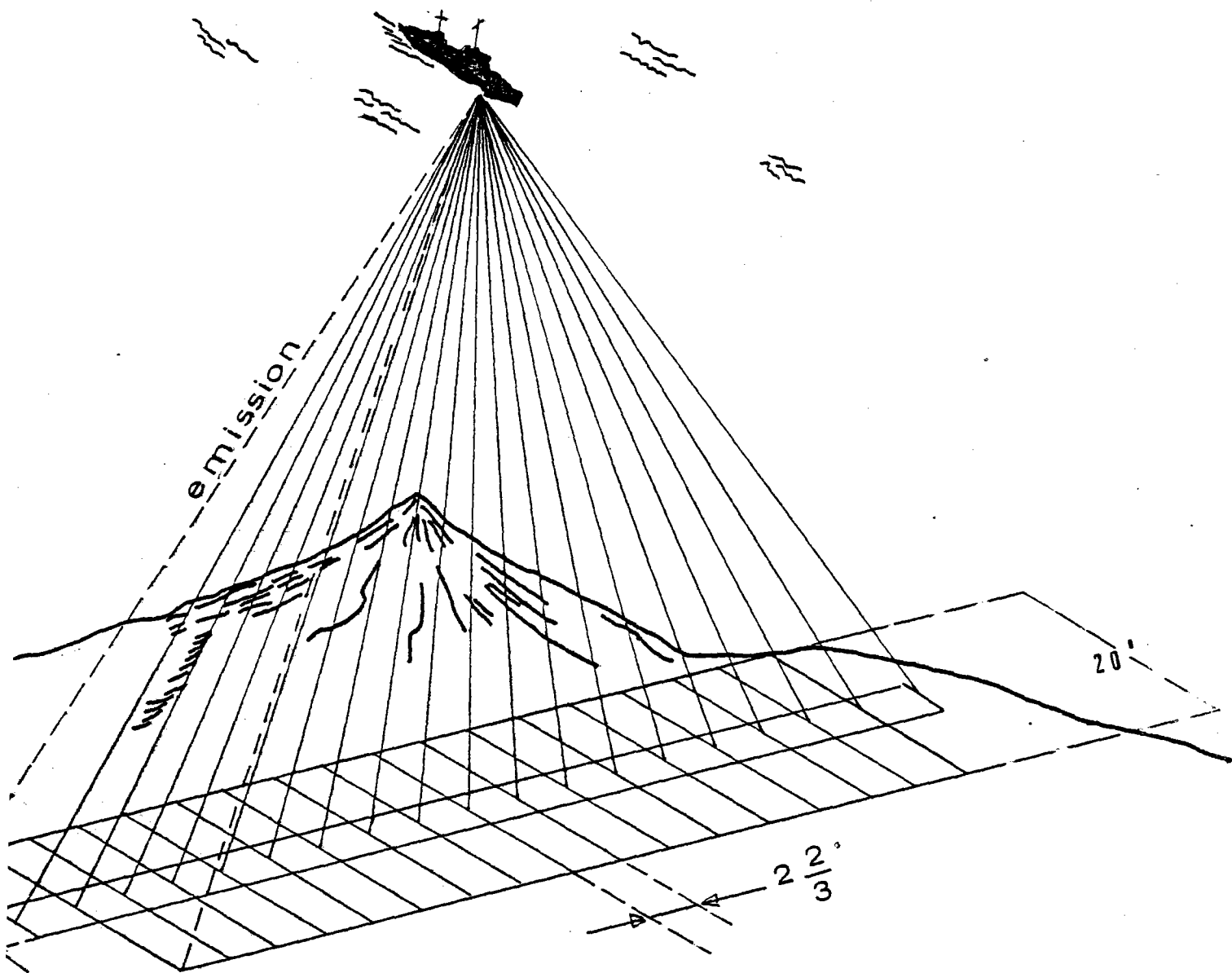


FIGURE A.6 : Surface couverte par le Sea Beam pendant un cycle d'émission et de réception.

roulis et tangage. Un sondeur de ce type existe sur le Navire d'Entrecasteaux du SHOM. La résolution est bien meilleure que celles obtenue avec les sondeurs classiques.

Dès 1960 l'US Navy a tenté de mettre au point des sondeurs à faisceaux étroits multiples (GLEN 1970) fournissant, en plus de la sonde verticale des sondes transversalement à la route du navire. Lors du déplacement du navire les fonds océaniques sont "balayés" sur un couloir dont la largeur dépend du nombre et de l'ouverture des faisceaux.

La campagne Vema a été la première campagne scientifique du COB à utiliser en continu le système multifaisceau étroit (Sea Beam) mis au point par la firme "Général Instrument Corporation" et premier appareil de ce type opérant sur un navire civil. La précision de la méthode d'acquisition des données, contrôlée par l'échoprocasseur qui permet un contourage en iso-valeurs en temps réel, a pu ainsi être testée pour de grandes profondeurs (2000 - 5000 m) présentant des morphologies très escarpées. Nous avons ensuite participé à la mise au point de méthodes de reieu des données en temps différé (recontourage en iso-valeurs, coupes bathymétriques simples et coupes bathymétriques sériées).

IV - 2. ACQUISITION DES DONNEES "SEA BEAM" EN TEMPS REEL

Les détails techniques étant décrits par ailleurs (ALLENOU et RENARD, 1978) seuls seront faits quelques commentaires sur ces méthodes d'acquisition de ces données. 16 faisceaux de $2^{\circ} \frac{2}{3}$ d'ouverture sont alignés perpendiculairement à l'axe du navire et de part et d'autre de celui-ci. (fig.A .6)

La dégradation des faisceaux obliques par rapport aux faisceaux centraux étant peu marquée (RENARD et ALLENOU, 1979), le système fournit l'équivalent de 16 profils monofaisceaux, sans erreur de positionnement possible, espacés de 10 mètres sur le plateau continental et de 300 mètres par 6 000 m de fond. Les faisceaux sont asservis électroniquement. Un asservissement mécanique (comme dans le cas des systèmes monofaisceaux étroits EDO ou ELAC) aurait créé un "monstre" du fait des dimensions de la base d'émission.

Le système reste opérationnel pour des vitesses de navire supérieures à 10 noeuds, l'augmentation du bruit hydrodynamique restant faible par rapport au bruit ambiant. Lorsque le navire déjauge de façon importante, notamment lorsqu'il se présente face à la lame, des bulles d'air apparaissent sous la coque et masquent des transducteurs d'émission et de réception. Ce masque d'air empêche l'énergie d'être transmise; la détection s'effectue alors sur le bruit ambiant. Aussi face à la lame un état de mer de force 4 limite le travail. En fait, les conditions sont acceptables jusqu'à mer de force 6.

Dans le mode de fonctionnement contrôlé par "l'échoprocasseur" la récurrence d'émissions du N.B.E.S (Narrow Beam Echosounder) ne peut pas dépasser le temps de trajet dans l'eau, correspondant à deux fois la profondeur, additionné du temps de traitement informatique des signaux. Aussi cette récurrence diminue lorsque la profondeur augmente : de 2000 à 5000 mètres elle varie entre 3 et 5 secondes. Dans le cas du N.B.E.S. classique une cadence moyenne d'émission de la seconde peut-être obtenue pour toute profondeur en combinant émissions et réceptions (programmes à huit cycles ERREREER E émission, R réception).

Cette méthode peut être employée dans le cas du "Sea Beam" lorsque l'échoprocasseur est déconnecté.

