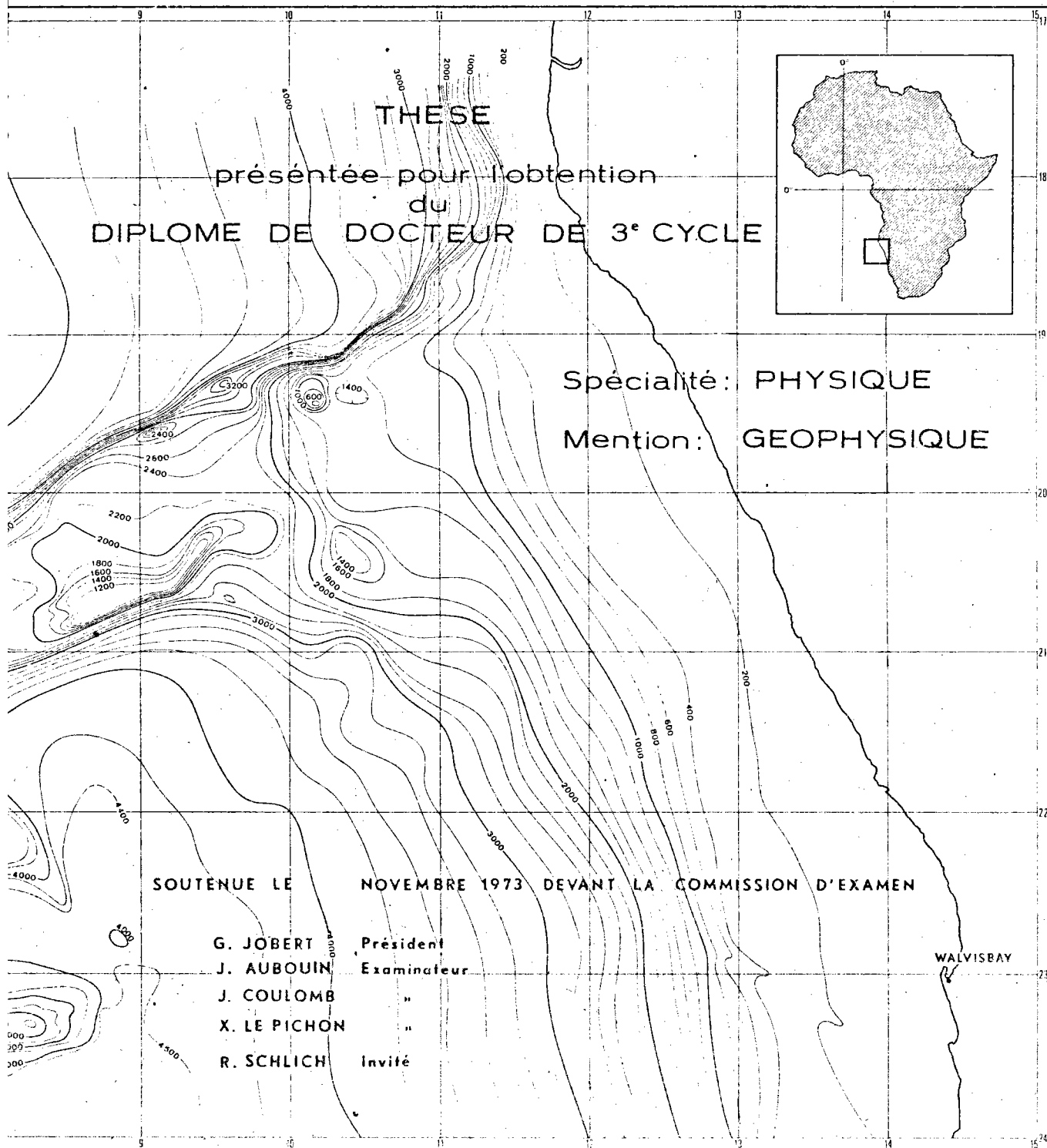


RIE :  
D'ORDRE :

4502  
T82

# ETUDE GEOPHYSIQUE DE LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA DORSALE DE WALVIS ( ATLANTIQUE SUD )

Jean GOSLIN



THESE présentée  
pour l'obtention  
du  
DIPLOME de DOCTEUR de 3e CYCLE  
à  
L'UNIVERSITE DE PARIS VI

Spécialité : Physique  
Mention : Géophysique

par Jean GOSLIN

Sujet de la thèse : Etude géophysique de la terminaison  
orientale de la dorsale de Walvis  
(Atlantique Sud)

Soutenue le Novembre 1973 devant la Commission composée de :

MM.	G. Jobert,	Président
	J. Aubouin,	examineur
	J. Coulomb,	"
	X. Le Pichon,	"
	R. Schlich,	invité

## AVANT-PROPOS

Ce mémoire expose les résultats d'un travail effectué en collaboration étroite avec plusieurs chercheurs de l'Equipe du Milieu Solide du Centre Océanologique de Bretagne. Les études, rassemblées ici sous forme de thèse, fourniront la matière de publications signées avec ces chercheurs.

C'est avec plaisir que je remercie ici tous ceux qui m'ont aidé en m'apportant leurs encouragements, leur savoir et leur expérience pendant les mois que j'ai passés à la Pointe du Diable.

L'acquisition des données en mer est le résultat d'un travail collectif auquel participent non seulement des scientifiques, mais également les officiers et les équipages des navires océanographiques. La place me manque pour remercier ici tous ceux qui, par leur présence à bord des N.O. Chain, Jean Charcot et Atlantis II, au cours des longs quarts de nuit par mauvais temps, ont contribué au succès des missions en mer. G. Pautot, V. Renard, K.O. Emery, J.D. Milliman ont dirigé les campagnes auxquelles j'ai participé dans la région de la dorsale de Walvis.

J. Bonnin, G. Le Grand et J.C. Sibuet m'ont apporté leur aide patiente lors de l'exploitation des données sur ordinateur. N. Guillo-Uchard et Y. Potard se sont chargées de la frappe du manuscrit et y ont patiemment inclus les corrections que j'y apportais sans cesse. D. Carré a exécuté en un temps record les illustrations.

Monsieur le Professeur Jobert a accepté de prendre la responsabilité des recherches que j'entreprenais loin de Paris et de présider la commission d'examen. Je lui exprime ma reconnaissance pour la confiance qu'il m'a ainsi témoignée.

Monsieur X. Le Pichon ne m'a ménagé ni ses critiques, ni ses encouragements pendant la rédaction de ce travail. J'ai plaisir à l'en remercier ici.

...