En mode contrôlé par l'échoprocasseur la résolution du système est donc théoriquement, inférieure à celle du N.B.E.S. classique. Par 4000m de fond une cadence d'interrogation de 5 secondes correspond pour une vitesse du navire de 10 noeuds, à une distance de 30 mètres séparant chaque interrogation sur le fond.

L'ouverture du faisceau acoustique est également un paramètre important pour la précision des données, le point d'impact ne pouvant pas être localisé au niveau du faisceau et étant positionné en son milieu. Un faisceau d'angle d'ouverture de $2^{\circ} \frac{2}{3}$ éclaire une bande de 200 m de large par 4000m de fond. Les problèmes posés par cette ouverture sont homologues à ceux posés par les faisceaux larges bien que leurs effets soient moindres. Les pentes observées sont modifiées et diminuées.

Les données de n'importe quel faisceau peuvent être enregistrées en analogique sur un enregistreur UGR dont la vitesse de déroulement était fonction de la cadence des cycles émissions-réceptions. L'enregistrement avançait d'un certain pas après chaque réception. Le temps nécessaire à la réception augmentant par grand fond, la vitesse de déroulement diminuait et créait des distorsions dans l'exagération verticale des reliefs; de 3000 à 6000 m de fond l'exagération était doublée. Ce défaut a été corrigé après la campagne Vema. La vitesse constante de déroulement de l'UGR permet maintenant l'utilisation de ces enregistrements analogiques.

La technique de la digitalisation de la sonde est un problème complexe. Dans le cas présent, cette digitalisation est automatique et basée sur une mesure d'énergie et non sur la détection d'une première arrivée. Cela correspond, en principe, au temps pris pour accumuler la moitié de l'énergie supérieure à un certain seuil. Le détail du calcul n'a pas été donné par le constructeur.

heure, minute, seconde → 2 12 40
 cap du navire → 267 20 M
 ↑
 équidistance
 des isobathes

12 29 27
 267 20 M

12 29 27
 267 20 M

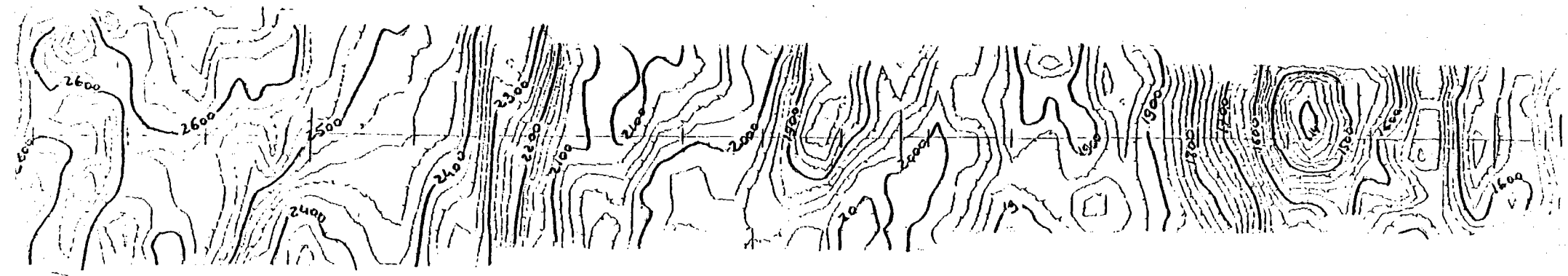


FIGURE A. 7. : CONTOURAGE BATHYMETRIQUE EN ISOVALEUR OBTENU A BORD DU NAVIRE ET REDUIT (RAPPORT DE REDUCTION 1,41)

profondeur
 à l'axe

2600 2580 2560 2540 2460 2300 2100 2020 1980 1880 2000 1900 1900 1780 1460 1420 1620

Les données digitalisées automatiquement ont été comparées à la première réception enregistrée en analogique sur l'UGR, dans le cas de deux profils bathymétriques effectués à des vitesses de 10 noeuds sur fond très accidenté (le 22.09.1977 de 20h30 au 23.09.1977 à 4h00) (le 19.09.1977 de 19h14 au 20.09.1977 à 4h30). Ceci met en évidence des différences pouvant atteindre 20 mètres, la valeur digitalisée étant toujours la première réception. Sur ces 20 mètres, 5 peuvent être attribués au fait que les transducteurs d'émission sont à 5 mètres sous la surface du navire.

Les temps de parcours, mesurés par l'appareil, sont convertis, à l'aide d'un profil de vitesse du son dans la tranche d'eau tenant compte de la courbure des rayons, en distances obliques puis après compensation du roulis (le tangage est compensé à l'émission) en distances horizontales et en profondeurs.

Les profondeurs sont enregistrées sur bande magnétique en temps réel.

IV - 3. TRAITEMENT DES DONNEES EN TEMPS REEL.

Un logiciel très élaboré permet le traitement des données en temps réel sur un minicalculetur. Les données bathymétriques des différents faisceaux sont aussi contourées en isovaleurs sur un traceur de largeur de 28 cm. Le cap, la vitesse du navire, l'heure l'équidistance des isobathes (qui peut être choisie) sont indiquées sur l'enregistrement, ainsi que l'axe du navire et la profondeur à l'axe. L'avance du tracé tient compte de la vitesse du navire. (voir fig. A.7.)

Une certaine simplification du traitement des données est effectuée pour permettre la rapidité du contourage.

Le contourage est fait à partir de valeurs calculées aux noeuds d'une grille à maille carrée de pas de 0,5 cm à l'échelle du traceur. Le nombre des données bathymétriques utilisées pour calculer ce réseau régulier est donc fonction de l'échelle du tracé choisie, de la vitesse du navire et de la profondeur.

Soit le levé bathymétrique d'un fond de 4000 m de profondeur effectué à la vitesse de 10 noeuds.

L'échelle maximale de représentation est conditionnée par les dimensions du traceur. Au 1/25.000e la zone éclairée est représentée par une bande de largeur 12 cm, les 15 sondes transversales au navire sont distantes d'un peu moins de 1cm.

La récurrence des interrogations étant de 3 à 5 secondes les données sont distantes de 15 à 30 mètres dans le sens longitudinal du navire se déplaçant

à la vitesse de 10 noeuds. Les distances sont représentées sur le tracé au 1/25.000 par 0,6 à 1,12 cm.

La maille carrée régulière de 0,5 cm de côté est donc obtenue en interpolant une valeur sur deux dans le sens transversal et en calculant une moyenne sur au moins 5 valeurs dans le sens longitudinal.

Le nombre des informations étant plus grand dans le sens longitudinal que dans le sens transversal, les levés bathymétriques doivent être faits perpendiculairement aux structures, comme dans le cas des sondeurs classiques. Le programme de contournage en temps différé évite la perte d'information dans le sens longitudinal occasionné par le contournage en temps réel.

(cf. IV 4)

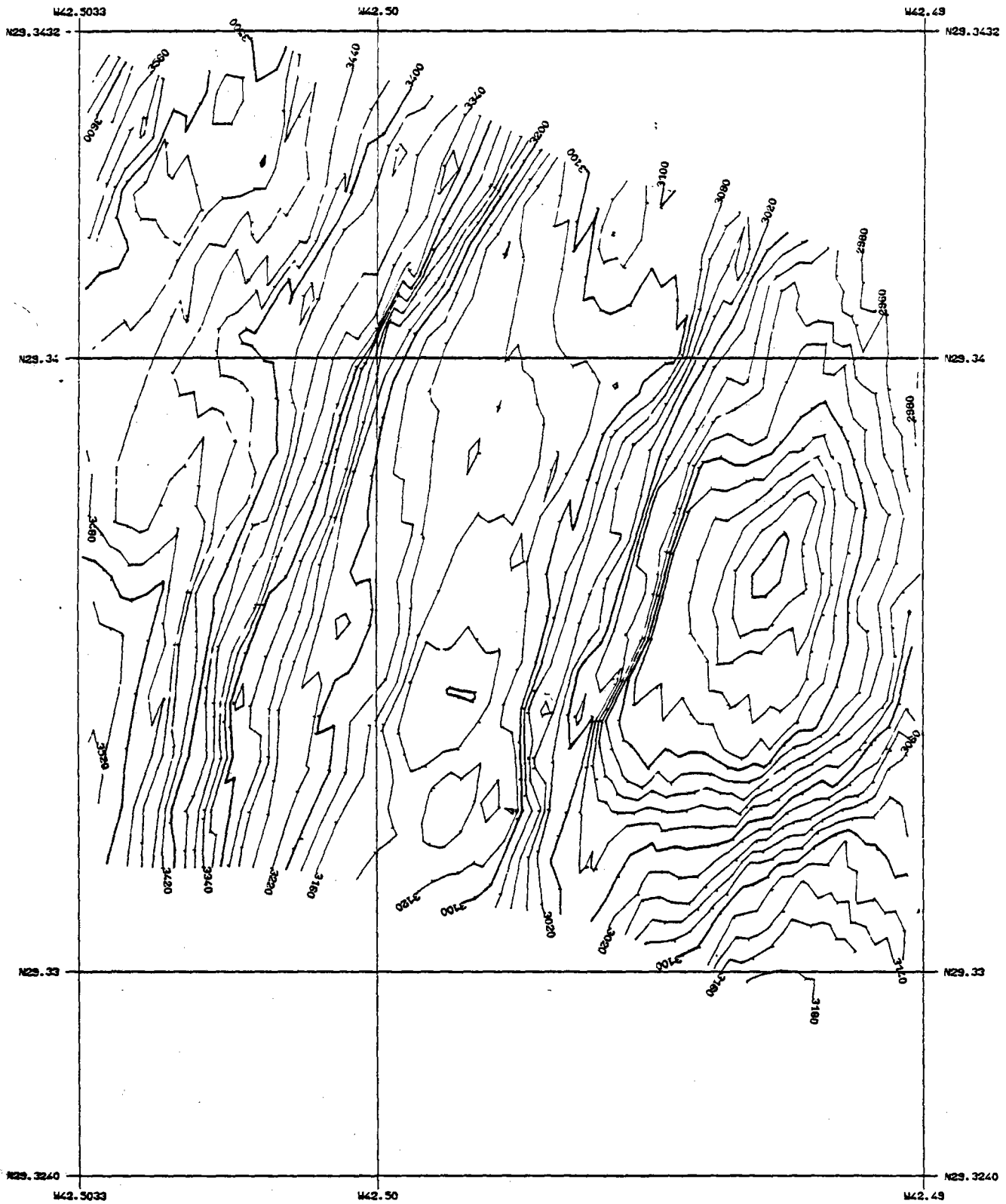
Le cap du navire est supposé constant lors du contournage en temps réel. Il en résulte des erreurs sur la position et la forme des isobathes lorsque le bateau fait des embardees ou dérive et une dégradation totale du tracé lorsque le bateau vire. Lors de la campagne Vema, la vitesse du navire était introduite manuellement et n'était qu'une vitesse moyenne. Un couplage direct permet maintenant d'introduire la vitesse du loch toutes les secondes. Cette vitesse est différente de la vitesse par rapport au fond, connue uniquement après le rejeu complet de la navigation.

Le contournage en temps réel, constitue un premier élément fondamental, d'interprétation structurale. Obtenir ces données en temps réel est un avantage considérable. Les produits du contournage en temps réel et du rejeu en temps différé sont comparés (cf. IV -4), il serait important de pouvoir rejouer ces données, en mer, à des échelles variées.

IV - 4. TRAITEMENT DES DONNEES EN TEMPS DIFFERE

IV - 4.1. Le recontourage en isovaleurs : comparaison avec les données en temps réel.

L'intégration complète de la navigation aux données Sea Beam ne se fait actuellement qu'à terre. Elle permet d'obtenir, à partir des données enregistrées sur bande magnétique un recontourage en isovaleurs dans une projection choisie par l'utilisateur (MERCATOR, MERCATOR TRANSVERSE, LAMBERT etc...) et à n'importe quelle échelle. Ce recontourage restitue la position exacte des faisceaux les uns par rapport aux autres. Les données peuvent être soit toutes utilisées, soit lissées par moyennes sur plusieurs cycles. Le cycle est la séquence complète d'émission et de réception et par extension ce terme désigne l'ensemble des 15 sondes mesurées au cours d'un cycle. Des algorithmes de calcul mis au point au BNDO (DESNOËS, 1979)



VEMA1 ZONE ATLANTIS NMOY=1;NTROU=5
BNDO - PROJECTION MERCATOR - ECH 1/10000

FIGURE A.8. : Recontourage en isovalues à l'échelle du 1/10 000, puis réduit (Rapport de réduction de 1.3.) mise en évidence d'une succession d'escarpements et de replats.

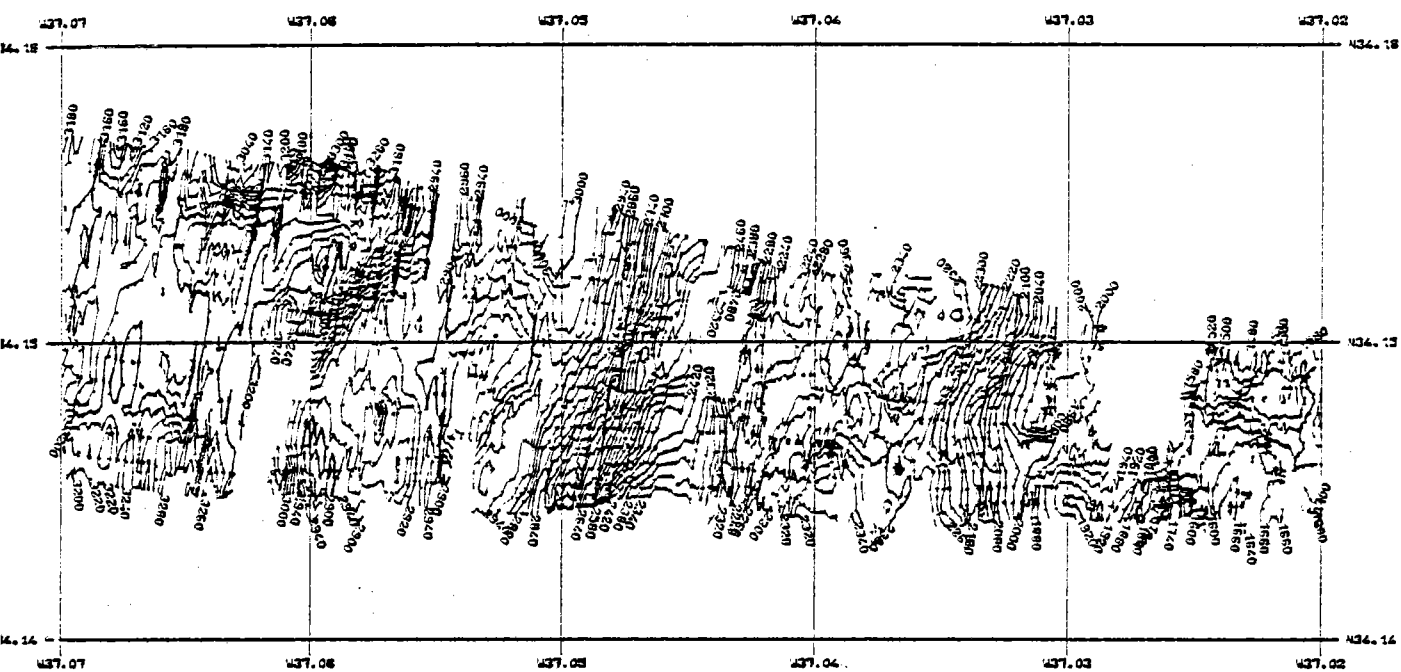
permettent de restituer les données obtenues pendant les girations.