Je remercie Monsieur le Professeur Coulomb, Monsieur  
le Professeur Aubouin et Monsieur R. Schlich pour l'intérêt qu'ils  
ont manifesté envers mon travail et pour avoir accepté de faire  
partie de mon jury.

~~~~~

## SOMMAIRE

Etude géophysique de la terminaison orientale de la dorsale de Walvis (Atlantique sud)

|                                                                                                              |        |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| <u>Chapitre I.</u> Etude de la morphologie et de la structure superficielle                                  | 1      |
| Résumé                                                                                                       | 1      |
| Introduction                                                                                                 | 1      |
| I. Origine des données                                                                                       | 4      |
| II. Etude bathymétrique                                                                                      | 10     |
| III. Etude des profils de sismique réflexion                                                                 | 11     |
| (1) le socle acoustique                                                                                      | 14     |
| a) le flanc nord                                                                                             | 14     |
| b) le flanc sud                                                                                              | 16     |
| c) le bassin central                                                                                         | 17     |
| d) les extrémités des bassins d'Angola et du Cap                                                             | 17     |
| (2) la couverture sédimentaire                                                                               | 18     |
| a) la dorsale de Walvis                                                                                      | 18     |
| b) les bassins du Cap et d'Angola                                                                            | 19     |
| c) hypothèse sur le mécanisme sédimentaire                                                                   | 21     |
| d) caractéristiques et identification de deux ensembles<br>sédimentaires principaux                          | 25     |
| IV. Interprétation des profils magnétiques                                                                   | 26     |
| V. Etude de la carte gravimétrique                                                                           | 27     |
| VI. Conclusions                                                                                              | 29     |
| <br><u>Chapitre II.</u> Structure profonde d'après les résultats de gravimétrie<br>et de sismique réfraction | <br>32 |
| Résumé                                                                                                       | 32     |
| Introduction                                                                                                 | 32     |
| I. Contact entre la dorsale de Walvis et le domaine continental                                              | 33     |
| (1) méthodes d'enregistrement                                                                                | 35     |
| (2) traitement des données                                                                                   | 35     |

|                                                                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| (3) interprétation des résultats                                                                                                 | 40 |
| a) histoire sédimentaire du plateau continental                                                                                  | 40 |
| b) prolongation des crêtes de la dorsale de Walvis sous<br>le plateau continental                                                | 49 |
| II. Structure profonde de la dorsale de Walvis                                                                                   | 50 |
| (1) hypothèse de base de la constitution des modèles<br>gravimétriques                                                           | 51 |
| (2) constitution des modèles gravimétriques                                                                                      | 54 |
| (3) résultats                                                                                                                    | 56 |
| III. Discussion et conclusion de l'étude par gravimétrie et<br>sismique réfraction                                               | 62 |
| <br>                                                                                                                             |    |
| <u>Chapitre III.</u> Revue critique des hypothèses d'ouverture de<br>l'Atlantique sud et de formation de la dorsale<br>de Walvis | 70 |
| <br>                                                                                                                             |    |
| Introduction                                                                                                                     | 72 |
| I. Hypothèses d'ouverture de l'Atlantique sud                                                                                    | 72 |
| (1) hypothèse d'Ewing et al.                                                                                                     | 72 |
| (2) hypothèse où la formation des rides aséismiques est<br>contemporaine de celle de la croûte océanique                         | 72 |
| a) hypothèse des failles transformantes                                                                                          | 72 |
| b) hypothèse du point chaud                                                                                                      | 74 |
| II. Discussion critique des différentes hypothèses                                                                               | 75 |
| a) critique de l'hypothèse d'Ewing et al.                                                                                        | 75 |
| b) critique de l'hypothèse des failles transformantes                                                                            | 76 |
| c) critique de l'hypothèse du point chaud                                                                                        | 80 |
| d) hypothèse proposée                                                                                                            | 81 |

#### BIBLIOGRAPHIE

|                                                                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <u>Appendice.</u> Application de la méthode de Giese au dépouillement<br>des profils de sismique réfraction marine par<br>bouées perdues | A 1 |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

|                                                                                                   |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Introduction : limitations de la méthode d'Herglotz-Wiechert                                      | A 2 |
| I. Méthode de Giese                                                                               | A 3 |
| (1) principe                                                                                      | A 3 |
| (2) limitations théoriques                                                                        | A 5 |
| II. Mise en oeuvre de la méthode de Giese en sismique                                             |     |
| réfraction marine par bouées                                                                      | A 6 |
| (1) tracé des courbes $\frac{Z}{\Delta} = f\left(\frac{vt}{\Delta}\right)$                        | A 6 |
| (2) problèmes posés par des discontinuités de vitesse<br>ou des gradients de vitesse décroissants | A 6 |
| (3) lissages employés au cours du traitement                                                      | A 7 |
| III. Essai d'estimation des erreurs sur un modèle                                                 | A 9 |

CHAPITRE I. Etude de la morphologie et de la structure superficielle

Résumé : La terminaison orientale de la dorsale de Walvis est formée de deux crêtes de socle, probablement de nature basaltique, enserrant un bassin sédimentaire profond. A l'Est du méridien 10° Est, le haut méridional s'envoie sous les sédiments de la marge continentale d'Afrique du Sud-Ouest.

On constate qu'il existe un bon accord entre l'orientation de ces hauts de socle et les directions théoriques du début de l'ouverture de l'Atlantique sud. Depuis sa création, la dorsale de Walvis a probablement constitué un barrage pour les sédiments transportés vers le Nord par les courants. L'identification d'une série de réflecteurs très forts, au-dessus de laquelle les sédiments semblent peu tectonisés, avec l'horizon A, semble indiquer que ce domaine n'a pas subi de mouvements tectoniques importants depuis la migration du pôle d'ouverture de l'Atlantique sud, datée de la fin du Crétacé ou du début de l'Eocène.

INTRODUCTION

La dorsale de Walvis est l'une des principales structures de l'Atlantique sud. Cette dorsale aiséismique, s'étendant sur plus de 3 000 km, joint la dorsale médio-atlantique - qu'elle rencontre au voisinage des îles de Tristan da Cunha et Gough - à la côte africaine, vers le cap Frio (18° S) (fig. I-1). La direction d'ensemble est Sud-Ouest - Nord-Est. Cependant, un examen plus détaillé des cartes bathymétriques de Simpson (1970 a) (fig. I-1) et Uchupi (1971) révèle la présence d'au moins trois segments distincts :

- Un segment oriental, de direction Est-Nord-Est - Ouest-Sud-Ouest, s'étendant depuis la côte africaine jusqu'au méridien 6° Est. Sa longueur est d'environ 600 km et sa largeur varie de 90 à 200 km.

...



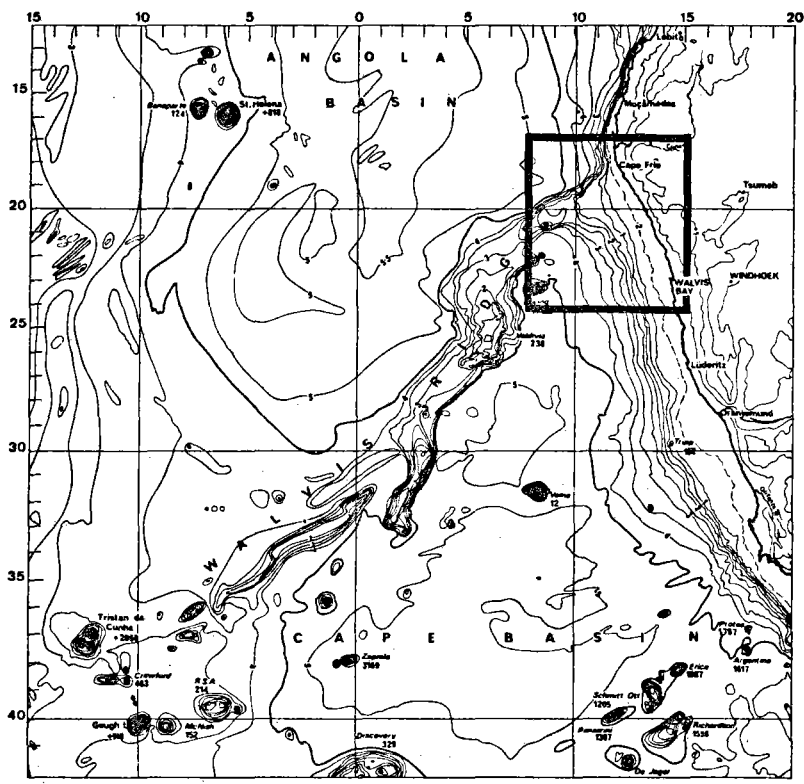


Figure I.1 : Carte bathymétrique de l'Atlantique sud-est d'après Simpson (1970a). Les profondeurs sont en kilomètres. La région étudiée est encadrée.

- Un second segment, plus étroit que le premier, long d'environ 500 km, de direction Nord-Sud.
- Un troisième segment, probablement discontinu et formé d'une chaîne de monts sous-marins, rejoint la dorsale atlantique non loin des îles Gouch et Tristan da Cunha. Ce segment forme un seuil hydrologique pour la remontée vers le Nord de l'eau de fond antarctique, dans la moitié orientale de l'Atlantique sud. Ce seuil est continu à une profondeur de 3 000 m (Neumann et Pierson, 1966).

Les premières reconstitutions de la position des continents avant l'ouverture d'un océan ont été suggérées par la similitude des contours des côtes d'Afrique et d'Amérique du Sud. Différents modèles ont ainsi été proposés pour l'ouverture de l'Atlantique sud : Wegener (1929), Carey (1958), Bullard et al. (1965), Funnel et Smith (1968), Dickson et al. (1968), Dietz et Holden (1970), Francheteau et Le Pichon (1972). Bien que la cinématique de l'ouverture de l'Atlantique sud ne soit pas connue avec précision, la superposition de la dorsale de Walvis et de la ride de Rio Grande dans toutes les reconstitutions (par exemple, celle de Le Pichon et Hayes, 1971 ; fig. III-2) incite à penser que ces deux structures ne sont pas d'origine continentale. Plusieurs hypothèses ont été avancées quant à l'origine de la dorsale de Walvis.

- Dans les unes, la formation de la dorsale de Walvis est contemporaine de l'ouverture de l'Atlantique sud et est due, soit à un point chaud du manteau (Wilson, 1965 ; Dietz et Holden, 1970 ; Morgan, 1971, 1972, 1972 b), soit à des directions transformantes et des décrochements de la marge continentale (Le Pichon et Hayes, 1971 ; Francheteau et Le Pichon, 1972).
- Dans les autres (Ewing et al., 1966), la dorsale de Walvis a été formée postérieurement à la création des fonds océaniques environnants. Le mécanisme de formation aurait été différent de celui de création de nouvelle lithosphère dans les zones d'accrétion. Par exemple, un soulèvement comparable à celui ayant affecté la dorsale médio-atlantique au Miocène (d'après Maxwell et al., 1970), pourrait être à l'origine de la dorsale de Walvis.

Plusieurs auteurs ont étudié la marge continentale africaine dans la région où la dorsale de Walvis rencontre le continent, entre autres Simpson (1970<sup>b</sup>), Van Andel et Calvert (1971), Duplessis et al. (1972), Leyden et al. (1972), Francheteau et Le Pichon (1972), Rabinowitz (1972) et Pautot et al. (1973). Toutefois, à notre connaissance, aucune étude n'a porté sur la région située plus au large<sup>et</sup>/comprenant le segment oriental de la dorsale proprement dit. Au cours des années 1970 à 1972, trois campagnes ont été effectuées dans cette zone (fig. I.2) au cours desquelles la bathymétrie, le magnétisme, la gravimétrie et la sismique réflexion ont été enregistrés en continu. Dix carottages (à l'aide d'un carottier par gravité), cinq stations de mesure de flux de chaleur, trois traicts de drague à roche, ainsi que des stations de caméra ponctuelle, de troïka et des profils de sismique réfraction par bouées perdues, ont également été effectués dans cette zone.

Nous décrirons dans le premier chapitre la structure superficielle de la terminaison orientale de la dorsale de Walvis depuis le méridien 8° E jusqu'à la côte d'Afrique, telle qu'elle peut être déduite de ces données. Nous essayerons de comprendre les relations liant le substratum de la dorsale elle-même à celui de la marge continentale et des plaines abyssales adjacentes. Nous étudierons les mécanismes sédimentaires mis en jeu dans la région de la dorsale et dans les bassins du Cap et d'Angola.

Le chapitre II sera consacré à l'étude de la structure profonde de cette région à l'aide de modèles gravimétriques.

## I. Origine des données

Les trois cartes des figures I-3, I-4, et I-5 ont été établies à l'aide de toutes les données dont nous disposons au milieu de l'année 1972 ; en particulier, les données provenant de campagnes organisées par la Woods Hole Oceanographic Institution (N.O. Atlantis II-67 et Chain-99) et par le Centre National pour l'Exploitation des Océans (Walda-N.O. Jean Charcot). Les routes de ces navires sont indiquées sur la figure I.2. Des données provenant de cartes G.E.B.C.O. (General Bathymetric Chart of the Oceans, Bureau Hydrographique International) pour la zone profonde

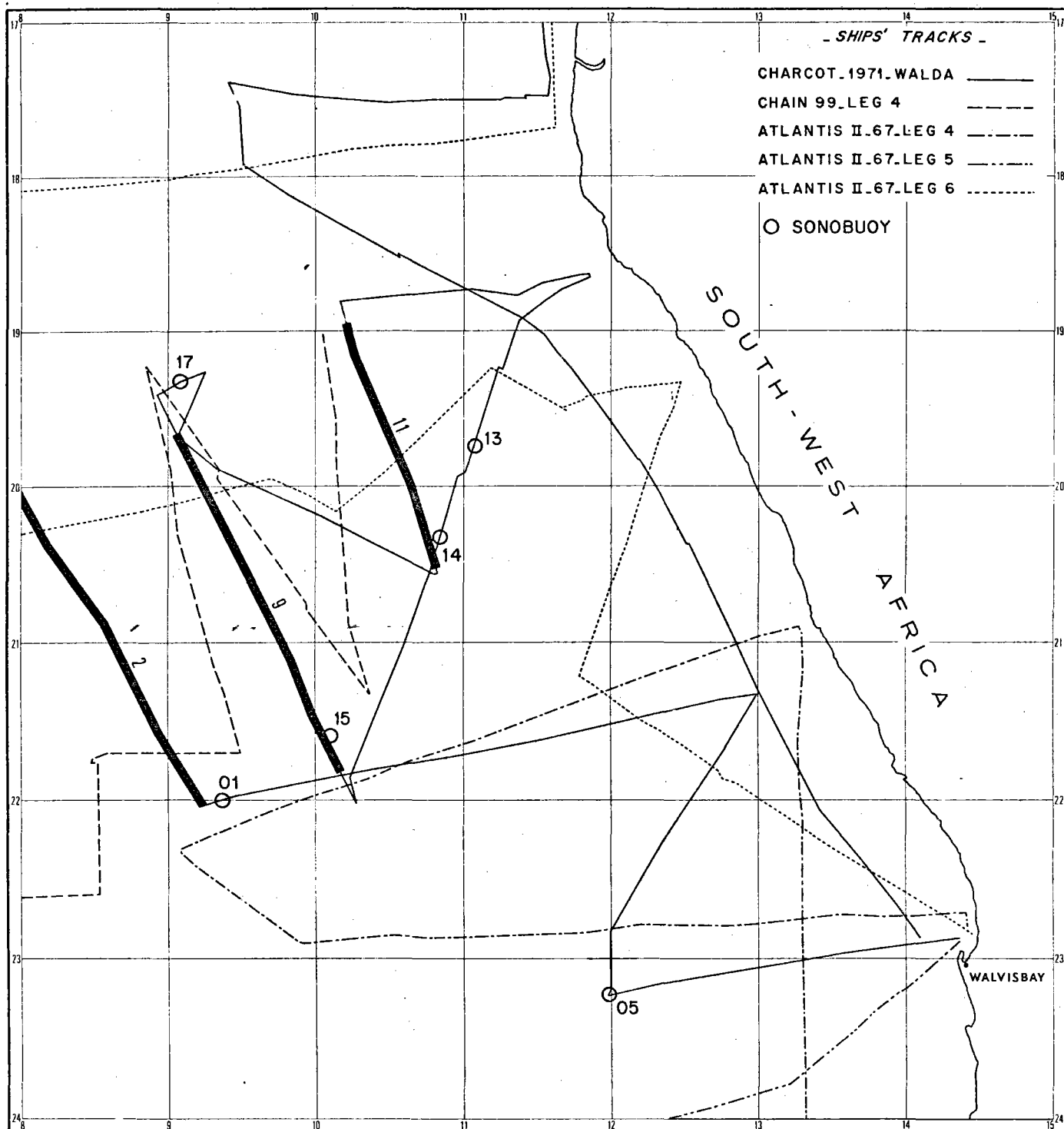


Figure I.2 : Carte des routes utilisées dans la zone étudiée, Les lignes en trait fort indiquent les profils de sismique réflexion et les cercles les positions du début des profils de sismique réfraction par bouées perdues utilisés dans le chapitre I.

et des cartes de Van Andel et Calvert (1971), Simpson (1970 b) et Uchupi (1971) pour la marge continentale, ont été incorporées à la carte bathymétrique de la figure I.3.

La carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre (fig. I-4) a été établie à l'aide des données suivantes : les enregistrements des campagnes WALDA, Chain 99 (4ème partie), Atlantis II-67 (4ème, 5ème et 6ème parties), la carte publiée par Rabinowitz (1972), les données des stations du N.O. Akademik Kurchatov (1968) et quelques mesures pendulaires (Worzel, 1965). La moyenne arithmétique des différences entre les mesures aux points de croisements des routes est égale à 3 mgals et l'écart-type de ces différences égal à 4 mgals. Un gravimètre Askania GSS 2 sur plateforme stabilisée était utilisé à bord du Jean Charcot. Les mesures étaient corrigées de l'erreur de "cross-coupling" (Sibuet, 1972). Un gravimètre à corde vibrante était employé sur le N.O. Chain et le N.O. Atlantis II (Bowin et al., 1972).

La bathymétrie et le magnétisme ont été enregistrés à l'aide d'appareils similaires à bord des trois navires (sondeur Edo 12 kHz et magnétomètre à protons Varian ou Geometrics). La position était déterminée à l'aide du système de navigation par satellite "Transit". La précision du positionnement reste dans presque tous les cas meilleure qu'un kilomètre.

Les cartes de la profondeur du socle (fig. I.9) et de l'épaisseur de la couverture sédimentaire (fig. I.10) ont été établies à partir des enregistrements de sismique réflexion continue obtenus lors de la campagne WALDA du N.O. Jean Charcot. L'emploi de sources sismiques différentes - Flexotir pour le Jean Charcot, canon à air pour le Chain et l'Atlantis II - ainsi que la variété des enregistreurs analogiques employés, a rendu difficile l'identification des horizons sur des profils d'origine différente. En outre, la pénétration du canon à air était souvent inférieure à celle du Flexotir.

...

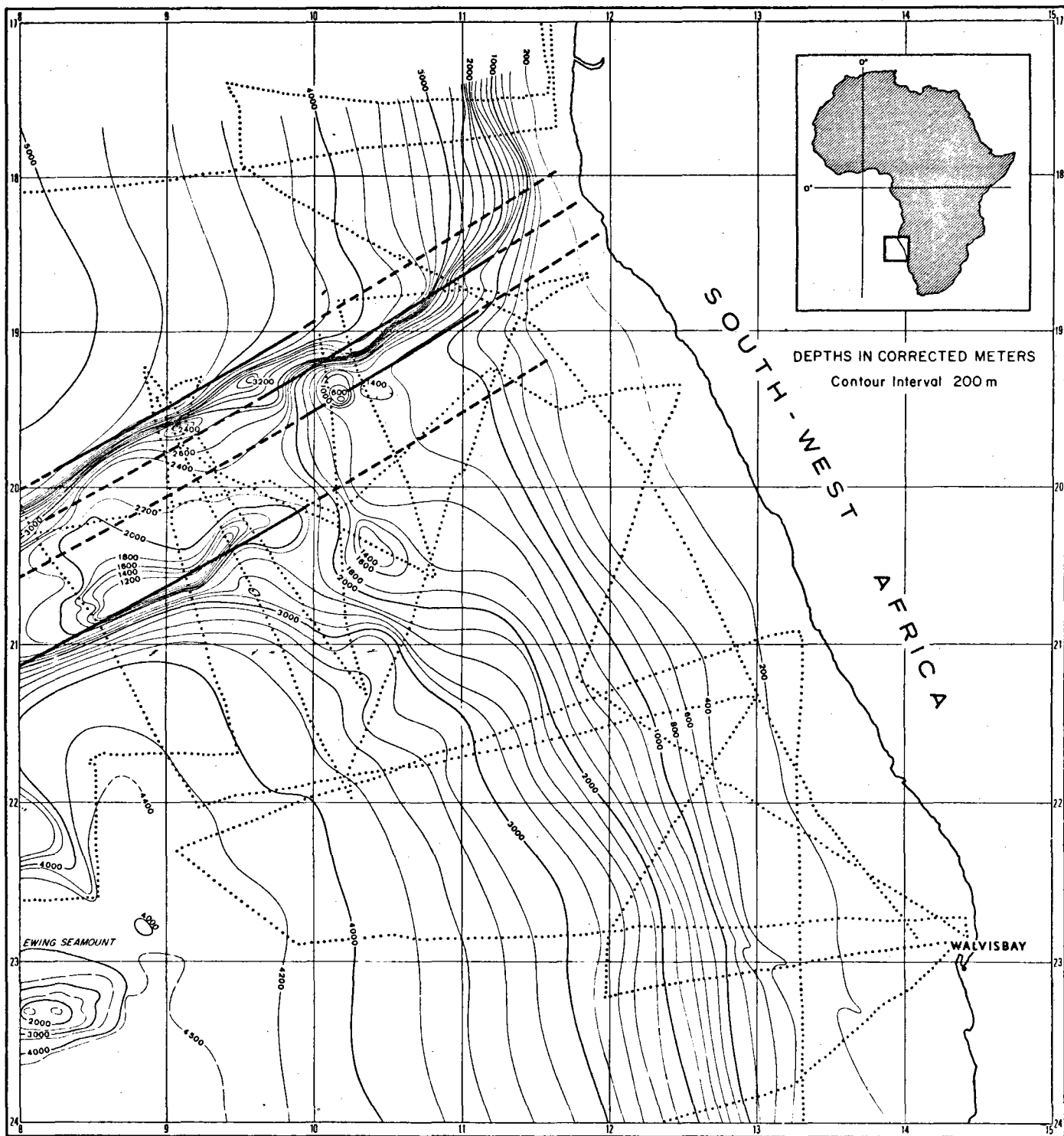


Figure I.3 : Carte bathymétrique établie à l'aide des données des profils de la figure I.2 (rappelés en pointillés) auxquelles ont été ajoutées les données des cartes G.E.B.C.O. et des cartes publiées par Simpson (1970b) et Van Andel et Calvert (1971). Les profondeurs sont en mètres corrigés, d'après les tables de Matthews (1939). Les petits cercles centrés sur le pôle d'ouverture initiale proposé par Le Pichon et Hayes (1971) ( $21^{\circ}5' N$  et  $14^{\circ} W$ ) sont indiqués.

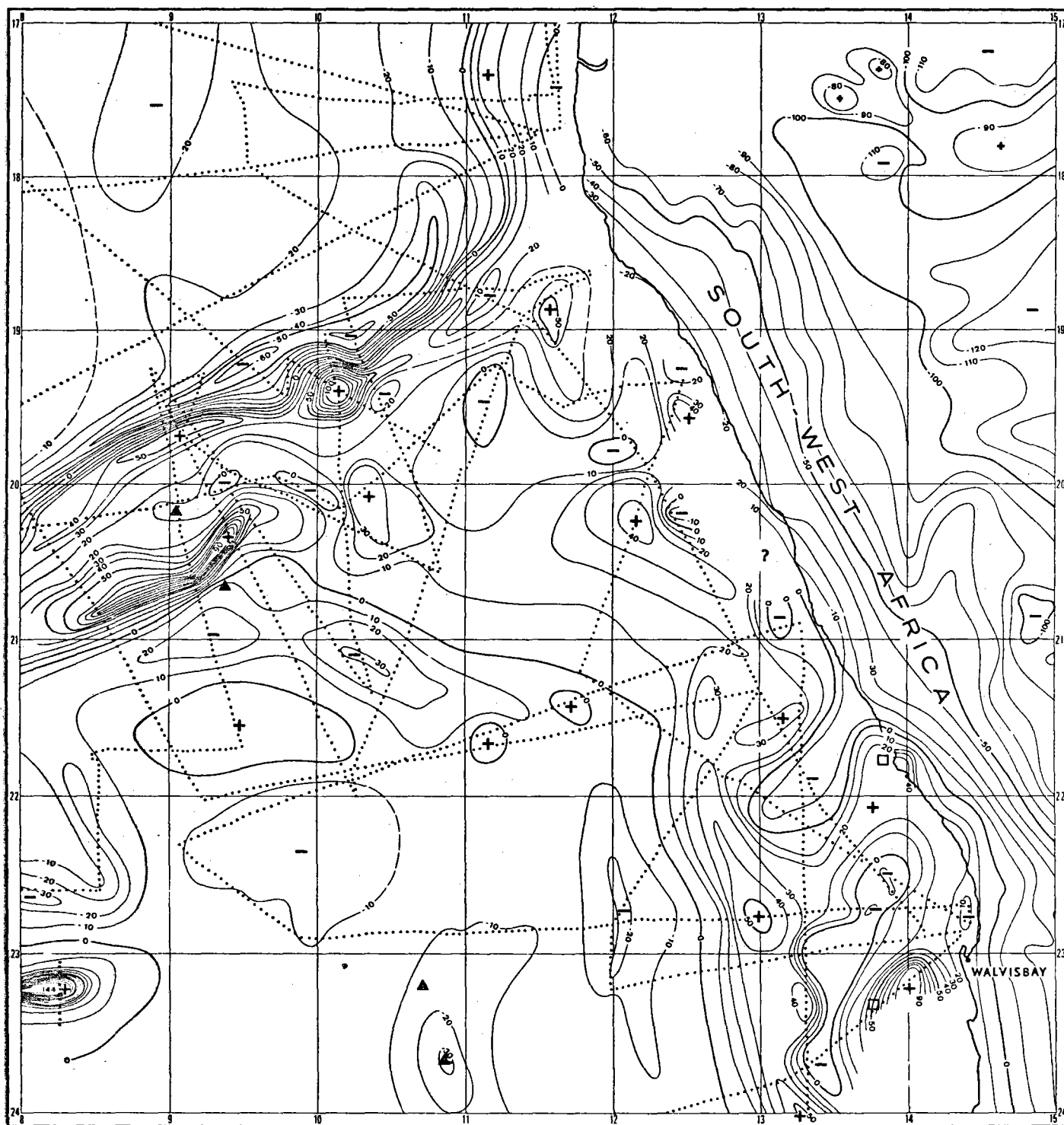


Figure 1.4 : Carte des anomalies gravimétriques (équidistance des isanomales 10 mgals). L'anomalie à l'air libre est utilisée en mer, l'anomalie de Bouguer, à terre (d'après : "Geological map of South-West Africa, 1963"). Les routes des navires sont indiquées en pointillé. Les triangles indiquent les positions des stations de mesure pendulaire (Worzel, 1965) et les carrés, les mesures du N.O. Akademik Kurtchatov (1968).

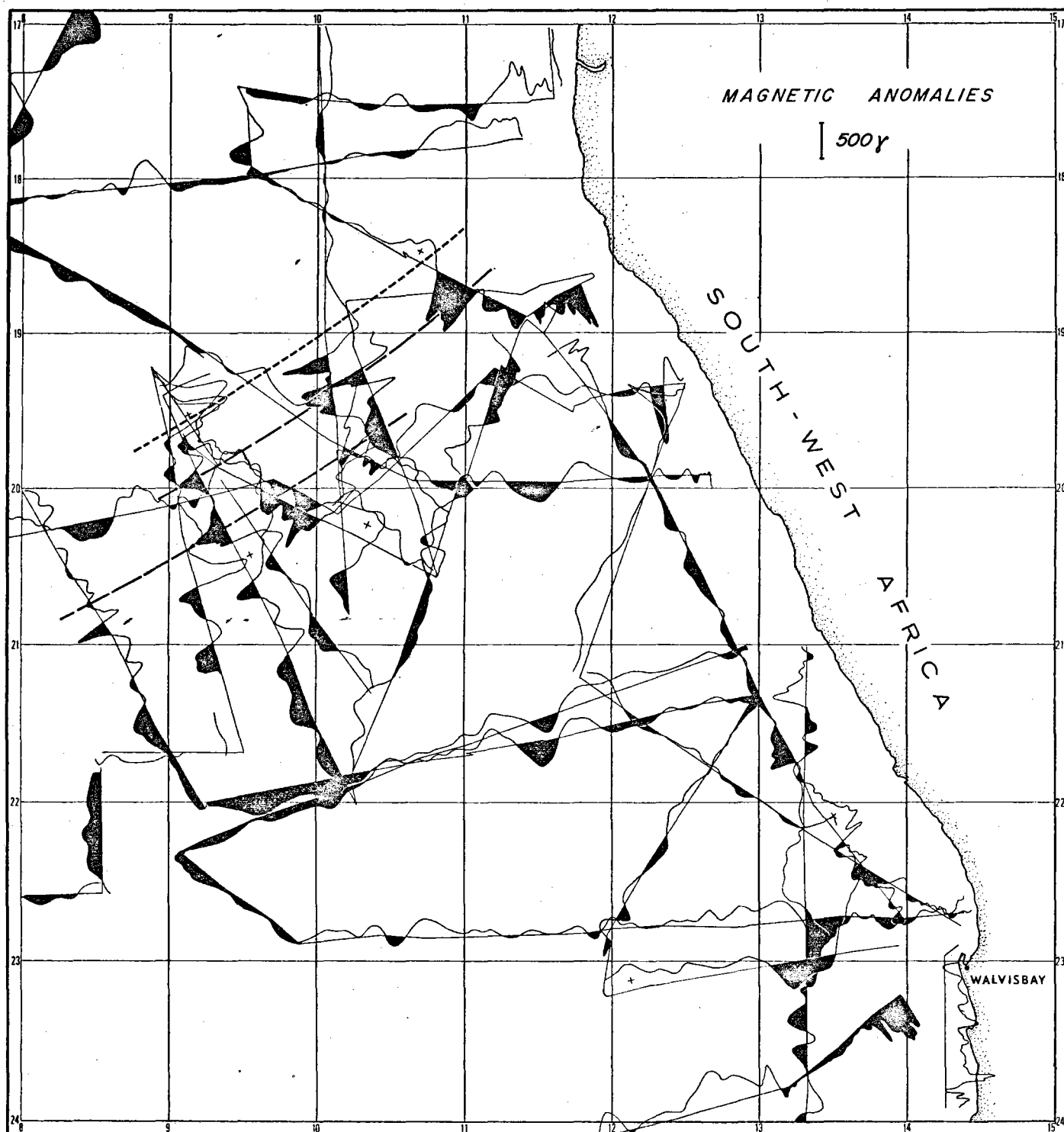


Figure I.5 : Anomalies magnétiques projetées le long des routes. Les anomalies négatives sont en noir. Les corrélations possibles sont indiquées par des tirets.



## II. Etude bathymétrique

La carte de Simpson (1970a) (fig. I-1) révèle que la partie orientale de la dorsale de Walvis est constituée d'un haut topographique continu et quasi-rectiligne, d'une longueur de plus de 600 km. La direction de ce relief est presque perpendiculaire à celle de la ligne de côte et de la marge continentale actuelle. La dorsale surplombe des bassins océaniques profonds (au Nord, les fonds sont de 4 800 m en moyenne ; ils atteignent 4 000 m au Sud). La partie septentrionale de la plaine abyssale du Cap, qui s'insère entre la marge continentale et le segment Nord-Sud de la dorsale de Walvis est, de ce fait, beaucoup plus étroite que l'extrémité méridionale du bassin d'Angola. Inversement, le plateau continental est plus large au Sud de la dorsale.

Sur une coupe Nord-Sud de la dorsale elle-même, on distingue trois ensembles topographiques :

- Un mur nord abrupt domine le bassin d'Angola de plus de 2 000 mètres. Ce mur reste marqué jusqu'au méridien 11° 30 Est. Sa pente varie de 6° à 10°. Des décrochements interrompent la linéarité de ce mur, notamment vers 9° 30' Est et 10° 30' Est. Plusieurs sommets soulignent la crête de ce flanc nord.
- Une vallée centrale dont le fond est plat s'étend sur une largeur d'environ 70 km, au Sud de la crête nord. Dans cette vallée, les sondes augmentent vers le Nord à l'Ouest du méridien 9° E ; elles augmentent vers le Sud à l'Est de ce méridien. Cette vallée se prolonge sur la marge continentale par un vaste plateau, en pente douce vers le Sud-Ouest, par des fonds de 400 à 2 000 mètres.
- Un flanc sud, très marqué à l'ouest du méridien 10° Est, où il forme la véritable ligne de crête de la dorsale de Walvis. Ce flanc présente une brusque rupture de pente : la partie supérieure est assez raide (plus de 5°), alors que la partie inférieure est beaucoup plus douce (rarement plus de 1°). Sur le profil 9, on note la présence sur la pente de plusieurs collines de faible importance (leur largeur est d'environ 2 km et leur hauteur moyenne de 150 mètres).

Outre la dissymétrie entre les deux flancs de la dorsale, on note un important changement dans la topographie de la marge continentale lorsqu'on franchit la dorsale de Walvis. La largeur moyenne de cette marge, qui est d'environ 70 km au large de l'Angola, atteint 200 km au large de l'Afrique du Sud-Ouest. Nous verrons plus loin qu'une telle dissymétrie est due à la fois à des différences d'apport sédimentaire et à des variations de la profondeur du socle acoustique. La pente continentale est plus raide vers le bassin d'Angola (120 km séparent les isobathes 400 et 4 000 m) que vers le bassin du Cap (250 km séparent ces mêmes isobathes). La profondeur moyenne de l'extrémité septentrionale du bassin du Cap est de 4 000 mètres, alors qu'elle atteint 4 800 mètres au Sud du bassin d'Angola (fig. I.3). Les fonds de ces deux plaines abyssales sont très plats.

La carte bathymétrique de la figure I.3 permet de comparer avec précision les directions topographiques avec les <sup>directions des</sup> petits cercles centrés sur le pôle d'ouverture initiale (les cercles relatifs au pôle proposé par Le Pichon et Hayes, 1971, et Francheteau et Le Pichon, 1972, sont indiqués sur la figure I.3). Elle indique également que la terminaison orientale de la dorsale de Walvis forme un barrage continu jusqu'à la côte africaine, pour la circulation de l'eau de fond et, donc, pour les sédiments transportés par cette masse d'eau.

### III. Etude des profils de sismique réflexion

Nous étudierons trois profils (n° 2, 9, 11) perpendiculaires au segment oriental de la dorsale de Walvis (fig. I.2). Ces profils nous permettront de suivre les modifications de la structure de cette dorsale, lorsqu'on s'approche du continent africain. Trois profils de la campagne Chain 99, dont les positions sont indiquées sur la figure I.2, ont également été utilisés. Sur les profils de la campagne WALDA, (figs. I.6 et I.7) on distingue nettement trois ensembles structuraux : deux remontées du socle acoustique situées à l'aplomb des hauts topographiques, enserrant un profond bassin sédimentaire susperidu. Nous étudierons ensuite brièvement les bordures des bassins du Cap et d'Angola, au voisinage de la dorsale de Walvis.

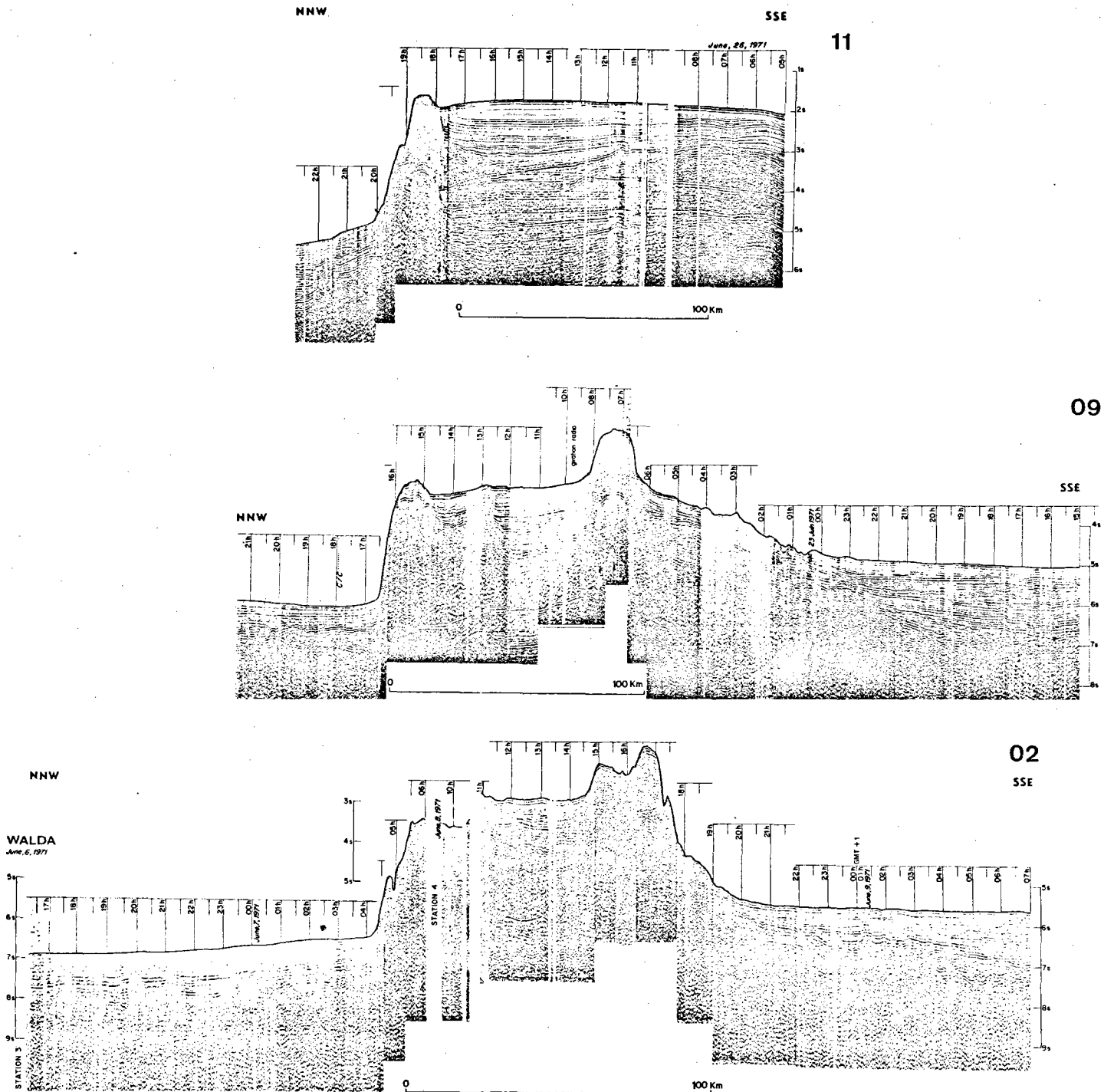


Figure I.6 : Profils de sismique réflexion continue 2, 9, 11 non interprétés (les positions de ces profils sont indiquées sur la figure I.2). Les échelles verticales sont en secondes de temps double. Les marques sur l'axe des distances sont espacées d'une demi-heure. La vitesse moyenne du bateau était voisine de 6 noeuds. L'exagération verticale est de l'ordre de 15 à 20 fois.

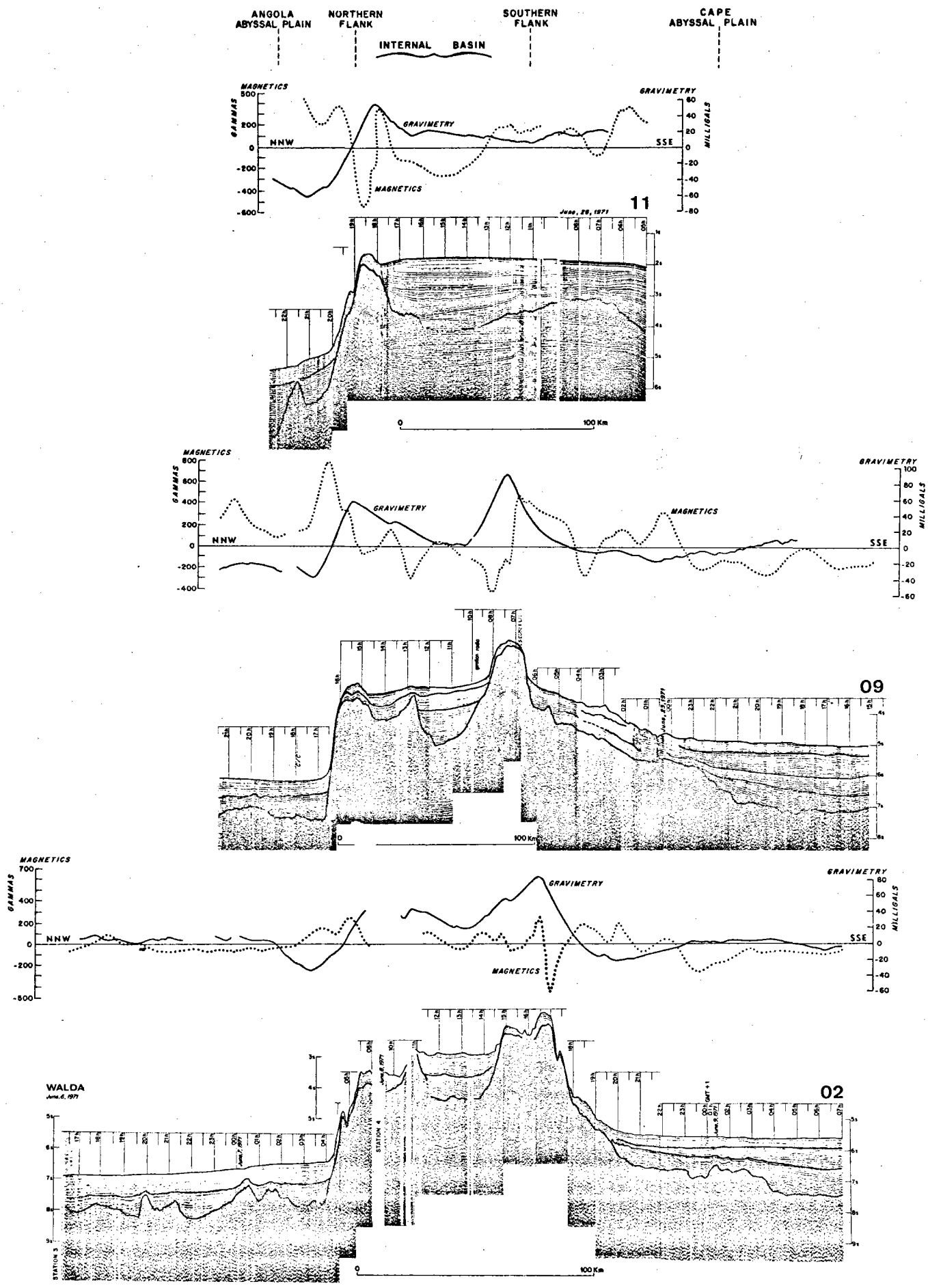


Figure 1.7 : Interprétation des profils sismiques 2, 9, 11. Les anomalies magnétiques sont indiquées en pointillé, les anomalies gravimétriques à l'air libre en trait plein. Sur les trois profils, le bassin d'Angola est situé à gauche de la figure.

## 1. Le socle acoustique

Un réflecteur très fort apparaît sur tous les profils (fig. I.6 et I.7). Il est affleurant sur les flancs de la dorsale de Walvis. Aucune pénétration sous ce réflecteur n'a été possible avec les sources sismiques de type Flexotir ou canon à air. Ce réflecteur sera désigné dans la suite par le terme de socle acoustique, ou "socle".

### a) le flanc nord

Le flanc nord est très abrupt, comme on l'a déjà noté plus haut. Les profils 2 et 9 (fig. I.6 et I.7) montrent que ce flanc est en fait composé de deux crêtes parallèles. La crête externe, surplombant le bassin d'Angola et une crête interne, divisant le bassin sédimentaire central en deux parties. Cette crête interne est très développée à l'Ouest, où elle est marquée dans la topographie (voir le profil 2). Elle s'enneie vers l'Est sous une épaisse couverture sédimentaire (elle n'a plus d'expression topographique dès le profil 9). Cet ennoisement peut également être suivi sur les trois profils de la campagne Chain 99.