Dans le cas présent nous nous sommes particulièrement intéressées aux choix des échelles de travail et des pas de filtrage à employer. Ces choix sont fonction de la longueur d'onde des problèmes étudiés. Les résultats des rejeux ont été comparés aux contourages en temps réel.

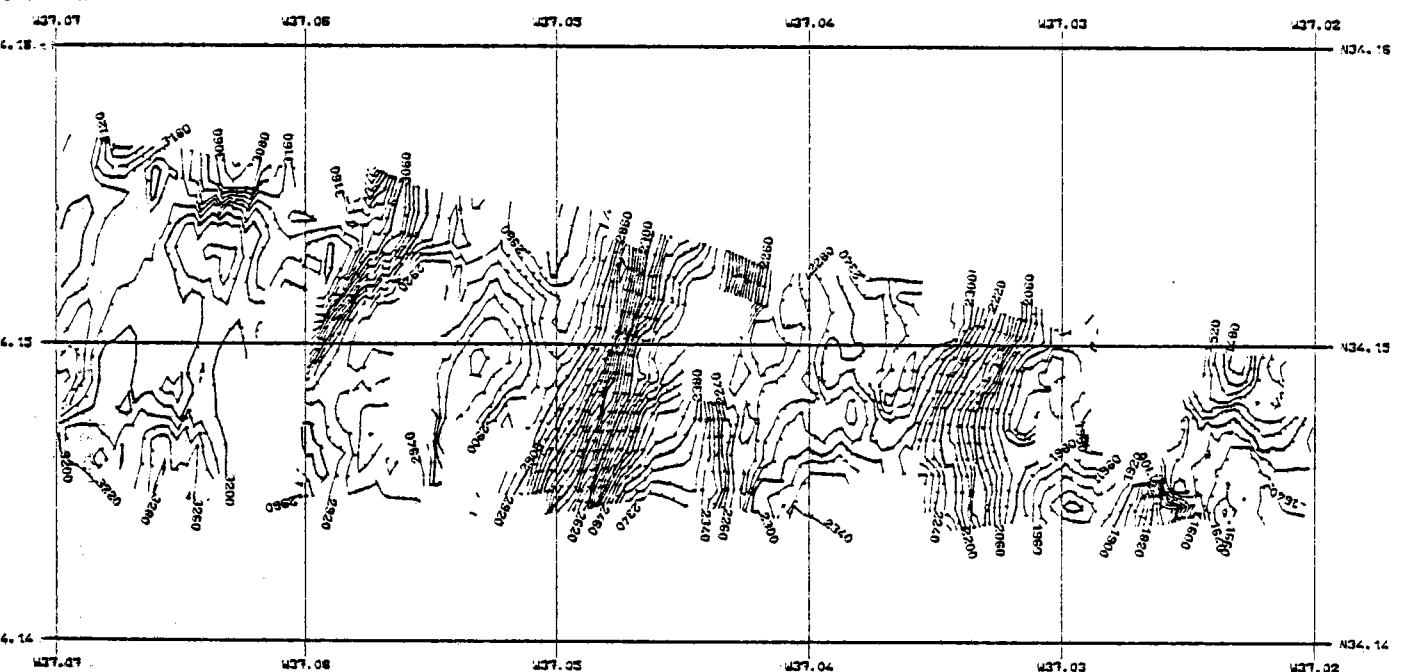
A l'échelle du 1/10.000e, limite de précision du système du fait de la largeur des faisceaux et de la précision de la navigation, toutes les données brutes ont été utilisées pour un contourage tous les 10 m. Cette échelle permet l'étude de traits structuraux de détail, mais la manipulation des données, est délicate du fait de la longueur des profils. La décomposition de pentes en une série d'escarpements et de replats, observée *in situ* en submersible, à d'autres endroits, peut être mise en évidence à cette échelle par le contourage en isovalues (fig.A.8). L'influence d'un lissage par moyenne sur 2, 3 ou 4 cycles a été testé. L'effet du filtrage sur deux cycles est certain. Le changement est moins sensible lors d'une moyenne sur 3 ou 4 cycles.

Lorsque les conditions de la navigation sont mauvaises et de ce fait la compensation des roulis imparfaite le lissage des données par un calcul de moyenne sur 2 cycles est nécessaire au contourage tous les 20 mètres à l'échelle du 1/25.000 (fig.A.9). Les enregistrements obtenus à bord au 1/25.000e ont été comparés aux recontourages dans le cas des profils transverses à la vallée du Rift. Les distorsions transversales (du fait du cap fixe introduit dans le contourage en temps réel) et longitudinales (dues à la vitesse moyenne introduite) sont faibles dans le cas des profils étudiés. Certains "trous" dans ces données sont "remplis" au niveau du contourage en temps réel ; il y a donc génération de données interpolées. La décomposition d'une pente en une série d'escarpements et de replats n'a presque jamais pu être observé à l'aide du contourage bord. Ces formes obtenues lors du contourage en temps réel sont plus lisses que celles obtenues lors du contourage en temps différé, même lorsqu'un calcul de moyenne sur deux cycles est effectué, mais les directions majeures des structures sont conservées.

A l'échelle du 1/100 000e un calcul de valeur moyenne sur 5 cycles consécutifs est souhaitable pour un contourage tous les 50 mètres. Une vision d'ensemble des profils d'une centaine de kilomètres de longueur et transverses à la dorsale peut ainsi être obtenue. Ce recontourage à cette échelle n'apporte pas plus d'informations que les réductions photographiques (d'un facteur 4) des tracés obtenus en temps réel au 1/25 000e.



VEMA 1 - MERCATOR - Echelle 1/50.000^e (reduite ensuite d'un rapport de 1,3)
NTROU=5 - NMOY=1 - ISOBATHES=20



VEMA 1 - MERCATOR - Echelle 1/50.000^e (reduite ensuite d'un rapport de 1,3)
NTROU=5 - NMOY=2 - ISOBATHES=20

FIGURE A.9. : Influence du lissage sur deux cycles : Comparaison de recontourages en isovaleurs obtenus :
- à partir de toutes les données bathymétriques (a)
- à partir d'un calcul de moyenne sur deux cycles consécutifs (b)

Ces représentations en isovaleurs visualisent l'extension et la direction des structures dans le plan horizontal. Elles sont complétées par des coupes bathymétriques.