Il semble qu'il y ait continuité entre le socle de la dorsale de Walvis et celui du bassin d'Angola, situé au Nord. La topographie accidentée et la forte diffraction des ondes acoustiques sont souvent considérées comme des caractéristiques typiques du toit de la couche basaltique océanique. De plus, les profils de sismique réfraction tirés dans la zone de la dorsale de Walvis elle-même (bouées n° 13 et 14, table I.1) indiquent pour le socle acoustique des vitesses comprises entre 5.24 km/s et 5.49 km/s. Ces vitesses sont dans la gamme de celles rencontrées dans la couche 2 basaltique (Le Pichon, 1969). Nous considérerons dans la suite que le socle acoustique atteint sur les enregistrements de sismique continue est le toit de la couche 2 basaltique. Des

...

TABLE I.1

Résultats des profils de sismique réfraction sur la dorsale de Walvis et dans les bassins du Cap et d'Angola (voir la figure I.2 pour les positions). Les  $V_i$  sont les vitesses et les  $H_i$  les épaisseurs des différentes couches sédimentaires.

| Bouée<br>n° | H0           | H1          | H2           | H3           | H4           | H5           | H6   | positions               |                        | cap moyen<br>du profil |
|-------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------|-------------------------|------------------------|------------------------|
|             | V0           | V1          | V2           | V3           | V4           | V5           | V6   | language de<br>la bouée | fin du<br>profil       |                        |
| <u>01</u>   | 4.06<br>1.49 | 0.95<br>1.8 | 0.38<br>2.56 | 1.05<br>3.01 | 0.38<br>4.71 | 0.75<br>5.21 | 6.06 | 21°59.5 S<br>09°27.0 E  | 21°56.1 S<br>09°40.2 E | 080°                   |
| <u>05</u>   | 2.67<br>1.49 | 1.2<br>1.8  | 0.63<br>2.87 | 1.23<br>3.42 | 5.05         |              |      | 21°09.0 E<br>11°57.6 E  |                        | 310°                   |
| <u>13</u>   | 1.12<br>1.49 | 0.4<br>1.8  | 0.67<br>2.56 | 1.97<br>3.97 | 0.97<br>5.24 | 5.49         |      | 19°44.0 S<br>11°01.0 E  |                        | 195°                   |
| <u>14</u>   | 1.44<br>1.49 | 1.4<br>1.8  | 3.57<br>4.42 | 5.52         |              |              |      | 20°24.6 S<br>10°49.9 E  | 20°38.2 E<br>10°44.5 E | 195°                   |
| <u>15</u>   | 3.67<br>1.49 | 0.92<br>1.8 | 0.64<br>2.83 | 1.72<br>3.65 | 5.83         |              |      | 21°36.3 S<br>10°04.0 E  | 21°19.5 S<br>9°54.0 E  | 310°                   |
| <u>17</u>   | 4.60<br>1.49 | 0.26<br>1.8 | 1.46<br>2.90 | 0.31<br>3.15 | 5.64         |              |      | 19°19.5 S<br>09°03.4 E  |                        | 60°                    |

basaltes alcalins altérés ont d'ailleurs été dragués sur le flanc nord (Hekinian, 1972), ce qui confirme l'origine volcanique de ce flanc.

Le flanc nord n'est que localement recouvert par une mince couche de sédiments (voir par exemple le profil 9, figs. I.6 et I.7). Le plus souvent, les sédiments en sont totalement absents, même à l'approche de la marge continentale. Sur cette marge, la dorsale de Walvis a joué un rôle de barrage pour les sédiments transportés vers le Nord par les courants (voir le profil 11, figs. I.6 et I.7).

#### b) le flanc sud

Dans la partie occidentale de la zone étudiée (à l'Ouest du méridien 10° Est), le flanc sud est plus marqué dans la topographie que le flanc nord (voir les profils 2 et 9, figs. I.6 et I.7). Il s'ennoie sous la marge continentale plus à l'Est. Moins abrupt que le flanc nord sur tous les profils (3° en moyenne), le flanc sud est coupé par une rupture de pente très nette (figs. I.6 et I.7).

La crête du flanc sud est recouverte de peu de sédiments dans la partie ouest de la zone étudiée, comme on le voit sur les profils de sismique réflexion 2 et 9 (fig. I.6 et I.7). Vers 10° E, la crête sud cesse d'être marquée dans la topographie et se transforme en un large bombement de socle, recouvert de plus de 2 secondes de sédiments (profil 11, fig. I.6 et I.7, et l'un des profils du N.O. Chain). Les réflecteurs reconnaissables à l'intérieur de cette couverture sédimentaire prolongent sans interruption ceux qu'on rencontre dans un bassin profond situé sur la marge continentale (fig. I.10).

Remarquons dès à présent que la linéarité des flancs de la dorsale de Walvis, les fortes pentes des reliefs et la morphologie des hauts de socle semblent indiquer que la dorsale a été mise en place le long de zones de fractures lors d'épisodes tectoniques. Ces caractéristiques distinguent la dorsale de Walvis des chaînes de volcans sous-marins disjoints, telle que celle d'Hawaii par exemple.

c) le bassin central

Le socle a été atteint de façon continue le long des profils 2 et 9 (fig. I.6 et I.7). Ils permettent de déterminer la morphologie du bassin sédimentaire profond situé entre les deux crêtes. Ce bassin va en s'élargissant vers l'Est, en même temps que le flanc sud de la dorsale s'ennoie sous les sédiments.

d) les extrémités des bassins d'Angola et du Cap

La pénétration moyenne de la sismique réflexion dans le bassin d'Angola atteint 1.2 seconde. Le socle présente une topographie tourmentée formée de collines et de dépressions comblées par les sédiments.

Le socle possède les mêmes caractéristiques dans le bassin du Cap. Les vitesses des ondes sismiques déduites des bouées de réfraction (n° 01 et 05, table I.1) sont dans la gamme de celles trouvées pour les basaltes océaniques (Le Pichon, 1969) : elles sont, en effet, de 5.2 km/s et 6.0 km/s. On doit remarquer que le socle est toujours plus profond dans le bassin d'Angola le long d'un profil donné. La différence moyenne est de l'ordre de 0.4 seconde de temps double. Cette différence croitrait si le réajustement isostatique dû au poids de la couverture sédimentaire, plus épaisse dans le bassin du Cap, était pris en considération.

Il n'existe pas de décalage important, ni dans la ligne de côte, ni dans les isobathes de la marge continentale de part et d'autre de la dorsale de Walvis. L'âge de la lithosphère dans les bassins du Cap et d'Angola doit donc être très voisin. Par conséquent, la différence de profondeur du socle de part et d'autre de la dorsale de Walvis ne peut pas être expliquée uniquement par la subsidence due au refroidissement de la lithosphère au fur et à mesure de son vieillissement (Sclater et Francheteau, 1970 ; Sclater et Detrick, 1973), ...



d'autant plus qu'on se trouve en présence d'une lithosphère très ancienne dans les deux bassins.

Il est possible, par contre, que l'extrémité nord du bassin du Cap n'ait pas été affectée par un phénomène de subsidence de l'importance de celui du Sud du bassin d'Angola. En effet, le Nord du bassin du Cap est une plaine abyssale de dimensions restreintes, située entre la marge continentale très développée d'Afrique du Sud-Ouest et le banc de Valdivia. La présence de ces reliefs aurait limité la subsidence de la lithosphère au Nord du bassin du Cap, alors que cette subsidence aurait eu lieu normalement dans le bassin d'Angola, qui est un bassin "ouvert".

## 2. La couverture sédimentaire

### a) La dorsale de Walvis elle-même

Sur la crête du flanc nord, la couverture sédimentaire est très mince (elle atteint localement 0.5 seconde sur le profil 2, fig. I.6 et I.7). Le mur nord est totalement dépourvu de sédiments (profils 9 et 11, figs. I.6 et I.7), à cause de sa forte pente. Les réflecteurs sédimentaires apparaissent légèrement déformés. Ces déformations semblent davantage dues aux reliefs du socle qu'à des phénomènes tectoniques postérieurs au dépôt. Sur le profil 11 (figs. I.6 et I.7), la couverture sédimentaire atteint 1.5 seconde au-dessus de la prolongation probable du flanc sud.

Le remplissage du bassin central diminue vers l'Ouest: il passe de 2.5 secondes sur le profil 11 à 1.5 seconde sur le profil 2. Ce fait suggère que les sédiments du bassin central ont été apportés par gravité le long du fond depuis / <sup>l'Est du bassin.</sup> Les différences dans la morphologie des couches et la nature des réflecteurs conduisent à distinguer deux ensembles sédimentaires: une série inférieure, très diffractante, déformée par endroits, et dont l'épaisseur est assez constante sur toute la longueur du bassin (0.8 seconde dans la zone axiale). Cette série recouvre le bombement de socle qui constitue le flanc sud au niveau du profil 11 (fig. I.6 et I.7). On la trouve également dans la dépression sédimentaire située sur la marge continentale, à l'Est de

la zone étudiée. La série des réflecteurs supérieurs, au contraire, est très régulièrement stratifiée. Au voisinage de la marge, où son épaisseur atteint 1.5 seconde dans l'axe du bassin, elle est quasi-transparente pour les ondes sismiques. Au passage du haut de socle constituant le flanc sud (profil 11), cette série est localement légèrement faillée. Les couches constituant cette série ont tendance à devenir plus opaques vers l'Ouest, en même temps que leur épaisseur décroît. Elles demeurent très régulièrement stratifiées. Les failles sont alors quelquefois plus évidentes et se traduisent également dans la topographie (sur le profil 2 par exemple). Il sera nécessaire d'expliquer l'importance du remplissage sédimentaire et la division en deux séries distinctes, lorsqu'on proposera un mécanisme pour le dépôt des sédiments dans le bassin central : est-ce un bassin ancien soulevé lors de la création de la dorsale, ou bien un bassin rempli par les sédiments, dans sa position actuelle ? Ou bien encore, les sédiments inférieurs, protégés de l'érosion par les crêtes enserrant le bassin, ont-ils été tectonisés puis recouverts par des sédiments plus récents apportés depuis la marge continentale située au Sud-Est (profil 11, figs. I.6 et I.7) ?

#### b) Les bassins du Cap et d'Angola

. Dans le bassin d'Angola, la couverture sédimentaire, épaisse en moyenne de 1.5 seconde, peut être divisée en deux ensembles principaux séparés par un groupe de réflecteurs très forts, épais d'environ 0.2 seconde. La série inférieure, constituée de réflecteurs forts, a rempli les dépressions du socle ; son épaisseur est donc très variable et peut atteindre 0.8 à 1 seconde. Sur le profil 2, ces réflecteurs apparaissent déformés localement. Ces déformations peuvent être dues à des phénomènes de diapirisme ; l'absence d'anomalies magnétiques de forte amplitude dans cette zone est compatible avec une telle hypothèse. Une zone de diapirs a déjà \_\_\_\_\_

été étudiée au large de l'Angola à l'Ouest de Moçamedes (Leyden et al., 1972 ; Emery, 1972 ; Pautot et al., 1973). Cette zone est située sur la pente continentale mais des formations diapiriques existent en domaine profond (Pautot et al., 1970).

. La couverture sédimentaire du bassin du Cap est plus épaisse que celle du bassin d'Angola et sa structure est plus complexe, comme on le voit en comparant les résultats des bouées n° 01 et 17 (table I.1). On peut distinguer trois ensembles sédimentaires sur le profil 2. Seul l'ensemble \_\_\_\_\_ inférieur peut être directement comparé à celui qui a été décrit dans le bassin d'Angola. Un groupe de réflecteurs très forts le surmonte. L'épaisseur de l'ensemble des réflecteurs superficiels décroît lorsqu'on s'élève le long de la pente du flanc sud de la dorsale. La couverture sédimentaire devient plus complexe au voisinage de la marge. Son épaisseur atteint alors deux secondes. On ne peut plus distinguer le groupe de réflecteurs forts surmontant la série inférieure. Sur la pente du flanc méridional de la dorsale de Walvis, on note la présence de collines sédimentaires, en particulier sur le profil 2 entre 0000 et 04.00 heures, soit entre 21° S, 9°45 E et 20° 40 S, 9°30 E. Les couches qui les composent sont transparentes pour les ondes sismiques et discordantes sur les réflecteurs inférieurs. Il ne semble pas que ces collines soient constituées de blocs ayant glissé depuis la partie supérieure du flanc sud : en effet, la région de collines est séparée de la partie abrupte du flanc sud par une zone à relief très calme, où aucun glissement ne semble s'être produit. Ces collines sédimentaires pourraient être des "anti-dunes abyssales" attribuées par Fox et al. (1968), Johnson et Schneider (1969) et Ewing et al. (1971) à l'action des courants de fond. Dans notre cas, elles seraient dues au courant d'eau de fond antarctique (Neumann et Pierson, 1966).

...

c) Hypothèse sur le mécanisme sédimentaire. Nous allons tenter d'expliquer la différence d'épaisseur de sédiments existant entre les bassins du Cap et d'Angola - particulièrement visible sur la carte de la figure I.10 - et de proposer un mécanisme de remplissage du bassin central suspendu. Comme on l'a déjà remarqué, l'extrémité nord du bassin du Cap constitue un bassin limité entre la marge continentale, le banc de Valdivia et le flanc sud de la dorsale de Walvis. Une explication peut être proposée pour la dissymétrie des couvertures sédimentaires : Van Andel et Calvert (1971) notent que le plateau continental au large de l'Afrique du Sud-Ouest (de 20° S à 26° S) a subi une alternance de périodes d'érosion et d'accumulation sédimentaires. Ils suggèrent qu'une phase majeure d'érosion aurait eu lieu à la fin du Tertiaire, lors d'une période de régression du niveau marin ; les courants de fond empêcheraient, depuis cette époque, toute sédimentation importante sur la marge continentale, dans la zone 200 - 600 mètres. D'après Duplessis et al. (1972) également, plusieurs périodes d'intense érosion du plateau continental d'Afrique du Sud-Ouest auraient eu lieu au cours du Tertiaire. La campagne 67 de l'Atlantis II a permis de montrer la présence d'un important delta sous-marin au large de l'embouchure de la rivière Orange, construit au cours du Crétacé supérieur et du Paléogène (Emery, 1972). Le remplissage du bassin sédimentaire central peut être expliqué par le schéma de la figure I.8. Le flanc nord de la dorsale de Walvis semble continu jusqu'à la côte africaine. Il sera donc le premier barrage rencontré par les courants coulant vers le Nord le long de cette côte. Les masses d'eau les plus denses du courant de Benguela coulant sur le plateau continental au voisinage du fond (Sverdrup et al., 1942), nous pensons que ce courant pourrait être le principal agent de transport et de dépôt sédimentaire dans la zone étudiée. Une partie des sédiments terrigènes provenant de la rivière Orange auraient pu être transportés vers le Nord, venant s'ajouter à ceux ayant été arrachés au plateau continental lors de périodes d'érosion intense, au cours et à la fin du Tertiaire, notamment.

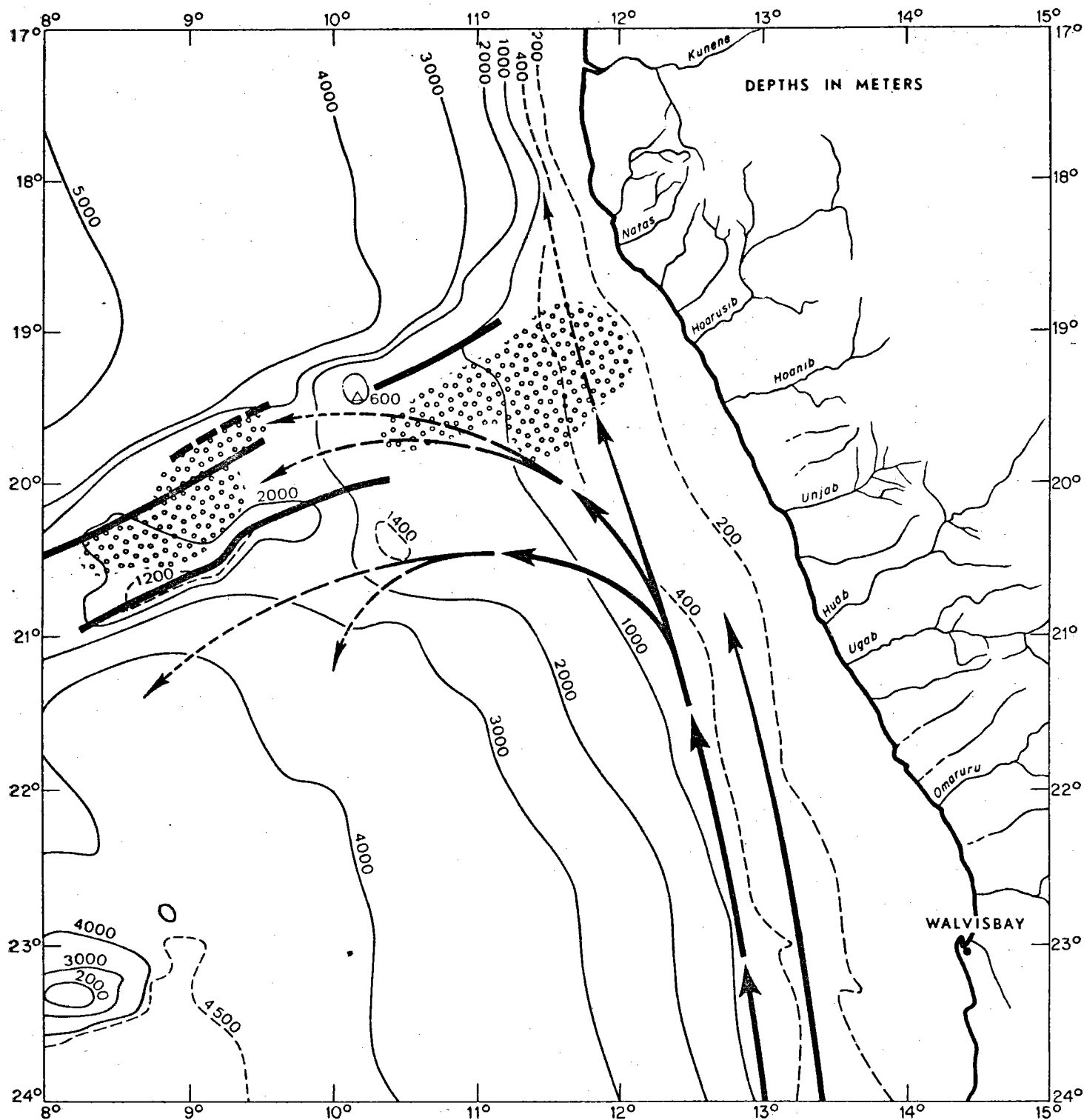


Figure I.8 : Schéma du mécanisme proposé pour le remplissage du bassin central de la dorsale de Walvis. Les zones en grisé indiquent les régions de forte accumulation sédimentaire. Les flèches indiquent les directions de transport des sédiments. Les traits forts indiquent les emplacements approximatifs des hauts du socle d'après la figure I.9.

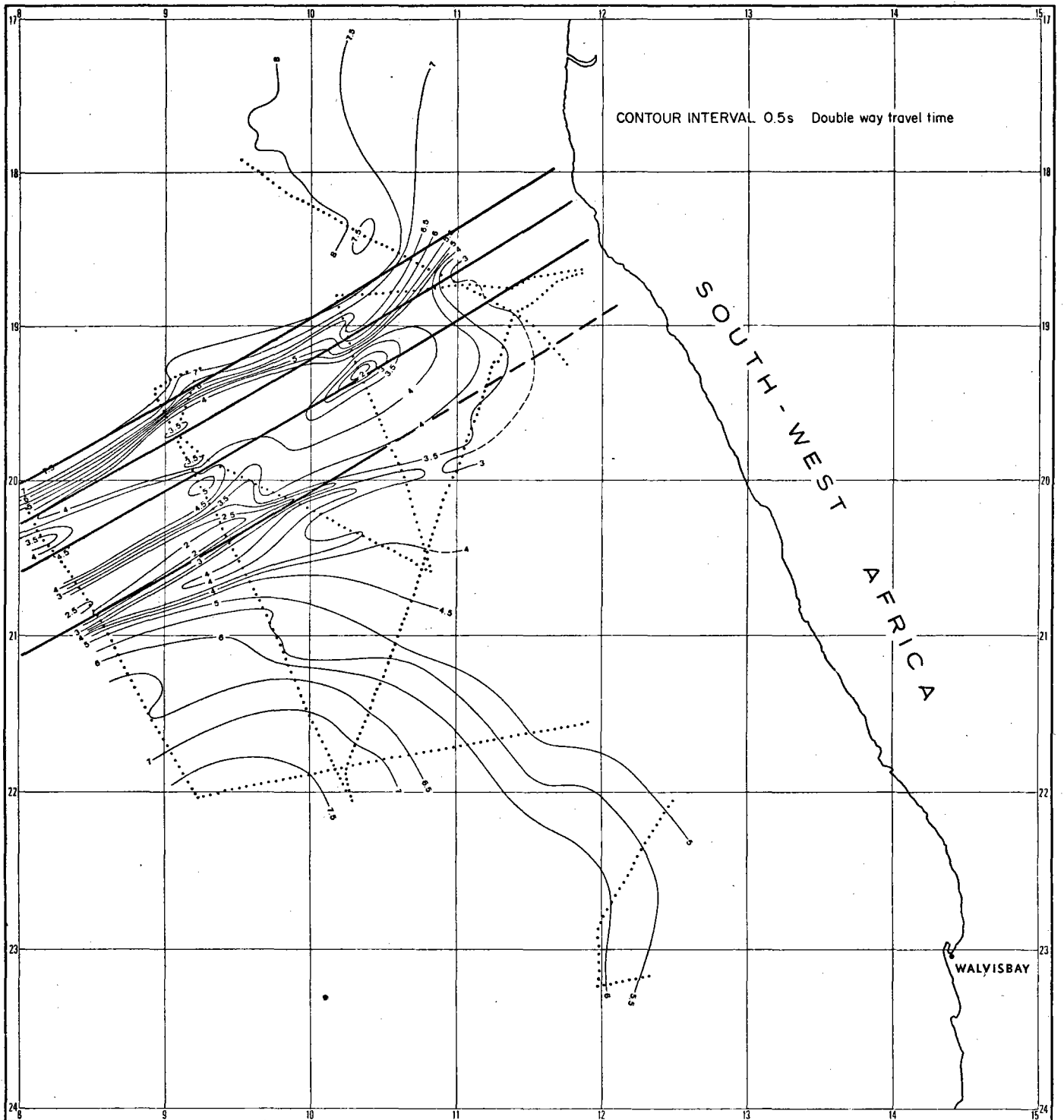


Figure I.9 : Carte de profondeur du socle acoustique. Les profondeurs sont en secondes de temps double depuis la surface de la mer. Les routes du N.O. Jean Charcot sont figurées par des pointillés. Des portions de cercles centrés sur le pôle d'ouverture initiale proposé par Le Pichon et Hayes (1971) sont indiquées.

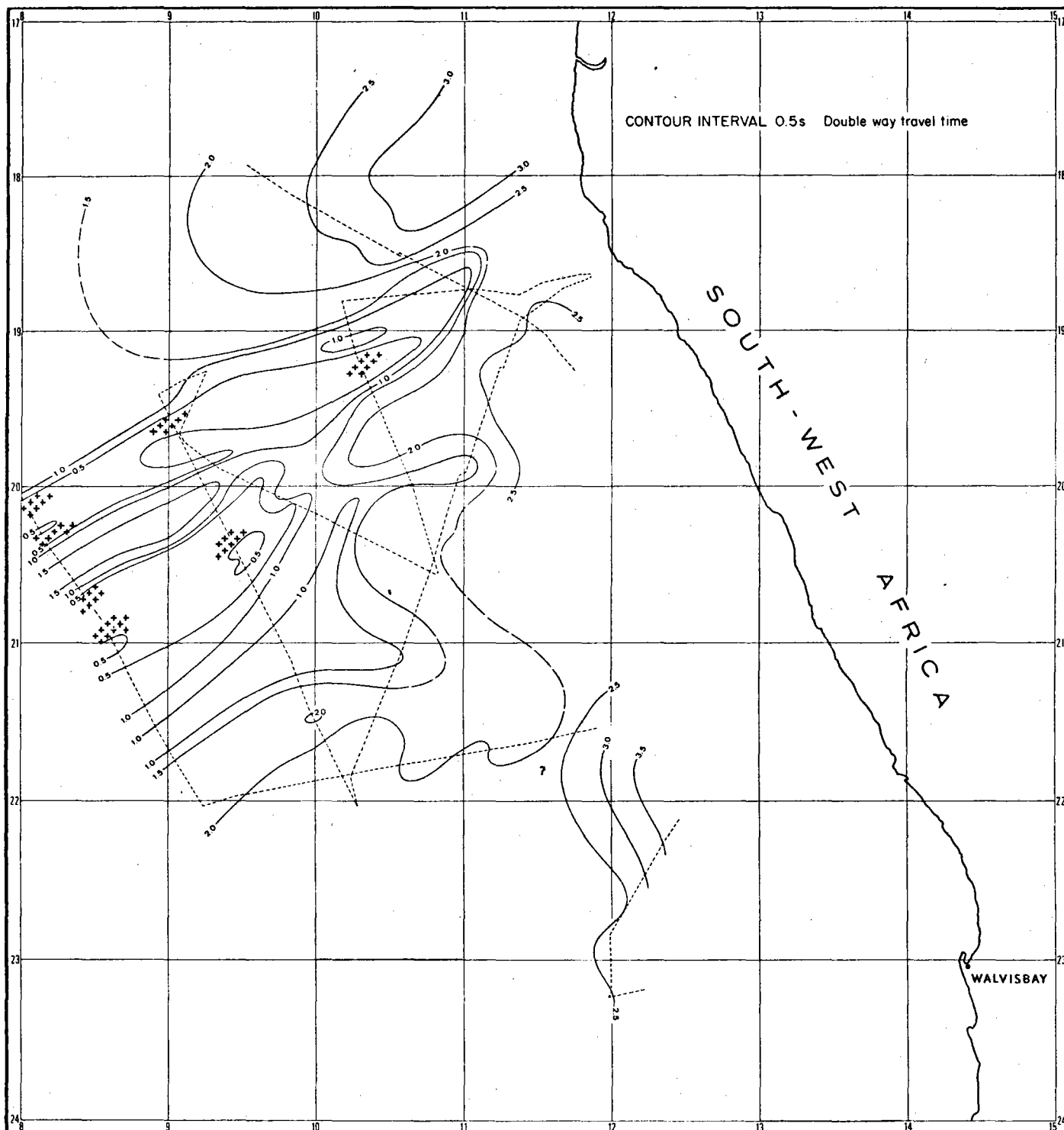


Figure I.10 : Carte de l'épaisseur totale des sédiments au-dessus du socle acoustique (en secondes de temps double). Les croix indiquent les régions où ce socle est affleurant. Les routes du N.O. Jean Charcot sont figurées par des pointillés.

Le mécanisme proposé par la figure I.8 suppose l'existence au Tertiaire d'un régime de courants et d'une topographie de l'Atlantique sud-est assez voisins de ceux existant actuellement, et une sédimentation d'origine terrigène dans le bassin central suspendu et sur la pente du flanc sud de la dorsale de Walvis.

Une étude préliminaire des carottes prélevées dans cette région, effectuée à bord durant la campagne Walda, montre que les sédiments superficiels très récents sont d'origine pélagique. Compte-tenu des taux de sédimentation pélagique admis dans certaines régions de l'océan mondial (jusqu'à 10 cm pour mille ans, Ewing et al., 1973), la dépression centrale aurait pu être comblée en 100 millions d'années. Une activité biologique intense est en effet actuellement connue dans la région de remontée d'eau profonde bordant la côte africaine (Sverdrup et al., 1942 ; Neymann et Pierson, 1966). Un dépôt régulier de sédiments pélagiques ne rend pas compte des biseaux formés par les séries sédimentaires sur la pente sud de la dorsale de Walvis (notamment sur les profils 2 et 9, figs. I.6 et I.7).

d) Caractéristiques et identification des deux ensembles sédimentaires principaux. Comme nous l'avons noté plus haut, la couverture sédimentaire de la région étudiée peut être divisée en deux ensembles principaux : la série inférieure, située immédiatement au-dessus du socle acoustique est visible dans les deux plaines abyssales ainsi que dans le bassin central sur tous les profils ; elle est très diffractante et semble avoir été tectonisée. La série supérieure, plus transparente pour les ondes sismiques, moins homogène entre les différentes zones, est très peu déformée. Une série peu épaisse de réflecteurs très forts sépare ces deux ensembles. Elle peut être mise en évidence dans les deux bassins sur le profil 2, dans le bassin d'Angola sur le profil 9. Dans le bassin d'Argentine, au Sud de la ride du Rio Grande, Ewing et Lonardi (1971) ont identifié également une série de réflecteurs forts, épaisse en moyenne de 0.25 seconde, dont le toit se trouve à 0.5 seconde sous le fond. Cet horizon, dénommé horizon A, est en général daté du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur. Houtz et al. (1968), Duplessis et al., (1972) et Emery (1972) indiquent que l'horizon A est présent dans le bassin du Cap. ...



Nous pensons pouvoir identifier la série de réflecteurs forts, limite supérieure des déformations tectoniques dans la région étudiée, avec l'horizon A. Si cette interprétation est correcte, une importante phase tectonique aurait affecté la terminaison orientale de la dorsale de la dorsale de Walvis et se serait terminée entre la fin du Mésozoïque et l'Eocène inférieur (entre 65 M.A. et 50 M.A.).

#### IV. Interprétation des profils magnétiques

Plusieurs auteurs (Dickson et al., 1968 ; Ladd et al., 1973 ; Mascle et Philipps, 1972) ont publié des résultats de mesures magnétiques effectuées dans l'Atlantique sud, à l'Ouest de la zone étudiée. Nos données sur la terminaison orientale de la dorsale (fig. I.5) confirment que cette structure rompt totalement la séquence des anomalies magnétiques rencontrées dans les bassins océaniques adjacents. Sur la figure I.5, les anomalies, calculées en utilisant les coefficients de l'IGRF (Cain et al., 1968), ont été projetées le long des routes des navires. Les reliefs importants rencontrés, probablement d'origine volcanique, produisent des anomalies de forte amplitude et de courte longueur d'onde. Rabinowitz (1972) note que les anomalies magnétiques au large de la marge continentale de l'Angola sont également liées au relief du socle et aux variations d'aimantation, plutôt qu'aux inversions de polarité du champ magnétique terrestre.

Les fortes amplitudes des anomalies et, surtout, leurs courtes longueurs d'onde par rapport à l'espacement moyen des routes des navires rendent impossible le tracé d'une carte isogamme de la région étudiée.

Une forte anomalie positive souligne le flanc septentrional de la dorsale. Elle est située à peu de distance au Nord de la ligne de crête sur les trois profils (fig. I.7). Les anomalies sont négatives et de faible amplitude au-dessus du bassin central. Une anomalie positive est située à l'aplomb de flanc sud. Elle sépare deux anomalies négatives situées de part et d'autre de ce flanc. Sur le plateau continental,

dans la prolongation des flancs Nord et Sud de la dorsale de Walvis, on observe des anomalies de forte amplitude, probablement liées aux coulées basaltiques rencontrées fréquemment à terre dans la région du cap Frio (Geological map of South-West Africa, 1963).

Dans les bassins du Cap et d'Angola, les amplitudes des anomalies magnétiques sont beaucoup plus faibles et leurs longueurs d'onde plus grandes. Sur le plateau continental et sur la pente, les anomalies magnétiques sont très atténuées. La diminution générale des amplitudes pourrait être due à une désaimantation provoquée par des phénomènes de "métamorphisme d'enfouissement" (Taylor et al., 1968). La formation de croûte océanique sous une forte épaisseur de sédiments pourrait également expliquer ces faibles amplitudes. Dans ce cas, l'aimantation rémanente serait moins forte, conséquence d'un refroidissement plus lent des matériaux magnétiques (Vogt et al., 1971). En accord avec Talwani et al. (1971), nous ne pensons pas que la source des anomalies de la marge continentale soit profonde.

#### V. Etude de la carte gravimétrique

La couverture, résultat des routes indiquées sur la figure I.2, est suffisante pour pouvoir tracer une carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre au large du plateau continental (fig. I.4). Sur le plateau lui-même, les contours ne sont tracés qu'à titre d'indication ; ils suggèrent cependant que la topographie accidentée du socle provoque des anomalies plus complexes. La carte a été prolongée à terre par les anomalies de Bouguer d'après la carte géologique d'Afrique du Sud-Ouest (1963). Cette prolongation est justifiée par l'absence de reliefs importants dans la région côtière et par la largeur et le peu de profondeur du plateau continental. Au Sud de 20° S, les routes sont placées trop au large pour permettre d'effectuer le raccord entre les deux sources de données.

...

Les anomalies sont nulles ou faiblement négatives dans les bassins du Cap et d'Angola ainsi qu'au-dessus de l'axe du bassin central de la dorsale de Walvis. Il est difficile de suivre sur la carte gravimétrique l'extension des deux crêtes de la dorsale sous la marge continentale. Les anomalies négatives ou faiblement positives situées sur le plateau et sur la pente continentale entre  $19^{\circ}$  S et  $20^{\circ}$  S semblent cependant reliées à la prolongation vers l'Est du bassin central. La carte de l'anomalie de Bouguer n'indique pas que ce bassin se prolonge à terre. Le plateau continental, entre  $18^{\circ}$  S et  $24^{\circ}$  S, est une zone complexe sans directions gravimétriques marquées, à part celle des deux anomalies négatives situées vers  $22^{\circ}$  S et  $23^{\circ}$  S, perpendiculaire à la marge et aux anomalies de Bouguer à terre. Ces deux anomalies et l'anomalie positive qu'elles encadrent sont les seules que l'on puisse suivre sur une courte distance à terre. En dehors de ces trois anomalies, il n'y a pas de relation entre les anomalies à terre et celles du domaine marin.