IV - 4.2. Etablissement de "coupes" bathymétriques

Ces méthodes ont été élaborées à la suite des résultats de la campagne Vema.

Coupes bathymétriques en fonction du temps :

Toutes les données bathymétriques d'un même faisceau peuvent être représentées en fonction du temps. La vitesse moyenne du navire permet de convertir cette échelle de temps en une échelle en "distance approchée". La superposition de ces coupes horaires aux tracés de navigation au 1/100 000 a montré qu'à cette échelle les distorsions dues à cette "distance approchée" sont très faibles.

Les coupes tracées sans exagération verticale à l'échelle du 1/10 000^e permettent de reconnaître chaque point d'impact. De forts changements de pentes sont parfois constatés sur 2 ou 3 cycles consécutifs et certaines variations, peu naturelles (forme en V ou en ^) pourraient être liées à des valeurs erronées. Des morphologies en marches d'escaliers séparées par des ruptures de pentes supérieures à 45° (avoisinant 50-60°) et de décalage vertical supérieur à 20 mètres sont observées sur des faisceaux adjacents et sur des cycles pouvant être décalés (lorsque la route suivie par le navire n'est pas exactement perpendiculaire aux structures). Nous ne possédons pas, dans le cas de ces profils d'observations géologiques (stries de mouvement, plans de glissements) ou géophysiques (profils sismiques) permettant d'attribuer réellement ces ruptures de pente à la présence de failles.

Cependant, des failles normales et des morphologies en marches d'escaliers ont été vues, *in situ*, à partir d'engins submersibles, dans d'autres provinces axiales de la dorsale médio-atlantique.

Du fait de ces observations, de l'extension sur plusieurs kilomètres (largeur de la bande Sea Beam) de ces ruptures de pentes, et des directions linéaires, nous appellerons escarpements de type escarpements de failles ces ruptures de pentes de dénivelé vertical supérieur à 20 mètres et de pendage supérieur à 45° et d'extension linéaire sur toute la bande Sea Beam.

Partant de ces enregistrements au 1/10 000, ces escarpements de type escarpements de faille ainsi définis ont été sélectionnés et leur hauteur mesurée. Puis sur les coupes bathymétriques au 1/100 000 avec une exagération verticale de 4 (pour mettre en évidence à cette échelle les reliefs des provinces axiales) ces escarpements de type escarpements de faille ont été représentés en prolongeant la rupture de pente de 5 fois la hauteur du dénivelé mesurée sur les coupes sans exagération. Cette méthode permet de visualiser la densité des escarpements de type escarpements de failles et d'individualiser les différents compartiments (voir fig. 1.3 et 1.14 du premier chapitre).

Il serait intéressant de mettre au point des algorithmes de calcul permettant d'effectuer de telles coupes dans n'importe quelle direction sans être astreint à suivre les données d'un même faisceau.

Coupes sériées :

Un algorithme de calcul a été mis au point de manière à représenter, en les décalant d'un vecteur choisi, les coupes obtenues à partir de données de chacun des faisceaux.

La représentation à l'échelle du 1/50 000, avec une exagération verticale de 4 et un décalage des faisceaux d'un vecteur V ou V' (X = + 0,14 cm, Y = + 0,6 cm ; X' = - 0,14 cm ; Y' = + 0,6 cm) a été adoptée. Ces coupes sériées créent une sorte de perspective cavalière. Les ruptures de pentes et leurs directions sont ensuite soulignées par ombrage (fig. 21 a et b, premier chapitre).

Les vecteurs (V ou V') ont été calculés de manière à ne pas créer de dilatation dans le plan horizontal au niveau des zones de profondeur maximale. Or sur un fond de profondeur allant de 2 000 à 4 000 m, l'écartement des faisceaux varie d'un facteur 2. Au niveau des points de profondeur minimale, le relief est donc dilaté de ce même facteur dans la direction transverse au profil.

Cette méthode de représentation permet d'avoir une certaine vision à 3 dimensions. Elle souligne de façon claire l'extension transversalement au profil des ruptures de pentes, met en évidence les directions des failles, les reprises en relais, les directions obliques ainsi que les différentes polarités des reliefs. Il est certain que la dilatation limite la pertie des conclusions au niveau des crêtes et accentue légèrement les linéarités du relief. En fait les coupes sériées sont complémentaires des tracés en iso-valeurs qui eux restituent l'extension exacte du relief dans le plan horizontal. Les utilisations de ces deux méthodes sont mises en évidence dans le deuxième chapitre de cette étude.

IV - 5. CONCLUSIONS

La campagne Vema a permis de tester la précision du sondeur multi-faisceaux Sea Beam dans le cas de fonds de profondeur variant entre 2 000 et 5 000 m et aux morphologies très escarpées. D'autres régions de la province axiale de la dorsale Médioatlantique avaient été auparavant étudiées à l'aide d'engins submersibles. A la suite de la campagne plusieurs méthodes de rejeu en temps différé ont été élaborées chacune ayant son intérêt propre. Il serait souhaitable de pouvoir effectuer en mer une part importante du rejeu des données. La précision remarquable des données bathymétriques "Sea Beam" devrait permettre une utilisation accrue des critères morphologiques en géologie marine. D'autre part la topographie océanique est un très bon "révélateur" de la tectonique et affectée de manière directe par la structure thermique de la lithosphère et l'asthénosphère.

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

ALLENOU J.P. and V. RENARD, 1978

Le Sea Beam, sondeur à faisceaux multiples du navire océanographique
"Jean CHARCOT" - Notice technique.

Rapport scientifique et technique n. 37 - C.N.E.X.O. (1978)

ANDERSON R.N. - D.P. MC KENZIE and J.G. SCLATER, 1973

Gravity, bathymetry and convection in the earth

Earth. Planet. Sci. Lett. 18, 391 - 407.

ARCYANA, 1975

Transform fault and rift valley from Bathyscaph and diving
Saucer.

science, 190, 108-116

ARCYANA, 1978

Atlas famous

GAUTHIER - VILLARS, C.N.E.X.O. p. 126

ATWATER T. and J.D. MUDIE, 1973

Detailed near bottom geophysical study of the Gorda rise
J. Geophysical research 78, 8665 - 8686.

AUMENTO F., B.D. LONCAVERIC and D.I. ROSS, 1971

Hudson Geotraverse geology of the Mid-Atlantic ridge at 45 N.
Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. 268, 623 - 650.

BALLARD R.D. and T.H. VAN ANDEL, 1977

Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36.50
on the Mid-Atlantic ridge.

Geological society of America bulletin 88, 507 - 530.

BALLARD R.D., J.G. MOORE, 1977

Photographic atlas of the mid-Atlantic ridge rift valley.

114 P. Springer-verlag New York Heidelberg Berlin.

BELLAICHE G., J.L. CHEMINEE, J. FRANCHETEAU, R. HEKINIAN,
X. LEPICHON, H.D. NEEDHAM and R.D. BALLARD, 1974

Inner floor of the rift valley first submersible study
Nature 250, 558 - 560.

BHATTACHARYYA P.J. and D.J. ROSS. 1972

Mid-Atlantic ridge near 45 N. Bathymetric map scale 1/362070.
Marine sciences branch department of the environment, Ottawa.

BOTTINGA Y. and C.J. ALLEGRE, 1973

Thermal aspects of sea floor spreading and nature of the
oceanic crust.

Tectonophysics, 18, 1 - 17.