En effet, une pente continentale douce et uniforme sur une centaine de kilomètres (fig. I.3) ne peut pas créer un effet de bord de plus de 10 mgals. De plus, cet effet de bord produirait un haut gravimétrique rectiligne continu, parallèle aux isobathes. A titre de comparaison, on doit noter que les anomalies positives restent inférieures à 25 mgals le long de la pente continentale au Nord de la dorsale de Walvis, bien que la pente soit deux fois plus abrupte dans cette région. L'amplitude des anomalies négatives situées au bas de la pente continentale est du même ordre - au Nord et au Sud de la dorsale de Walvis. Il ne semble pas non plus qu'on puisse attribuer les hauts gravimétriques à des remontées de socle volcanique, puisque seuls certains d'entre eux sont associés à de fortes anomalies magnétiques (fig. I.5). Il est possible qu'ils soient dus à la présence de matériau dense non volcanique, d'origine métamorphique. Une autre explication pourrait être avancée : l'épaisseur des sédiments profonds et denses (bouée n° 5, table I.1) croît de façon importante au détriment de celle des autres couches sédimentaires sur le bord du plateau continental - entre les isobathes 400 m et 800 m -. La présence, à faible profondeur sous le fond, de ces matériaux denses pourrait expliquer, par contraste avec une pente continentale normale, les anomalies à l'air libre

libre rencontrées, atteignant + 40 mgals.

## VI. Conclusions

L'étude de la morphologie et de la structure superficielle du segment oriental de la dorsale de Walvis met en évidence quelques traits caractéristiques de cette structure, qui seront résumés ici.

1. La terminaison orientale de la dorsale de Walvis forme un relief quasi-rectiligne sur plus de 600 kilomètres. Les hauts de socle, qui forment l'essentiel de l'élévation de la dorsale, sont étroits et linéaires (fig. I.9) sur toute l'étendue du segment oriental. Cette linéarité est également marquée dans la distribution des anomalies gravimétriques à l'air libre (fig. I.4) et des anomalies magnétiques (fig. I.5).
2. Le segment oriental de la dorsale de Walvis est continu depuis l'Ouest de la zone étudiée (8° E) jusqu'à la côte africaine. La dorsale diffère totalement en cela d'une chaîne de monts sous-marins telle que celle d'Hawaii, par exemple.
3. La dorsale est une structure large (de 100 à 200 km). Son expression topographique est très importante : elle domine en effet les plaines abyssales adjacentes de plus de 2 500 mètres.
4. Deux lignes de crêtes, enserrant un bassin sédimentaire suspendu profond existent sur toute la longueur du segment oriental. Plus à l'Ouest, le banc de Valdivia semble présenter la même structure (Uchupi et Emery, 1972). Au large de la marge continentale, le flanc sud forme la ligne de crête principale de la dorsale, le flanc nord étant le plus marqué sur la marge elle-même (figs I.6, I.7 et I.9). Les couches sédimentaires sont perturbées par des failles à l'Ouest du bassin central suspendu (fig. I.6).

...

5. Les directions topographiques du fond et du socle acoustique sont en bon accord avec celles des cercles centrés sur le pôle d'ouverture initiale proposé par Le Pichon et Hayes (1971) (figs. I.3 et I.9). Ni la ligne de côte, ni les isobathes peu profondes de la marge continentale ne sont décalées de façon notable au passage de la dorsale de Walvis.

6. Il ne semble pas, d'après l'étude de la carte d'anomalie gravimétrique, que la dorsale de Walvis se prolonge à terre par une structure similaire, bien qu'on distingue la prolongation du flanc Nord et du bassin central suspendu jusque sous le plateau continental (fig. I.4).

7. Le contraste est très marqué entre les couvertures sédimentaires des bordures des bassins du Cap et d'Angola. Il semble que la dorsale de Walvis - au moins son flanc nord - ait servi de barrage pour les sédiments transportés vers le Nord (fig. I.8) par les courants lors des phases d'érosion de la marge continentale d'Afrique du Sud-Ouest. Ces sédiments se seraient alors accumulés au pied du flanc sud et dans le bassin central suspendu. L'existence d'un tel barrage, limitant la circulation de l'eau de fond dans l'Atlantique équatorial sud, a pu favoriser le dépôt des évaporites connues au large de l'Angola et du Nigeria (Sclater et McKenzie, sous presse).

8. Si l'identification de la série de réflecteurs forts, limite entre un ensemble inférieur de réflecteurs tectonisés et un ensemble supérieur de réflecteurs plus calmes, avec l'horizon A est/<sup>correcte</sup>, on peut dater la fin d'un épisode tectonique important ayant affecté cette région : fin du Crétacé à début de l'Eocène (Ewing et al., 1970). Cette phase tectonique aurait été ainsi contemporaine du changement de position du pôle d'ouverture de l'Atlantique sud (daté de la fin du Crétacé : Francheteau, 1970 ; Le Pichon et Hayes, 1971). Depuis cette époque, aucun épisode tectonique important n'aurait eu lieu dans cette région, comme en témoigne la régularité du dépôt des sédiments superficiels.

...

Ce chapitre est tiré d'un article écrit en collaboration avec J. Mascle (C.N.R.S.), J.C. Sibuet (CNEXO-COB) et H. Hoskins (W.H.O.I.), sous presse dans le "Bulletin of the Geological Society of America" (Contribution n° 166 du Centre Océanologique de Bretagne). Des discussions avec J.M. Auzende, J.L. Olivet et B. Sichler ont contribué à donner à ce travail sa forme présente. K.O. Emery, J. Francheteau, X. Le Pichon, W.J. Morgan, H.D. Needham et J.G. Sclater ont lu et critiqué le manuscrit. Nous remercions T.J.H. Van Andel et I.I. Baumgartner de nous avoir communiqué les données des campagnes du N.O. Argo.

## CHAPITRE II. Structure profonde d'après les résultats de gravimétrie et de sismique réfraction

Résumé : Les résultats des profils de sismique réfraction effectués sur le plateau continental africain entre 17° S et 24° S permettent de déterminer la prolongation du flanc nord de la dorsale de Walvis vers l'Est en domaine continental jusqu'au méridien 12° E. Le flanc sud de la dorsale est ennoyé sous une épaisse couverture de sédiments. L'histoire sédimentaire ancienne du plateau au voisinage de la dorsale de Walvis a été affectée par les mouvements tectoniques de cette dorsale. Elle semble dominée au Tertiaire, par l'alternance de phases d'intense érosion et de dépôt sédimentaire.

Les résultats de la gravimétrie indiquent que la dorsale de Walvis est une structure cylindrique en équilibre isostatique local et que la lithosphère dans les bassins adjacents ne semble pas avoir subi de déformations notables postérieurement à sa création. Des modèles gravimétriques, basés sur l'hypothèse d'isostasie et utilisant les résultats de sismique réflexion et réfraction, font apparaître l'existence d'une racine légère sous la dorsale de Walvis. Ces résultats suggèrent que la dorsale de Walvis a été formée en même temps que la lithosphère adjacente, ou alors, que cette lithosphère était encore peu rigide lors de la formation de la dorsale. Une masse compensatrice peu profonde a été mise en place avec la dorsale de Walvis.

### INTRODUCTION

Les techniques de mesure et les procédés de navigation ont été décrits au chapitre I. Les positions des profils le long desquels nous possédons des données géophysiques y ont été montrées.

La sismique réflexion légère en domaine profond permet l'étude de la structure sédimentaire au-dessus du socle acoustique (Ewing, 1963). Les résultats obtenus par cette méthode nous ont permis de proposer, au chapitre I, un mécanisme pour la sédimentation dans le bassin suspendu de la dorsale de Walvis ainsi qu'une datation des principaux épisodes tectoniques qui ont affecté cette région.

Sur le plateau continental, la sismique réflexion devient difficile à exploiter, à cause de l'existence de réflexions multiples dues à la faible profondeur d'eau. La sismique réfraction permet alors d'étudier la structure sédimentaire d'ensemble (chapitre I). En domaine profond, cette technique nous permet de connaître les vitesses des ondes sismiques dans les couches sédimentaires, et d'obtenir ainsi une estimation de la densité de ces couches (Nafe et Drake, cités par Talwani et al., 1959 b). Des modèles gravimétriques sont alors établis (chapitre II). Ils permettent de déterminer la structure profonde de la dorsale de Walvis jusqu'à 30 ou 40 km de profondeur.

### I. Contact entre la dorsale de Walvis et le domaine continental

Les données de sismique réflexion dans la partie ouest de la zone étudiée (figs. I.6 et I.7) ont permis de montrer que le substratum de la dorsale de Walvis formait deux crêtes parallèles enserrant un bassin sédimentaire profond (figs. I.9 et I.10). Ce bassin s'approfondit vers l'Est en s'élargissant. La prolongation du flanc nord de la dorsale reste visible sur le profil de réflexion n° 7 (figs. II.4 a et II.4 b), au niveau de la bouée n° 12. Elle se traduit par une remontée de toutes les couches sédimentaires, le socle acoustique lui-même étant dissimulé par les multiples du fond. De la même façon, une dépression sédimentaire semble exister au niveau de la bouée n° 10, sur le profil 7 (fig. II.4 a) et prolonger le bassin central suspendu (figs. I.6 et I.7) mais ni sa profondeur, ni le détail des couches sédimentaires ne peuvent être déduits de la sismique réflexion. Dans la suite, cette dépression située sur le plateau sera désignée par le terme de "bassin", bien qu'on ne possède pas d'indication sur l'existence d'une remontée de substratum limitant cette dépression vers le large, au niveau de la rupture de pente du plateau continental, par exemple. ————— On ne pourra mener à bien, à partir de la seule sismique réflexion, aucune étude comparative de la sédimentation sur le plateau continental au Nord et au Sud de la dorsale de Walvis. D'après la bathymétrie seule (fig. II.1), on peut toutefois supposer que de profondes différences existent entre ces deux régions du plateau.



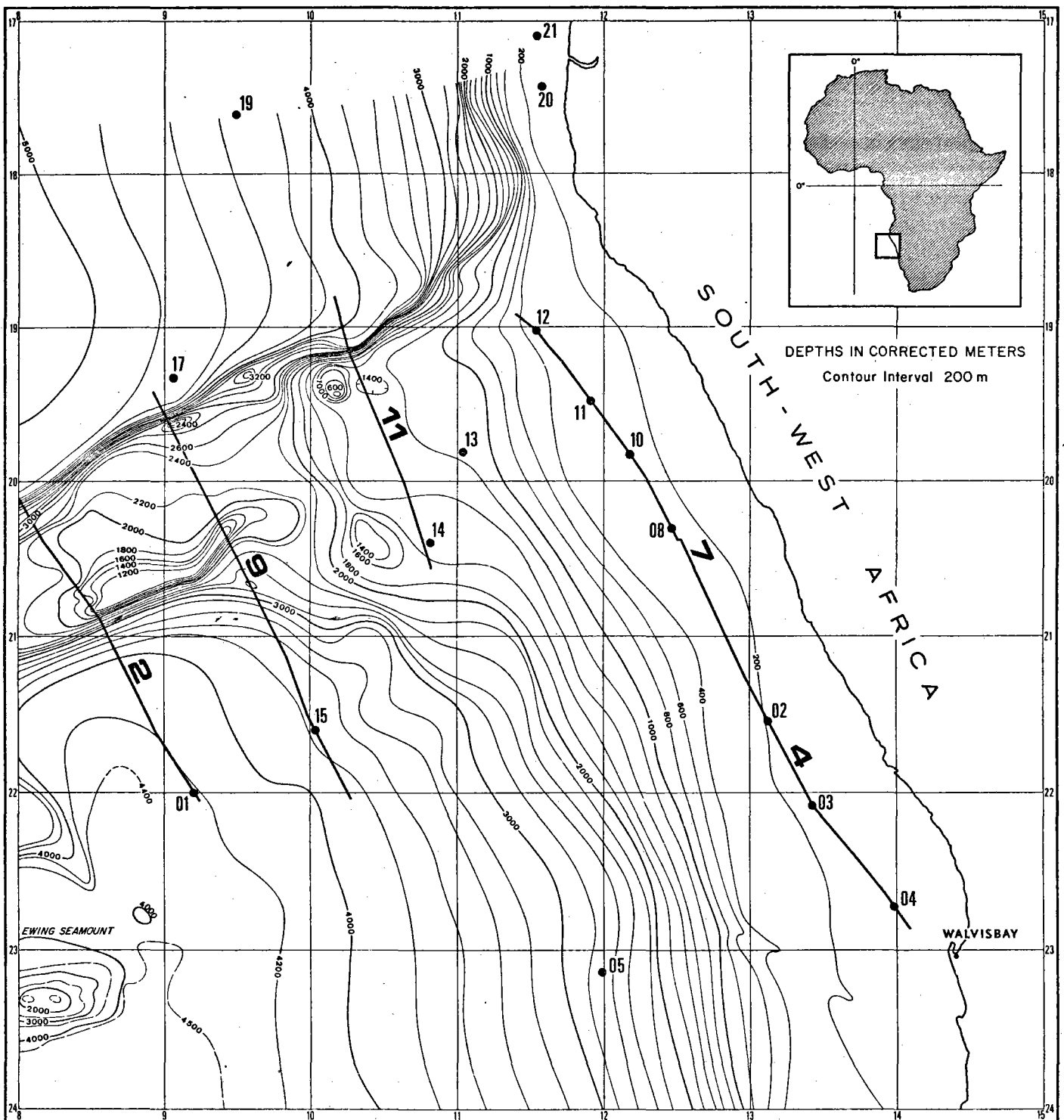


Figure II.1 : Carte bathymétrique de la zone étudiée. Les profondeurs sont en mètres corrigés. Les profils de sismique réflexion continue utilisés dans ce travail sont indiqués en trait fort. Les points indiquent les positions du début des profils de sismique réfraction, dont les résultats sont rassemblés dans la table II.1.

Les données de sismique réfraction obtenues sur le plateau continental le long des profils 4, 7 et 14 (figs. II.2 a, b, c, II.4 a et II.4 b) permettent de préciser la structure des couches sédimentaires et la topographie du socle acoustique dans cette région. L'extension éventuelle de la dorsale de Walvis en domaine continental peut être étudiée à l'aide de cette technique.

### 1. méthodes d'enregistrement

Le principe d'utilisation de bouées radio perdues a été décrit par de nombreux auteurs (entre autres, par Houtz et al., 1968). La source sismique à bord du Jean Charcot était le Flexotir. Tous les profils ont été réalisés à raison d'un tir toutes les 30 secondes, ce qui, pour une vitesse du bateau voisine de 6 noeuds, correspond à un pas de tir d'environ 100 mètres. Aucun profil n'a été inversé. Le signal provenant de la bouée est enregistré sur bande magnétique analogique et contrôlé sur un enregistreur graphique à densité variable. Des rejeux ultérieurs des bandes magnétiques sur un enregistreur à aire variable ont été effectués, en utilisant un système approprié de filtres, pour faciliter l'interprétation (voir figs. II.2 a et b).

### 2. traitement des données

- Bien que les épaisseurs sédimentaires soient parfois très importantes (plus de 3.5 km sur la bouée 08, table II.1 et figs II.2 et II.4), il n'a pas été détecté de portion d'hodochrone à courbure suffisante pour justifier un traitement par la méthode de Wiechert-Herglotz (Jobert, 1973). Les branches d'hodochrones ont donc été assimilées à des portions de droites. La sismique réflexion étant enregistrée simultanément, des corrections sommaires de pendage des couches ont pu être réalisées lors du traitement des bouées. Ces corrections ont été effectuées de façon approchée en mesurant directement les pendages

...

TABLE II.1

Résultat des profils de sismique réfraction dans la région de la terminaison est de la dorsale de Walvis (voir fig. II.1 pour les positions).

| n° | HO           |             | H1           |              | H2           |              | H3   |                        | H4                     |     | H5 |  | H6 |  | extrémités du profil |  | cap moyen |