BOTTINGA Y., 1974

Thermal aspects of sea floor spreading, and the nature of the
suboceanic lithosphere.

Tectonophysics. 21, 15 - 38.

BOTTINGA Y. and C. ALLEGRE, 1976

Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic
lithosphere.

Tectonophysics, 32, 9 - 59

BOUGAULT H., J.L. JOROM and M. TREUIL, 1979

The primordial chondritic nature and large scale heterogeneities
in the mantle evidence from high and low partition coefficients
elements in oceanic basalts.

Proceeding of the royal society (sous presse).

CAIN J.C., S.J. HENDRICKS, R.A. LANGEL and W.V. HUDSON, 1967

A proposed model for the international geomagnetic reference
field 1965

Journal of geomagnetique and geoelectrique, 19, 335 - 335.

CAIN J.C., 1975

Structure and secular change of the geomagnetic field.

Rev. Geophys. Space phys. 13, 203- 206.

COCHRAN J.R. and M. TALWANI, 1977

Free-air gravity anomalies in the world's oceans and their relation ship to residual elevation.

Geoph. J. ROY Astron. Soc. 50, 495 - 552.

COCHRAN J.R. and M. TALWANI, 1978

Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the north atlantic.

Journal of geophysical research 83, 4907 - 4924.

CHOUKROUNE P., J. FRANCHETEAU, X. LE PICHON, 1978

In situ structural observations along transform fault A in the famous area, mid-Atlantic ridge.

Geological society of America bull. 89, 1013 - 1029.

COLLETTE B.J., J.I. EWING, R.A. LAGAAY and M. TRUCHAN, 1969

Sediment distribution in the oceans: the Atlantic between 10 and 19 N. Marine geology 7, 279 - 345.

COLLETTE B.J. and K. RUTTEN, 1972

Crest and fracture zone geometry of the mid-Atlantic ridge between 10 N et 16 N.

Nature and phys. Sciences 237 (78), 131 - 134.

COLLETTE B.J., H. SCHOUTEN, K. RUTTEN, A.P. SLOOTWEG, 1974

Structure of the mid-Atlantic ridge province between 12 and 18 N Marine geophysical research 2, 143 - 179.

COLLETTE B.J., A.P. SLOOTWEG and W. TWIGT, 1979

Mid-Atlantic ridge crest topography, between 12 N and 15 N.

Earth and planetary science letters 42, 103 - 108.

COMOLET - TIRMAN A., 1968

Rapport sur l'étude du gravimètre marin Askania GSS. 2 N. 15.

Annales hydrographiques.

COX A., R.R. DOELL and G.B. DALRYMPLE, 1963

Geomagnetic polarity epochs and pleistocene geochronometry.
Nature 198, 1049 - 1051.

DAVIS E.E. and C.R.B. LISTER, 1974

Fundamentals of ridge crest topography.
Earth planet. Science letters. 21, 405 - 413.

DESNOES Y., 1978

Un modèle simple pour le traitement de la navigation en temps réel.
Rapport C.O.B. DT - 78 - 25.

DESNOES Y., 1979

Contourage des données du sondeur multifaisceaux
"Sea Beam" en temps différé.
Rapport interne C.O.B.

FAIL J.P., 1972

Application du filtre de Kalman à la navigation.
Geophys. Prospecting. 20, 665 - 699.

FEDEN R.H., H.S. FLEMING, R.K. PERRY and J.D. PHILLIPS, 1975

The mid-Atlantic ridge at 33 N. The Hayes fracture zone.
Earth and planetary science letters 26, 292 - 298.

FLEMING H.S., J.D. PHILLIPS, 1976

Bathymetrical chart scale 1/36457 french american midocean
Undersea study. (Part II and IV)
Department of the Navy and Woods hole oceanographic institution

FLOWER M.F.J., P.T. ROBINSON, H.U. SCHMINCKE and W. OHNMACHT, 1977

Magma fractionation systems beneath the mid-Atlantic ridge at 36 - 37 N.
Contr. Mineral. Petrol 64, 167 - 195.

FOX P.J., A. LOWRIE, J.R. and B.C. HEEZEN, 1969

Oceanographer fracture zone.
Deep sea research 16, 59 - 66.

FORSYTH D.W., 1977

The evolution of the upper mantle beneath mid-oceans ridge.
Tectonophysics, 38, 89 - 118.

FRANCIS T.J.G., 1974

A new interpretation of the 1968 Fernandina caldera collapse
and its implications for the mid-oceanic ridges.
Geophys. J. ROY. ASTRON SOC., 39, 301 - 318.

GLENN M.F. 1970

Introducing on operational multibeam array sonar.
International hydrographic review LX.

GRAF A., R. SCHULZE, 1961

Improvements on the sea gravimeter GSS2
J. GEOPHYS. RES. 66, 1813 - 1821.

HAIGH B.I.R., 1973

North Atlantic oceanic topography and lateral variations in the
upper mantle.
Geophysical journal royal astron soc. 33, 405 - 420.

HAYES D.E., J.L. WORZEL and H. KARNICK, 1964

Tests on the 1962 model of the anschutz gyrotable.
Journal of geophysical research, 69, 4.

HARRISON C.G.A., 1974

Tectonics of mid-ocean ridges
Tectonophysics 22, 301 - 310.

HARRISSON C.G.A. and L. STIELTJES, 1977

Faulting within the median valley.
Tectonophysics 38, 137 - 144.

HILL M.N. 1960

A median valley of the mid-Atlantic ridge.
Deep-sea research 6, 193 - 205.

HUESTIS S.P. and R.L. PARKER, 1977

Bounding the thickness of the oceanic magnetized layer.
Journal of geophysical research 82, (3)

IAGA Commision 2 working group 4, 1969

International geomagnetic reference field 1965,
Journal of geophysical research 74, 4407 - 4408.

IAGA Division 1 study group, 1976

International geomagnetic reference field 1975,
Journal of geophysical research 81, 5163 - 5164.

IRVING E., J.K. PARK, S.E. HAGGERTY, F. AUMENTO and
B. LONCAVERIC, 1970

Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the mid-Atlantic ridge.
Nature 228, (974).

JOHNSON G.L. and P.R. VOGT, 1973

Mid-Atlantic ridge from 47 to 51 N.
Geological society of America bull. 84, 3443 - 3462.

JUTEAU T., A. NICOLAS, J. DUBESSY, J.C. FRUCHARD and J.L. BOUCHEZ, 1976

The Antalya ophiolite complex (Western taurides turkey) a structural
model for an oceanic ridge in "La création de la lithosphère océanique"
Bull. Soc. Geol. FRANCE. (7) T. XVIII N.4 895 - 896.

KASMEYER K., 1977

Integrated navigation systems for precise positioning in the deep ocean.
Marine geodesy V 1, N.1.

KAULA W.M., 1969

Earth's gravity field, relation to global tectonics.
Science 169, 982 - 985.

KEEN M.J., 1970

Fractures zones on the mid-Atlantic ridge between 43 N and 44 N.
Canadian Journ. Earth. Sci. 7, 1352 - 1355.

KEEN K.C., C. TRAMONTINI, 1970

A seismic refraction survey on the mid-Atlantic ridge.
Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc. 20, 473 - 491.

KLITGORD K.D., 1974

Near bottom geophysical surveys and their implications on the
crustal generation process, sea floor spreading history of the
Pacific, and the geomagnetic time scale 0 to 6 my.
B.P. Ph D thesis, University of California, San Diego - Calif. 177 ppm.