|----|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------|------------------------|------------------------|-----|----|--|----|--|----------------------|--|-----------|
|    | V0           | V1          | V2           | V3           | V4           | V5           | V6   | bouée lancée           | fin                    |     |    |  |    |  |                      |  |           |
| 01 | 4.06<br>1.49 | 0.95<br>1.8 | 0.38<br>2.56 | 1.05<br>3.01 | 0.38<br>4.71 | 0.75<br>5.21 | 6.06 | 21°59.5 S<br>09°27.0 E | 21°56.1 S<br>09°40.2 E | 180 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 02 | 0.17<br>1.49 | 0.40<br>1.8 | 1.0<br>2.27  | 0.78<br>3.10 | 4.43         |              |      | 21°32.6 S<br>13°08.2 E | 21°44.3 S<br>13°14.3 E | 155 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 03 | 0.14<br>1.49 | 0.3<br>1.8  | 0.39<br>2.31 | 0.46<br>2.74 | 0.33<br>5.03 | 5.89         |      | 22°04.0 S<br>13°34.0 E | 22°27.0 S<br>13°44.5 E | 145 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 04 | 0.20<br>1.49 | 0.47<br>1.8 | 5.65         |              |              |              |      | 22°42.0 S<br>13°57.4 E | -                      | 147 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 05 | 2.67<br>1.49 | 1.2<br>1.8  | 0.63<br>2.87 | 1.23<br>3.42 | 5.05         |              |      | 23°10.9 S<br>11°56.8 E | -                      | 310 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 08 | 0.25<br>1.49 | 0.37<br>1.8 | 0.43<br>2.13 | 1.01<br>2.73 | 1.1<br>3.63  | 2.07<br>5.00 | 6.00 | 20°19.0 S<br>12°28.0 E | 20°07.0 S<br>12°23.2 E | 335 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 10 | 0.24<br>1.49 | 0.44<br>1.8 | 0.78<br>2.24 | 0.35<br>3.0  | 0.89<br>3.32 | 0.59<br>3.68 | 4.38 | 19°38.2 S<br>12°02.8 E | 19°17.3 S<br>11°47.3 E | 335 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 11 | 0.30<br>1.49 | 0.35<br>1.8 | 0.79<br>2.23 | 0.77<br>2.98 | 1.20<br>3.68 | 4.15         |      | 19°27.6 S<br>11°56.0 E | 19°17.3 S<br>11°47.3 E | 335 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 12 | 0.27<br>1.49 | 0.65<br>1.8 | 0.10<br>2.28 | 0.78<br>3.76 | 0.89<br>4.59 | 5.57         |      | 19°04.4 S<br>11°37.8 E | -                      | 335 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 13 | 1.12<br>1.49 | 0.4<br>1.8  | 0.67<br>2.56 | 1.97<br>3.97 | 0.97<br>5.24 | 5.49         |      | 19°44.0 S<br>11°01.0 E | -                      | 195 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 14 | 1.44<br>1.49 | 1.4<br>1.8  | 3.57<br>4.42 | 5.52         |              |              |      | 20°24.6 S<br>10°49.9 E | 20°38.2 S<br>10°44.5 E | 195 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 15 | 3.67<br>1.49 | 0.92<br>1.8 | 0.64<br>2.83 | 1.72<br>3.65 | 5.83         |              |      | 21°36.3 S<br>10°04.0 E | 21°19.5 S<br>09°54.0 E | 310 |    |  |    |  |                      |  |           |
| 17 | 4.60<br>1.49 | 0.26<br>1.8 | 1.46<br>2.90 | 0.31<br>3.15 | 5.64         |              |      | 19°19.5 S<br>09°03.4 E | -                      | 60  |    |  |    |  |                      |  |           |
| 19 | 4.24<br>1.49 | 1.66<br>1.8 | 2.10<br>3.37 | 5.96         |              |              |      | 17°47.2 S<br>09°31.1 E | 17°32.3 S<br>09°30.6 E | 0   |    |  |    |  |                      |  |           |
| 20 | 0.11<br>1.49 | 0.1<br>1.8  | 5.88         |              |              |              |      | 17°26.0 S<br>11°36.0 E | 17°19.7 S<br>11°36.0 E | 0   |    |  |    |  |                      |  |           |
| 21 | 0.11<br>1.49 | 0.3<br>1.8  | 0.03<br>3.34 | 5.75         |              |              |      | 17°05.8 S<br>11°35.0 E | 16°55.2 S<br>11°33.0 E | 355 |    |  |    |  |                      |  |           |

Vitesse moyenne dans l'eau pour la région étudiée  
(Matthews, 1939) : 1.494 km/s.

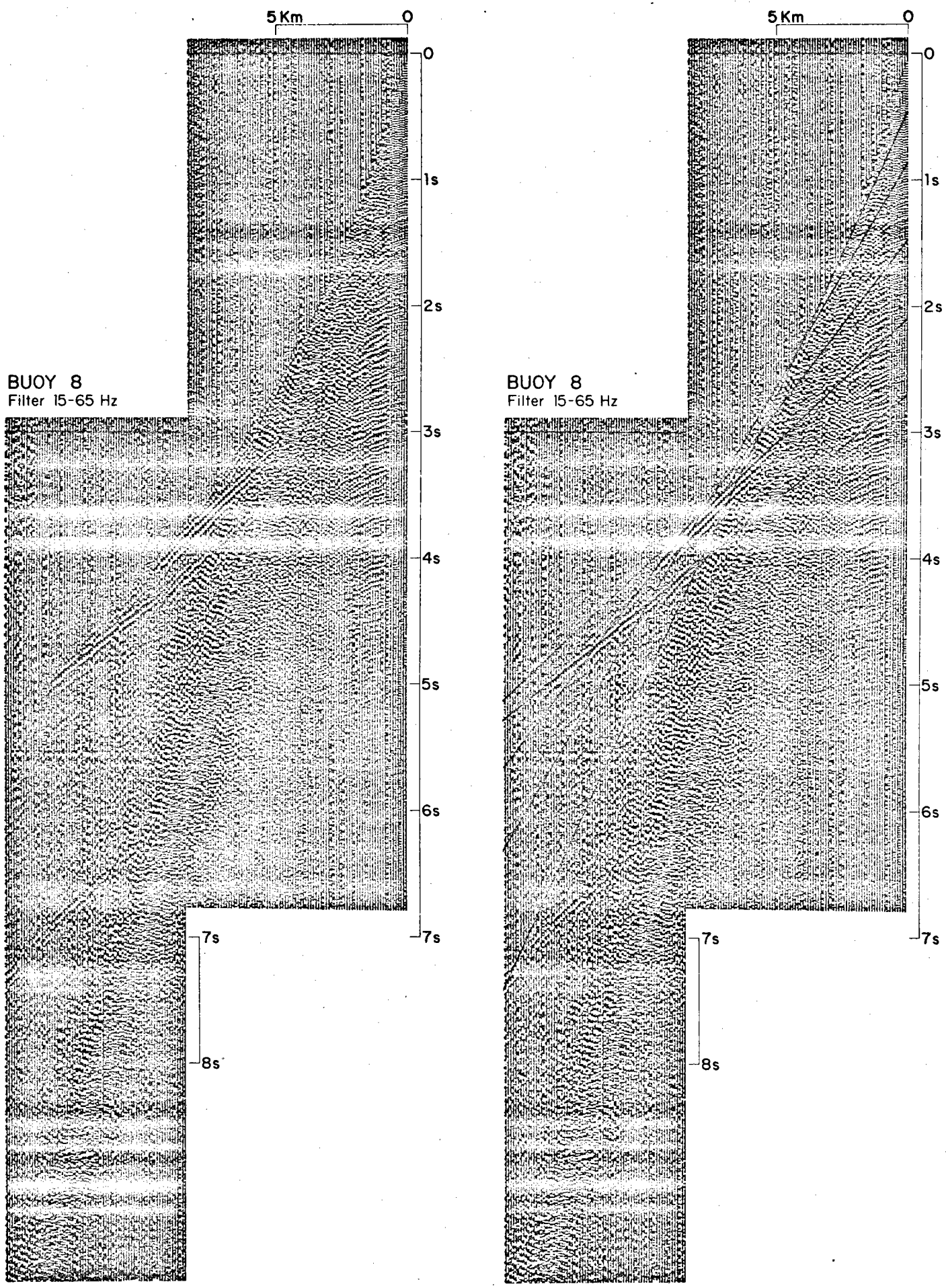


Figure II.2a : Enregistrement analogique en aire variable de la bouée réfraction n° 08. Les arrivées reconnues sont pointées sur la moitié droite de la figure. Chaque trace verticale représente un tir. Les tirs sont espacés de 30 secondes, soit un pas de tir de 100 mètres environ.

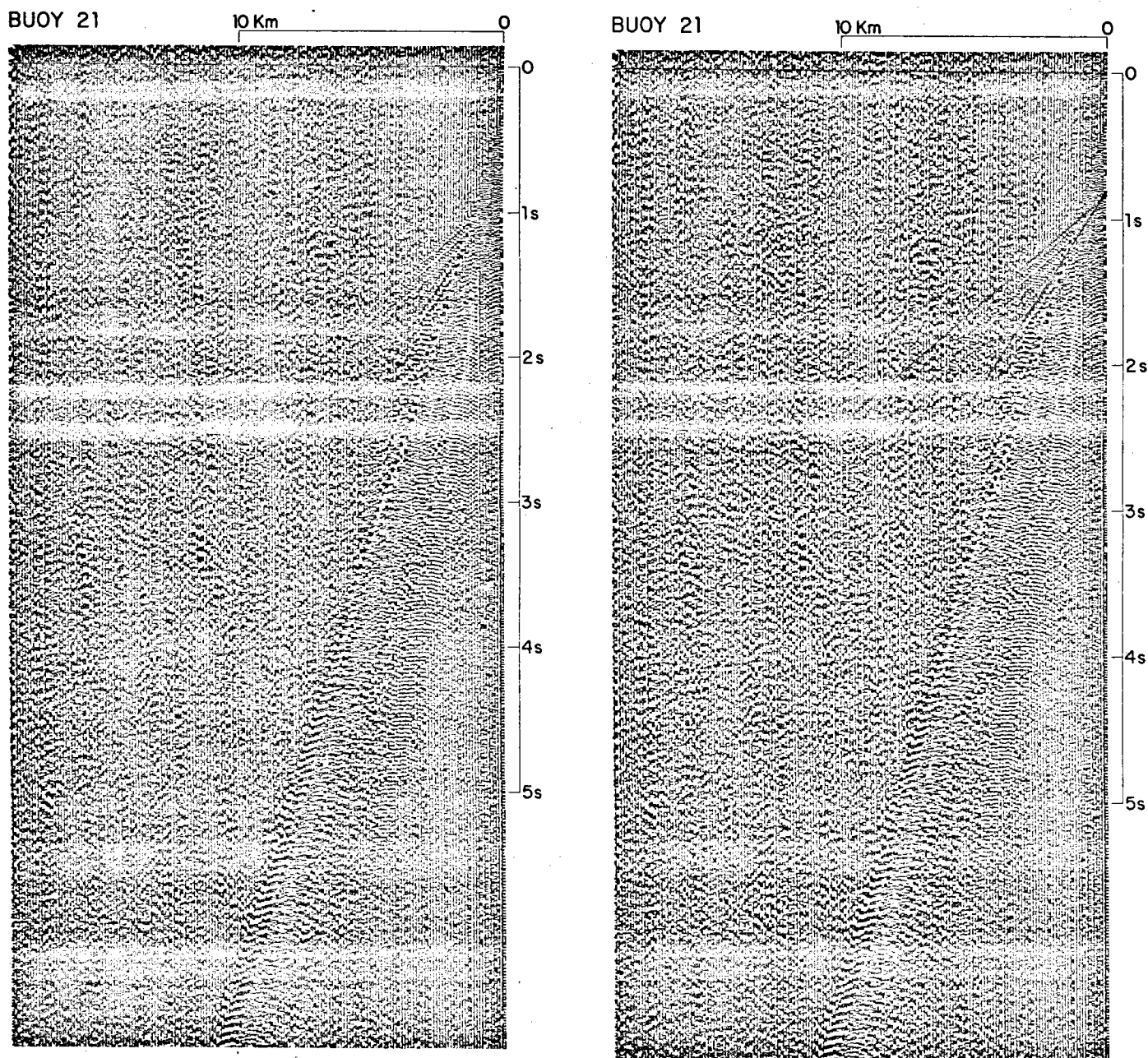
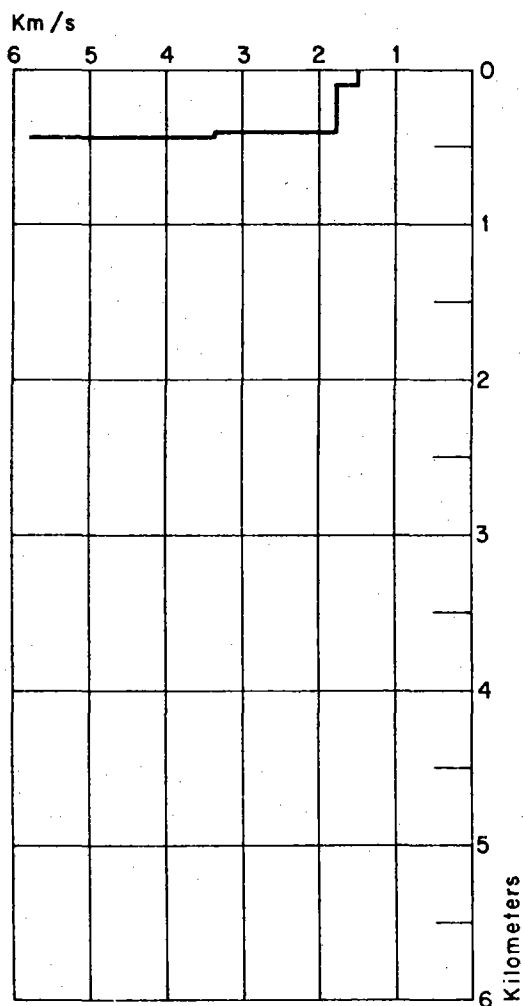


Figure II.2 b : Enregistrement de la bouée réfraction n° 21. Mêmes conditions d'enregistrement que pour la bouée n° 08 (voir la légende de la figure II.2 a).

BUOY 21



BUOY 8

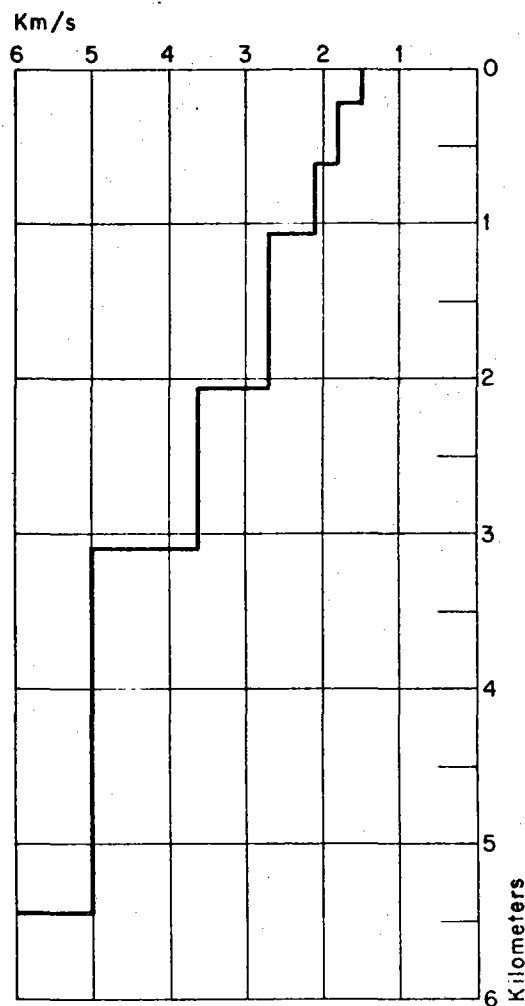


Figure II.2 c : Résultat des interprétations des bouées n° 08 et 21 : loi vitesse-profondeur pour ces deux profils.

sur les enregistrements de réflexion (fig. II.4 a) aux profondeurs où étaient reconnus les réfracteurs, à la suite d'un premier traitement de la bouée. En fait, les corrections de vitesse ainsi introduites sont toujours très petites, en raison des très faibles pentages rencontrés (toujours inférieurs à  $2^\circ$  ; sur la figure II.4 a, l'exagération verticale est en effet de 15 à 20 fois).

- Aucun ray ne se réfracte sous le fond lorsque des sédiments meubles sont présents, puisqu'il n'existe pas alors discontinuité de vitesse entre l'eau (1.5 km/s) et les sédiments les plus superficiels. D'après des résultats de réflexion oblique, Houtz et al. (1968) considèrent que la vitesse moyenne dans la série sédimentaire la plus récente (déposée, selon eux, depuis le début du Tertiaire) varie entre 1.6 et 2.2 km/s pour les plaines abyssales de l'Atlantique. Des mesures directes sur des échantillons obtenus lors des forages JOIDES en domaine profond et sur la ride du Rio Grande (Maxwell et al., 1970 b) montrent que les vitesses peuvent rester inférieures à 1.64 km/s et être parfois voisines de 1.5 km/s, même si des corrections de pression et de température sont effectuées pour ramener les échantillons aux conditions in situ (Hollister et al., 1972). En revanche, sur le plateau continental, on adopte généralement des vitesses plus élevées. Ainsi, Leyden et al. (1972) imposent une vitesse moyenne de 1.8 km/s pour la série superficielle sur la marge continentale africaine (de  $22^\circ$  S à  $2^\circ$  N). Les bouées enregistrées sur cette marge durant les deux premières parties de la campagne Walda ont été dépouillées en faisant varier de 1.7 km/s à 2.2 km/s la vitesse imposée dans la couche supérieure.

Le résultat du traitement de ces bouées, dont les positions sont indiquées sur la figure II.1, est donné par la table II.1.

### 3. Interprétation des résultats

#### a) Histoire sédimentaire du plateau continental

Les résultats des bouées du plateau et de la marge continentale d'Afrique du Sud-Ouest ont été portés sur les figures II.3 a et II.3 b.

...

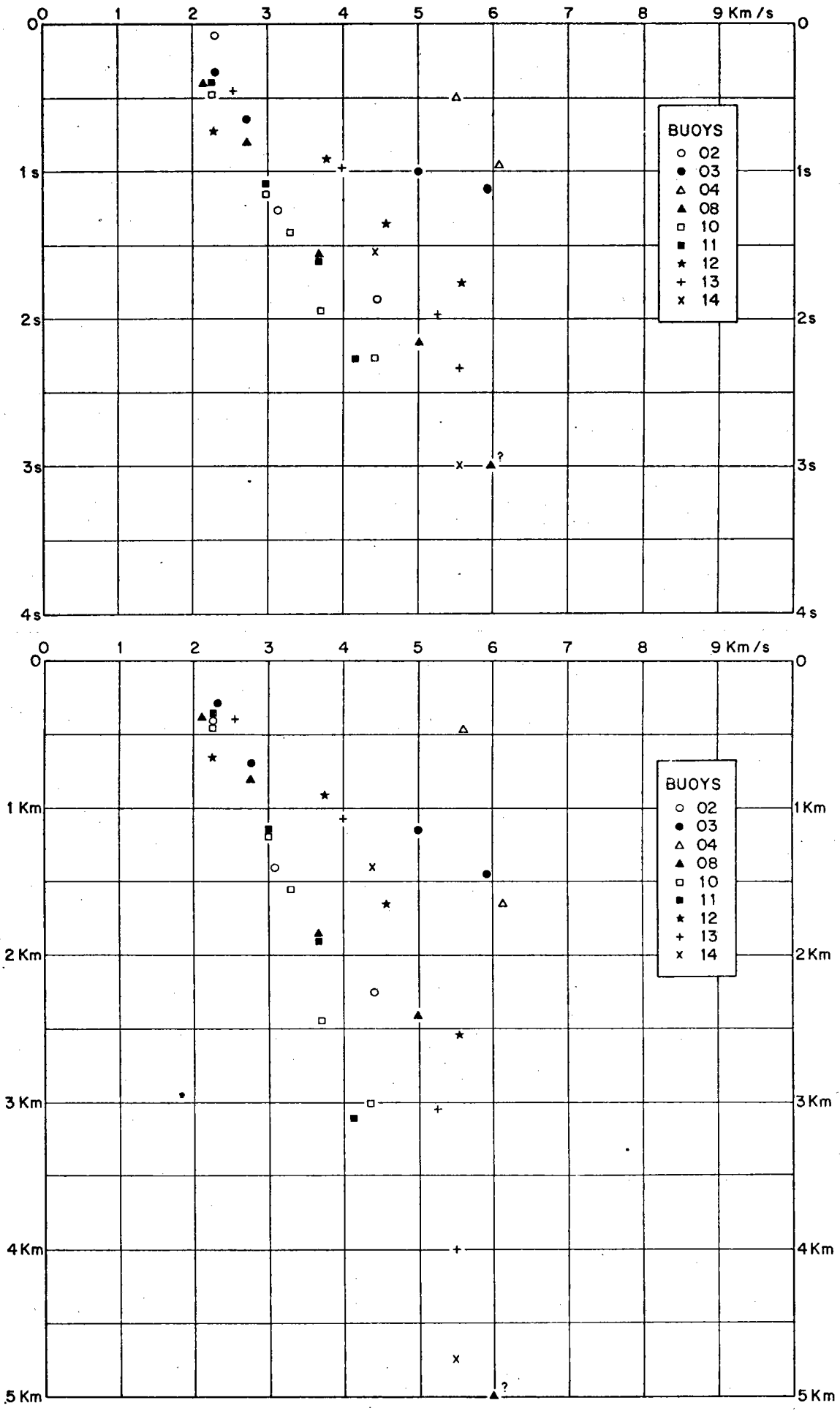


Figure II.3 a et b : Résultats des interprétations des profils de réfraction du plateau et de la marge continentale d'Afrique du Sud-Ouest. La figure 3 a donne la loi de vitesse en fonction de la profondeur par rapport au fond, exprimée en secondes de temps double. Sur la figure 3 b, ces mêmes profondeurs sont exprimées en kilomètres. Se reporter à la table II.1 et à la figure II.1 pour les positions des profils.



La vitesse dans la couche supérieure est posée égale à 1.8 km/s. Cette vitesse a été choisie de la façon suivante : les profondeurs des réfracteurs reconnus sur les bouées, exprimées en secondes de temps double, ont été portées sur les profils de sismique réflexion (fig. II.4 a). Ces profondeurs varient avec la vitesse imposée pour la couche superficielle. On constate que les profondeurs des réfracteurs rapides sont les moins affectées par cette variation de la vitesse superficielle, qui est plus faible en valeur relative pour ces réfracteurs. Les horizons forts sur les enregistrements de réflexion (qui peuvent être également des réfracteurs) passent au quart supérieur des "plages" ainsi trouvées. Ceci a conduit à adopter la vitesse de 1.8 km/s pour la couche superficielle sur le plateau continental. Cette vitesse est celle qui a été adoptée par Leyden et al. (1972) pour le traitement de bouées entre la dorsale de Walvis et le golfe de Guinée. Nous avons utilisé la même vitesse pour le traitement des bouées du bassin central de la dorsale de Walvis (bouées n° 13, 14, 15, table II.1) puisqu'il semble que les sédiments remplissant ce bassin y aient été apportés par les courants depuis le plateau continental (voir chapitre I).

Si on ne considère pas sur les figures/<sup>II-3a et II-3b</sup> les bouées enregistrées au-dessus de structures anormales de la marge - telle la bouée n° 4, située sur la remontée structurale au large de Walvis Bay, apparente sur la carte gravimétrique de la figure II.5 et sur le profil n° 10 de Duplessis et al. (1972), les bouées n° 13 et 14 au-dessus de la région complexe où le flanc sud de la dorsale de Walvis rencontre la marge, ou bien enfin la bouée n° 12 située sur une remontée brutale de tous les horizons sédimentaires (figs. II.4 a et II.4 b). On constate que les vitesses sédimentaires présentent peu de dispersion par rapport à une loi moyenne. Cette loi est voisine d'une <sup>loi</sup> exponentielle lorsque la profondeur des réfracteurs est exprimée en kilomètres et d'une droite lorsque cette profondeur est donnée en secondes. Il semble donc que la vitesse des ondes sismiques dans les sédiments du plateau continental et de la marge d'Afrique du Sud-Ouest ne dépende que de la profondeur des réfracteurs sous le fond. La forme exponentielle de la loi moyenne vitesse-profondeur (fig. II.3 b) suggère que ces sédiments ont été fortement influencés par des phénomènes de compaction, ce qui est en

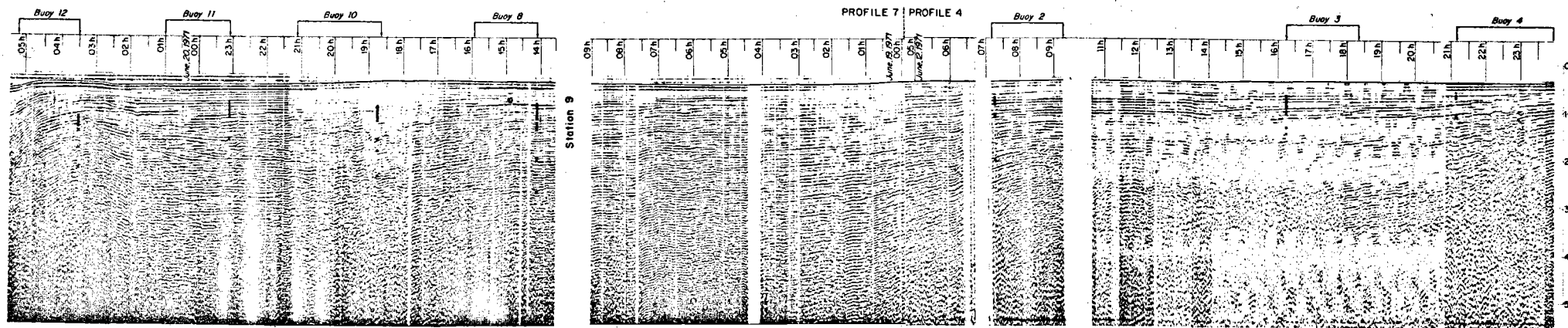


Figure II.4 a : Enregistrement analogique en densité variable de la sismique réflexion le long des profils 4 et 7. La vitesse du bateau était de l'ordre de 6 noeuds, ce qui entraîne une exagération verticale de 15 à 20 fois. On a indiqué à la verticale du début de chaque profil de réfraction, la profondeur des différents réflecteurs reconnus, lorsque la vitesse posée dans la couche superficielle varie de 1.7 km/s à 2.2 km/s.

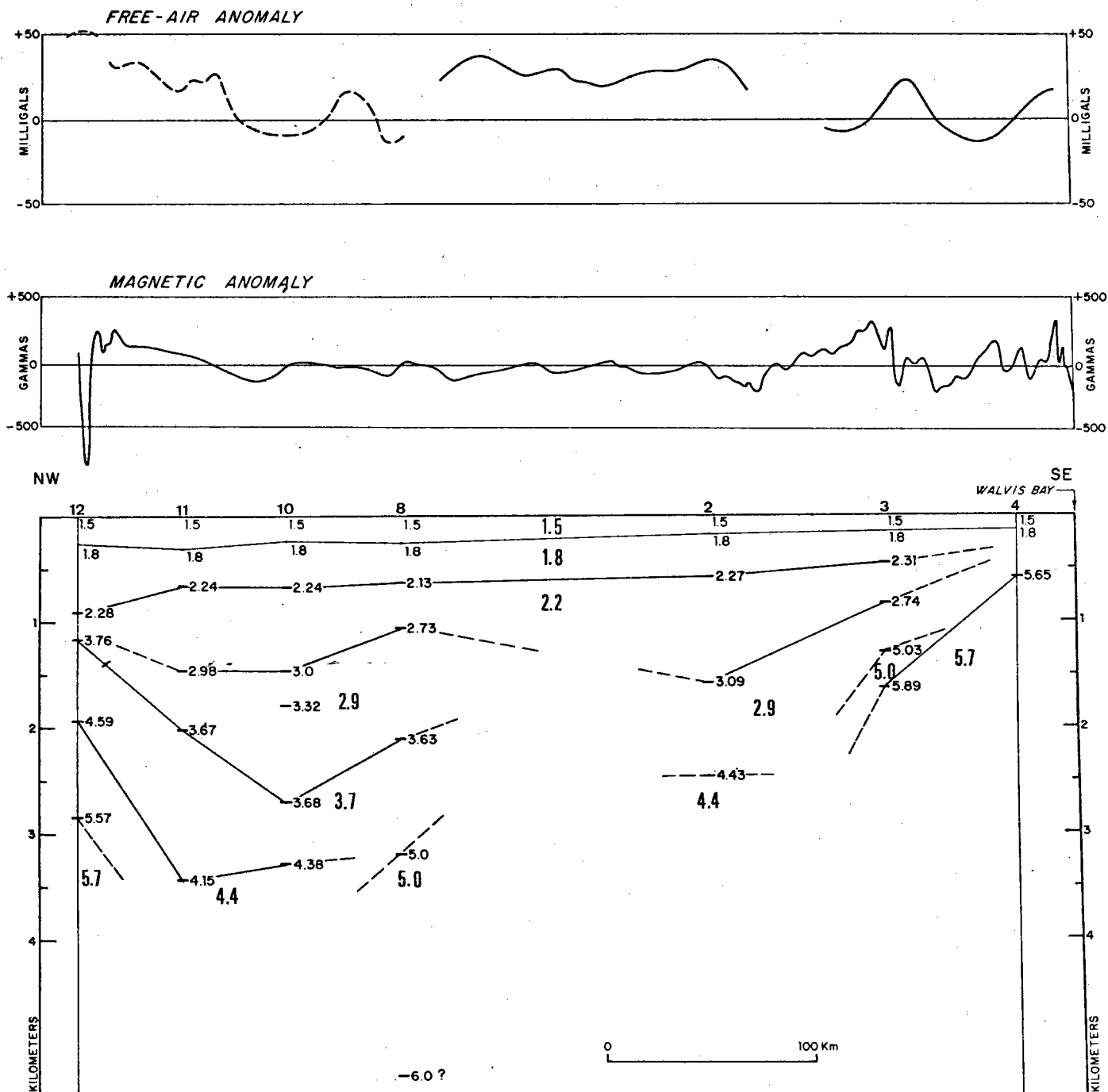


Figure II. 4 b : Coupe du plateau continental le long des profils n° 4 et 7, déduite des résultats de la sismique réfraction. On a indiqué en chiffres plus importants les valeurs moyennes des différents groupes de vitesses reconnus. Les anomalies magnétiques et gravimétriques à l'air libre sont portées en haut de la figure. La partie pointillée de l'anomalie à l'air libre correspond à un tronçon de profil où les mesures gravimétriques sont de moins bonne qualité.

(fig. II.3 b). La dispersion est plus sensible pour les fortes vitesses. Elle peut être due à de forts pendages des couches profondes, difficiles à mettre en évidence sur la sismique réflexion continue, à cause des multiples du fond.

Nous avons cependant noté plus haut que les branches d'hodochrones pouvaient être considérées comme des segments de droites. D'autre part, nous verrons que les vitesses des ondes P pour les bouées du plateau se groupent autour de quelques valeurs. Il semble donc que les arrivées réfractées proviennent d'horizons marquant un contraste de vitesse, situés à l'intérieur d'une épaisse couverture sédimentaire, où la vitesse des ondes P dépend surtout de la compaction. Entre deux horizons, la vitesse croît continuellement avec la profondeur. Ces horizons peuvent être le résultat des phases d'érosion mentionnées par Van Andel et Calvert (1971) et Duplessis et al. (1972). Après chaque phase d'érosion, une phase de dépôt apporterait une nouvelle série sédimentaire, dans laquelle la vitesse serait différente. Les ondes réfractées peuvent ainsi se propager sous la surface séparant les deux couches. Une telle structure sédimentaire est décrite sur la marge continentale au Sud de l'Orange River par Bryan et Simpson (1971).