KOIDE H. and S. BHATTACHARJI, 1975

Mechanistic interpretation of rift valley formation.
Science 189, 791 - 793.

KRAUSE D.C., 1962

Interpretation des profils de sondage par écho.
Revue hydrographique internationale Vol. XXXIX, 65 - 124.

LA BRECOUE J.L., D.V. KENT and S.C. CANDE

Revised magnetic polarity Time scale for late Cretaceous and cenozoic time.
Geology NS, p 330 - 335 - 1977

LACHENBRUCH A.H. 1970

Crustal temperature and heat production, implications of a linear
heat flow relation.
J. Geophys. Res. 75, 3291 - 3300.

LACHENBRUCH A.H., 1973 A

Differentiation and the gravitational driving force for material
rising at an ocean ridge.
J. Geophys. res. 78, 825 - 831.

LACHENBRUCH A.H., 1973 B

A simple mechanical model for oceanic spreading center.
J. Geophysical research 78, 3395 - 3417.

LACHENBRUCH A.H., 1976

Dynamics of a passive spreading center
J. Geophysical research 81, 1833 - 1902.

LAMBECK K., 1972

Gravity anomalies over ocean ridges.
Geophysical J.R. Ast. Soc. 30, 37 - 53.

LANGMUIR C.H., J.F. BENDER, A.T. BENCE, G.N. HANSON and
S.R. TAYLOR, 1977

Petrogenesis of basalts from the famous area mid-Atlantic ridge.
Earth planet sci. lett. 36, 133 - 156.

LAUGHTON A.S., D.G. ROBERTS, R. GRAVES, 1975

Bathymetry of the northeast Atlantic, mid-Atlantic ridge to
southwest Europe scale 1/2400000. at 41 W.
Institute of oceanographic sciences, United Kingdom.

LAUGHTON A.S., J.S.M. RUSBY, 1975

Long range sonar and photographs studies of the median valley
in the famous area of the mid-Atlantic ridge near 37 N.
Deep sea research. 22, 279 - 298.

LE PICHON X., J. FRANCHETEAU, J. BONNIN, 1973

Plate tectonics, developments in geotectonics.
Elsevier scientific publishing company., AMSTERDAM p 300

LE PICHON X., 1969

Models and structure of the oceanic crust.
Tectonophysics 7, 385 - 401.

LISTER C.R.B., 1977

Qualitative models of spreading center processes, including hydrothermal penetration.

Tectonophysics 37, 203 - 218.

LITVIN V.M., N.A. MAROVA, M.V. RUDENKO and G.B. UDINTSEV, 1971

Morphostructure of the Atlantic rift zone in the area of the Kurchatov fault and Atlantis canyon.

Oceanology XI 527 - 534.

LLIBOUTRY L, 1976

Courants de convection et dynamique des plaques, traite de géophysique interne - Vol. 2

J. COULOMB and G. JOBERT Editeurs, MASSON, PARIS. 501 - 575

LUYENDYK B. P. and K.C. MACDONALD, 1977

Physiography and structure of the inner floor of the famous rift valley. Observations with a deep towed instrument package. Geological society of America bull, 88, 648 - 663.

MACDONALD K.C., B.P. LUYENDYK , J.D. MUDIE, F.N. SPIESS, 1975

Near bottom geophysical study of the mid-Atlantic ridge median valley near lat 37N. Preliminary observations.

Geology 3, 211 - 215.

MACDONALD K.C. and B.P. LUYENDYK , 1977

Deep-tow studies of the structure of the mid-Atlantic ridge crest near lat 37 N.

Geological society of America bulletin 88, 621 - 636.

MACGREGOR B.A. and P.A. RONA, 1975

Crest of the mid-Atlantic ridge at 26 N.

Journal of geophysical research. 80, 3307 - 3314.

MACGREGOR B.A., C.G.A. HARRISSON, J.W. LAVELLE and P.A. RONA, 1977

Magnetic anomaly patterns on mid-Atlantic ridge crest at 26 N
Journal of Geophysical research, 82, 231 - 238.

MANKINEN E.A. and G.B. DALRYMPLE, 1979

Revised geomagnetic Polarity time scale for the interval 0 - 5 MY B.P.
Journal of geophysical research - Vol. 84 p. 615 - 626

MARSH B.D. and J.G. MARSH, 1976

On global gravity anomalies and two-scale convection.
J. Geophys. research 81, 5267 - 5280.

MARSH B.D. and J.G. MARSH, 1978

Reply.
Journal of geophysical research. 83, 3555 - 3558.

MATTHEWS D.T., 1939

Tables of the velocity of sound in pure water and sea-water for
use in echosounding and sound-ranging.
Rep. H.D. 282, HYDROGR. DEP. ADMIRALTY, Office, LONDON.

MACKENZIE D.P., 1969

Speculations on the consequences and causes of plate motions.
Geophysical journal of the royal astronomical society. 18, 1 - 32

MACKENZIE D.P. and N.O. WEISS, 1975

Speculations on the thermal and tectonic history of the earth.
Geophys. J. Roy. Astron. Society, V 42, N. 131

MACKENZIE D.P., J.M. ROBERTS and N.O. WEISS, 1974

Toward the numerical solution of convection in the earth's mantle.
J. Fluid. Mech. 62, 465 - 538.

MACKENZIE D.P. and BOWIN, 1976

The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic ocean.
Journ. of geophysical research. 81, 1903 - 1915.

MACKENZIE D.P., 1977

Surface deformation, gravity anomalies and convection
Geophys. J. Roy. Astron. Soc. VOL. 48, 211 - 238.

MENARD H.W. and L.M. DORMAN, 1977

Dependence of depth anomalies upon latitude and plate motion.
Journ. of geophysical research. 82, 5329 - 5335.

MINSTER J.B., T.H. JORDAN, 1978

Present-day plate motions.
Journal of geophysical research. 83, 5331 - 5354.

MINSTER J.B., T.H. JORDAN, P. MOLNAR and E. HAINES, 1974

Numerical modelling of instantaneous plate tectonics.
Geophys. J.R. Astron soc. 36, 541 - 576.

NATAF H.C., C. FROIDEVAUX, 1979

Illustration expérimentale de modèles de circulation convective
sous les continents.
Présentation sous forme de posters. Reun. Ann. Sciences de la
Terre LYON.

NEEDHAM H.D. and J. FRANCHETEAU, 1974

Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near
36.48 North.
Earth and planetary science letters 22, 29 - 43.

NISBET E.C., C.M.R. FOWLER, 1978

The mid-Atlantic ridge at 37 N and 45N, some geophysical and
petrological constraints.
Geophysical J.R. Astron. Society 54, 631 - 660.

OLIVET J.L., 1978

Thèse d'état PARIS VII 234 P.

OSMASTON M.F., 1971

Genesis of ocean ridge median valleys and continental rift valleys.

Tectonophysics, 11, 387 - 405.

PARSONS B. and J.G. SCLATER, 1977

An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age.

J. of geoph. res. 82, 803 - 827.

PARSONS B., D.P. MACKENZIE, 1978

Mantle convection and the thermal structure of the plates.

Journal geophysical research. 83, 4485 - 4496.

PEDDIE W. and E.B. FABIANO, 1976

A model of the geomagnetic field for 1975

Journal of geophysical research. 81, 2539 - 2542.

PERRY and FEDEN, 1974

Bathymetry of the mid-Atlantic ridge. from 10 N to 40 N. Geo. Soc. America, Abstract with programs. V 6, P. 909

PETER G., G. MERRIL, S. BUSH, 1973

Caribbean Atlantic geotraverse, NOAA IDOE 1971, report N.1, project introduction - bathymetry.

NOAA Technical report ERL 293 AOML 13.

PIPER J.D.A. and I.L. GIBSON, 1972

Stress control of process at extensional plate margins.

Nature phys. Sci. 238, 83 - 86.

POEHLS K.A., 1974

Seismic refraction on the mid-Atlantic ridge at 37 N.

J. Geophys. research. 79, 3370 - 3373.

RAMBERG I.B., T.H. VAN ANDEL., 1977

Morphology and tectonic evolution of the rift valley at lat 36N30 on the mid-Atlantic ridge.

Geological society of America bulletin. 88, 577 - 586.

REA D.K. and K.F. SCHEIDEGGER, 1979

Eastern pacific spreading rate fluctuation and its relation to Pacific area volcanic episods.
Journ. of volcanology and geothermal research. 5, 135 - 148.

RENARD V. and J.P. ALLENOU, 1979

Le "Sea Beam", sondeur à multifaisceaux du N.O. Jean CHARCOT
Description évaluation et premiers résultats.
Revue hydrographique internationale vol. LVI. (1).

RONA P.A., 1971

Deph distribution in ocean basins and plate tectonics.
Nature 231, 179 - 180.

RONA P.A. and B. SCOTT, 1976

Tectonic fabric and hydrothermal activity of north Atlantic ridge crest. Lat. 26N.
Geological society of America bulletin. 87, 661 - 674.

RONA P.A., 1977

Paleobathymetry of the crest of spreading ridges related to the age of the ocean basins, comment.
Earth and planetary science. Letters, 35, 454 - 456.

RICHTER F.M., 1973

Convection and the large scale circulation of the mantle
J. Geophys. Res. 78, 8735 - 8745.

RICHTER F.M. and B. PARSONS, 1975

On the introduction of the two scales of convection in the mantle.
J. Geophys. Res. 80, 2529 - 2541.

RICHTER F.M., 1977

On the driving mechanism of plate tectonics.
Tectonophysics. 38, 61 - 88.

RICHTER F.M. and S.F. DALY, 1978

Convection models having a multiplicity of large horizontal scales.

Journal of geophysical research. 83, 4951 - 4956.

RUEGG J.C., 1973

Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur du sud-est de l'Afar d'après les données sismiques.

Ann. geophys. 31, 329 - 360.

SCHUBERT G., C. FROIDEVAUX, D.A. YUEN., 1976

Oceanic lithosphère and asthenosphère, thermal and mechanical structure.

J. of geophys. research V. 81, 3525 - 3540.

SCHUBERT G., D.A. YUEN, C. FROIDEVAUX, L. FLEITOUT and M. SOURIAU, 1978.

Mantle circulation with partial shallow return flow, effects on stresses in oceanic plates and topography of the sea floor.

Journal of geophysical research. 83, 745 - 758.

SCHULZE R., 1962

Automation of the sea gravimeter GSS2.

J. Geophys. Res. 67, 3397 - 3401.

SCHILLING J.G., 1973

Iceland mantle plume. Geochemical study of reykjanes ridge.

Nature 242, 565 - 571.

SCLATER J.G., L.A. LAWVER, B. PARSONS, 1975

Comparison of long wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the north Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate.

Journ. Geophysical research 80, 1031 - 1052.

SCLATER J.G. and J. FRANCHETEAU, 1970

The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth.

Geophysical journ. royal. Astron. Society. 20, 509 - 542.

SEARLE R. and A. LAUGHTON, 1977

Sonar studies of the mid-Atlantic ridge and kurchatov fracture zone.

Journ. geophysical research. 82, 5313 - 5328.

SLEEP N.H., 1969

Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea floor spreading.

J. Geophys. Res. 74, 542 - 549.

SLEEP N.H., 1975

Formation of oceanic crust some thermal constraints.

Journal of geophysical research. 80, N 29.

SKINNER B.J., 1966

Thermal expansion.

Geol. Soc. Am. Mem. 97, 75 - 96.

TALWANI M., J.L. WORZEL and M. LANDISMAN, 1959

Rapid computations for two dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone.

J. Geophys. res 64. 49 - 59.

TALWANI M., X. LE PICHON and M. EWING, 1965

Crustal structure of the mid-ocean, ridges

J. of Geophys. research. V 70, 341 - 352.

TALWANI M., W.P. EARLY and D.E. HAYES, 1966

Continuous analog computation and recording of cross coupling and off leveling errors.

Journ. of geophysical research. 71, N.8.

TALWANI M., C.C. WINDISCH, M.G. LANGSETH, 1971

Reykjanes ridge crest. A detailed geophysical study.

Journal of geophysical research. 76, 473 - 517.

TAPPONNIER P., J. FRANCHETEAU, 1978

Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries.

Journal of geophysical research. 83, 3955 - 3970.

TARTLING D.H. and MITCHELL J.G., 1976

Revised cenozoic polarity time scale

Geology 4., 133 - 136.

UCHUPI E. 1971

Bathymetric atlas of the Atlantic, Caribbean, and Gulf of Mexico.

Woodhole oceanog. Inst. ref. N. 71 - 72.

VAN ANDEL T.H., and J. BOWLIN, 1968

Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° North latitude and the tectonics of mid-ocean rises.

Journal of geophysical research. 73, 1279 - 1298.

VAN ANDEL T.H. and G.R. HEATH, 1970

Tectonics of the mid-Atlantic ridge 6° - 8° south latitude.

Marine geophysical research. 1, 5 - 36.

VEEVERS J.J., 1977

Paleobathymetry of the crest of spreading ridges related to the age of ocean basins.

Earth and planetary science letters. 34, 100 - 106.

VOGT P.R., and G.L. JOHNSON, 1975

Transform faults and longitudinal flow below the mid-ocean ridge.

J. Geophys. Res. 80, N.11

VOGT P.R. and N.A. OSTENSO, 1966

Magnetic survey over the mid-Atlantic ridge between 42° N and 46° N

Journ. of geophysical research. 71, 4389 - 4411.

WATTS A.B., 1978

Comment on "on global gravity anomalies and two scale mantle convection" by BRUCE D. MARSH and JAMES G. MARSH.
Journ. of geophysical research. 83, 3551 - 3554.

WAGNER C.A., F.J. LERCH., J.E. BROWND, J.A. RICHARDSON, 1977

Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (Gem 7 and 8).
Journal of geophysical research 82, 901 - 914.

WEIDNER D.J. and K. AKI, 1973

Focal depth and mechanism of mid-ocean ridge earthquakes.
J. Geophys. res. 78, 1818 - 1831.

WHITE W.M. and J.G. SCHILLING, 1978

The nature and origin of geochemical variation in mid-Atlantic ridge basalts from the central north Atlantic.
Geochimica et cosmochimica acta. 42, 1501 - 1516.

WHITMARSH R.B. and A.S. LAUGHTON, 1976

A long range sonar study of the mid-Atlantic ridge crest near 37 N (Famous area) and its tectonic implications.
Deep sea research 23, 1005 - 1023.

WHITMARSH R.B., 1978

Seismic refraction studies of the upper igneous crust in the North Atlantic and porosity estimates for layer 2.
Earth and planetary science letters 37, 451 - 464.