Les vitesses des horizons réfractants se groupent autour des 6 valeurs suivantes (fig. II.4 b) (les numéros des profils de réfraction sont indiqués entre parenthèses et soulignés).

(1) 2.2 km/s (2.28 km/s (12) ; 2.24 km/s (11) ; 2.24 km/s (10) ; 2.13 km/s (8) ; 2.27 km/s (2) ; 2.31 km/s (3) )

(2) 2.9 km/s (2.98 km/s (11) ; 3.0 km/s (10) ; 2.83 km/s (8) ; 3.09 km/s (2) ; 2.74 km/s (3) )

(3) 3.7 km/s (3.76 km/s (12) ; 3.67 km/s (11) ; 3.68 km/s (10) ; 3.63 km/s (8) )

...

(4) 4.4 km/s (4.59 km/s (12) ; 4.15 km/s (11) ; 4.38 km/s (10) ; 4.43 km/s (2) )

(5) 5.0 km/s (5.0 km/s (8) ; 5.03 km/s (3) )

(6) 5.7 km/s (5.57 km/s (12) ; 5.89 km/s (3) ; 5.65 km/s (4) )

Un tel regroupement des vitesses, valable pour l'ensemble du plateau continental entre 24° S et la dorsale de Walvis, indique que l'histoire sédimentaire de toute la région considérée a été assez homogène.

. Le marqueur 5.7 km/s (fig. II.4 b) ne correspond pas nécessairement à un substratum de même nature au Nord et au Sud du plateau, d'autant plus qu'il est surmonté par une couche à 5.0 km/s qui n'apparaît qu'au Sud du bassin (au niveau des bouées n° 3 et 8). Cette couche est peut-être formée de sédiments très consolidés <sup>ou métamorphosés</sup> (grès, par exemple). Le socle disparaît à l'aplomb des bouées n° 2, 8, 10, 11 sous un bassin sédimentaire profond. La faible longueur des profils par bouées perdues n'a pas permis d'enregistrer des réfractons provenant du socle dans la partie profonde du bassin (l'arrivée de vitesse 6.0 km/s sur la bouée n° 8 doit être considérée comme douteuse).

. Au-dessus du socle acoustique de vitesse 5.7 km/s, ou de la couche à vitesse 5.0 km/s qui le recouvre localement, on trouve une couche de vitesse 4.4 km/s, en deux ensembles apparemment disjoints. L'un de ces deux ensembles (sous les bouées n° 10 et 11) se trouve déposé à une profondeur plus grande d'environ 1 km que l'autre (sous la bouée n° 2). Cette différence est due à la présence dans le premier cas d'une couche à vitesse 3.7 km/s. Cette couche est localisée uniquement dans la partie nord du bassin (au Nord-Ouest de la bouée n° 8). Au Sud du bassin par contre, un hiatus existe entre la couche à vitesse 4.4 km/s et celle à 2.9 km/s, qui la surmonte directement.

. Les couches à vitesse 2.9 km/s et 2.2 km/s semblent correspondre à un remplissage régulier du bassin. Leur épaisseur est assez uniforme : elles sont plus minces là où le substratum remonte (sous les bouées n° 4, 8, 12). Elles semblent ne pas avoir été déformées par des mouvements tectoniques (fig. II.4 a).

Cet examen de la série sédimentaire suggère que la partie nord du bassin a subi une évolution tectonique différente de celle de la partie sud. Au cours de la période de dépôt de la couche à vitesse 4.4 km/s - ou à la fin de cette période - la partie nord du bassin aurait été affectée par un phénomène de subsidence de plus grande importance que la partie sud. Cette différence est probablement liée à des mouvements tectoniques ayant affecté la dorsale de Walvis. La couche de vitesse 3.7 km/s se serait alors déposée dans la partie la plus profonde du bassin, au pied de la remontée de socle prolongeant le flanc nord de la dorsale de Walvis. Il est possible également qu'elle se soit déposée uniformément dans l'ensemble du bassin, puis qu'elle ait ensuite été érodée dans les régions élevées au Tertiaire (Van Andel et Calvert, 1971), et n'ait subsisté que dans la partie profonde du bassin.

Nous proposons l'histoire sédimentaire suivante pour le plateau continental d'Afrique du Sud-Ouest : des sédiments se sont accumulés jusque vers la fin du Crétacé ; la vitesse des ondes sismiques dans ces sédiments est uniquement déterminée par leur compaction. Cette accumulation a été plus importante dans la partie nord du bassin, où la subsidence était plus marquée. Au cours du Tertiaire, une phase d'érosion intense a eu lieu, mettant à nu les séries à vitesse 3.7 km/s ou 4.4 km/s, selon les régions. La sédimentation a été ensuite régulière depuis le Néogène (20 M.A. environ) les couches à 2.9 km/s, 2.2 km/s et 1.8 km/s (supposé) se sont alors déposées régulièrement sur toute l'étendue du plateau continental, entre les remontées du socle situées l'une au large de Walvis Bay, l'autre dans la prolongation du flanc nord de la dorsale de Walvis. Des vitesses de 3.0 km/s sont considérées par d'autres auteurs comme caractéristiques des sédiments déposés au Tertiaire supérieur (Bryan et Simpson, 1971).

Les données de gravimétrie (fig. II.5) confirment que le socle acoustique présente une morphologie compliquée sous le plateau continental. Les anomalies à l'air libre importantes (jusqu'à 30 mgals) enregistrées sur le plateau ne peuvent pas être directement corrélées à la morphologie des couches sédimentaires (fig. II.4 b). Seule l'allure générale du bassin est traduite par ces anomalies : la profondeur maximale se trouve sous les bouées n° 10 et 11 et un creux existe sous la bouée n° 2 (fig. II.4 b).

Cette allure générale apparaît encore plus nettement sur les courbes d'anomalie magnétique (fig. I.5 et II.4 b). Des anomalies de faible amplitude sont situées au-dessus de la partie profonde du bassin, où le socle magnétique se trouve loin sous le fond. De part et d'autre de cette

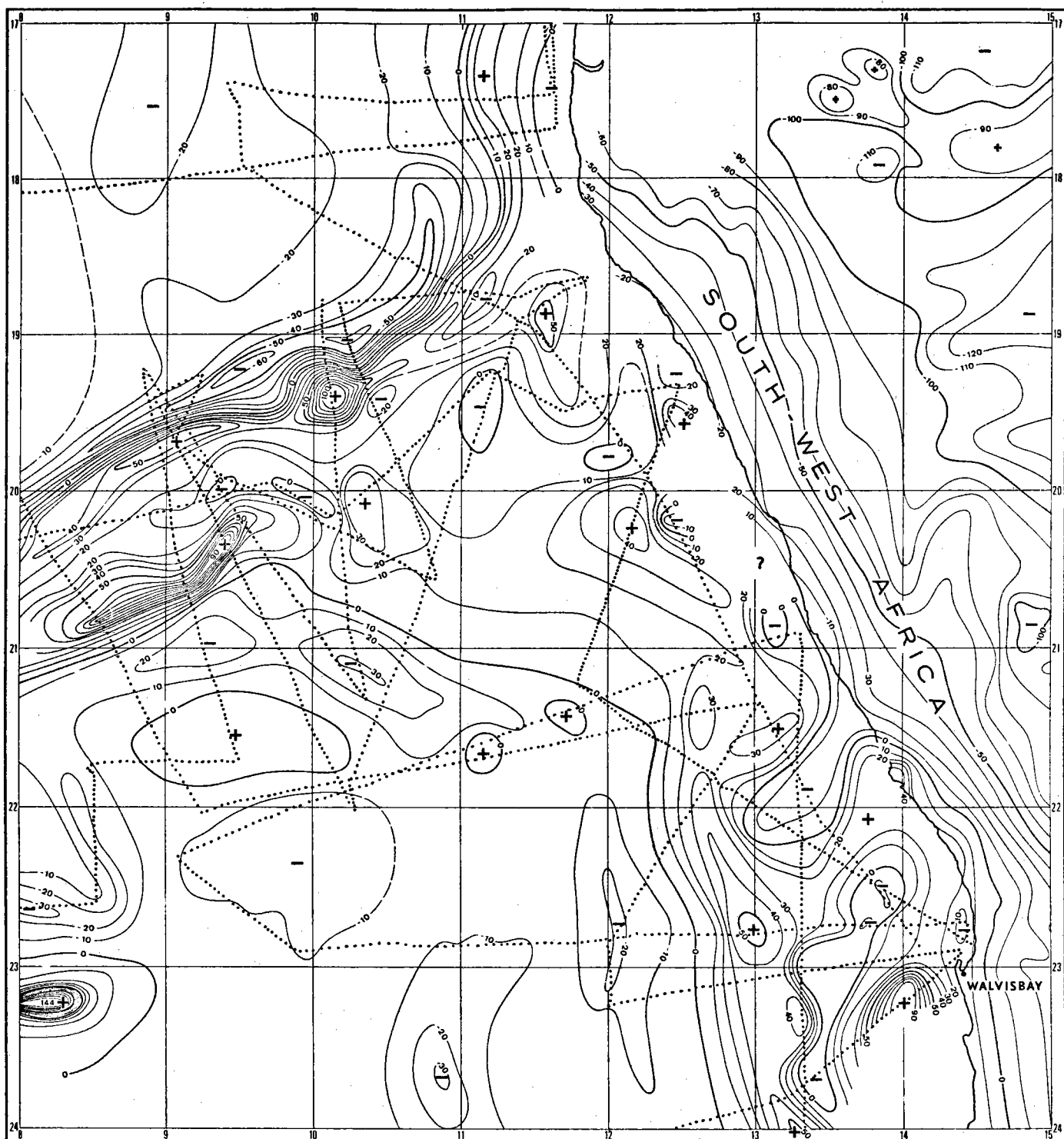


Figure II. 5 : Carte d'anomalie gravimétrique (équidistance des isanomales 10 mgals). Anomalie à l'air libre en mer et anomalie de Bouguer à terre (d'après : "Geological map of South-West Africa, 1963). Les routes des navires sont indiquées en pointillé. Les triangles indiquent les emplacements de mesures pendulaires en station (Worzél, 1965) et les carrés des mesures du N.O. Akademik Kurtchatov (1968).

région centrale -sous les bouées n° 12, 3 et 4 - des remontées de ce socle créent des anomalies de forte amplitude et de faible longueur d'onde.

Les anomalies à l'air libre ne sont pas directement en relation, ni avec celles rencontrées au-dessus de la dorsale de Walvis, ni avec les anomalies de Bouguer rencontrées à terre (voir chapitre I).

b) Prolongation des crêtes de la dorsale de Walvis en domaine continental

- . Le flanc nord de la dorsale se marque en gravimétrie (voir fig. II.5) par un haut de + 50 mgals et par des anomalies magnétiques de forte amplitude (voir fig. II.4 b). Il est très apparent sur la bouée n° 12 : la vitesse de 5.57 km/s est atteinte sous 2.55 km de sédiments seulement. Cette vitesse est dans la gamme de celles rencontrées pour les basaltes du flanc nord (voir par exemple la bouée n° 17, au pied de ce flanc nord, table I et figure II.1).
- . La remontée des couches sédimentaires, qui débute au niveau de la bouée n° 08 (la profondeur du réfracteur à 3.65 km/s passe de 2.44 km sous la bouée n° 10 à 1.84 km sous la bouée n° 08) représente peut-être l'extrémité orientale du flanc sud de la dorsale de Walvis ennoyée sous une épaisse couverture sédimentaire dès le profil 11 (figs. I.6, I.7). La présence d'un réfracteur de vitesse 5.0 km/s qui complique l'interprétation et l'absence d'arrivées en provenance du substratum rendent imprécise la localisation de cette prolongation<sup>si elle existe.</sup> Elle ne se marque pas en magnétisme et se traduit en gravimétrie par une remontée d'ensemble de la courbe d'anomalie à l'air libre.

En résumé, une étude du plateau continental d'Afrique du Sud-Ouest entre 17° S et 24° S fait ressortir les points suivants :

- + Il existe une opposition totale entre la structure du plateau continental au Nord et au Sud de 18° 30 S, où le flanc nord de

...



la dorsale de Walvis rencontre la côte.

Au Nord, ce plateau est étroit, peu recouvert par les sédiments. Sur les bouées n° 20 et 21 (table II.1), moins de 0.5 km de sédiments surmontent un horizon réflecteur très fort de vitesse élevée (5.75 km/s). Sur la bouée n° 20, aucun autre réflecteur n'est discernable. Les anomalies gravimétriques à l'air libre sont rectilignes et suivent la topographie.

Au Sud, au contraire, le plateau est large (100 km entre la côte et la ligne de rupture de pente vers l'isobathe 400 m), caractérisé par des séries sédimentaires épaisses et des anomalies gravimétriques localisées de fort gradient. Son histoire sédimentaire a été dominée par une alternance de phases d'intense érosion et de fort dépôt. Les mouvements tectoniques ayant affecté la dorsale de Walvis à la fin du Crétacé ont pu, en modifiant les conditions de subsidence de certaines parties du plateau, influencer localement son histoire sédimentaire.

- + Le flanc nord et le bassin central suspendu de la dorsale de Walvis semblent se prolonger sous le plateau continental. Cette prolongation peut être suivie jusque vers 12° E sur le profil sismique n° 7 (fig. II.4 b). Elle crée des anomalies magnétiques de forte amplitude (500  $\gamma$ ) et de faible longueur d'onde (fig. II.4 b). La prolongation du flanc sud, beaucoup moins nette, se traduit sur ce profil par une remontée des couches sédimentaires, mais n'apparaît pas sur la courbe d'anomalie magnétique.

## II. Structure profonde de la dorsale de Walvis

Les cartes de bathymétrie (fig. II.1), de profondeur du socle (fig. I.9), et de gravimétrie (fig. II.5) suggèrent que le segment oriental de la dorsale de Walvis est une structure sensiblement cylindrique. Les trois profils n° 2, 9 et 11 seront utilisés pour étudier la structure profonde de ce segment de la dorsale. Ces profils ont été parcourus selon un cap presque constant, perpendiculairement à la dorsale. La projection de ces profils selon un azimut constant (330°) n'entraînera donc que de faibles déformations

(des exemples d'une telle projection de la sismique réflexion sont donnés par les figures II.7 à II.10). Sur toute la longueur de ces profils, la sismique réflexion continue pénètre jusqu'au socle acoustique (fig. I.6 et I.7). Nous pouvons donc corriger l'anomalie à l'air libre observée de l'attraction des couches sédimentaires dont la morphologie est bien déterminée. Nous nous intéresserons ainsi seulement aux différentes hypothèses possibles quant à la structure profonde de la dorsale de Walvis.

### 1. hypothèse de base de la constitution des modèles gravimétriques

Un examen de la carte gravimétrique (fig. II.5) et des anomalies observées le long des profils n° 2, 9 et 11 (fig. II.12) montre que les anomalies à l'air libre sont nulles ou faiblement négatives dans les plaines abyssales du Cap et d'Angola (en dehors d'anomalies locales dues à des monts sous-marins). Ces plaines abyssales sont donc, dans leur ensemble, sensiblement en équilibre isostatique.

Les anomalies à l'air libre sont également nulles ou faiblement négatives le long de l'axe de la dorsale de Walvis, malgré la présence d'un important bassin sédimentaire (figs. I.7). Comme la dorsale de Walvis est large (200 km environ) par rapport à la profondeur de compensation isostatique supposée (de l'ordre de 30 km), il semble donc qu'elle soit en équilibre isostatique local sur toute son extension, au moins à l'échelle de la dizaine de kilomètres (Bott, 1971).

De plus, des anomalies négatives importantes existent en domaine abyssal de part et d'autre de la dorsale - 60 mgals au pied du flanc nord, très abrupt et - 30 mgals le long du flanc sud (fig. II.5). Comme il n'existe pas de bassin sédimentaire profond correspondant à ces anomalies négatives (voir la couverture sédimentaire sur la figure I.10), ces anomalies négatives pourraient traduire l'existence d'un effet de bord et, par suite, d'une compensation isostatique profonde de la dorsale de Walvis.

L'anomalie de Bouguer à deux dimensions (qui prend ici tout son sens puisque la dorsale de Walvis semble être une structure cylindrique) a été calculée le long des profils n° 2, 9, 11. La densité du matériau de remplissage étant prise égale à  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . La forme régulière de cette anomalie (fig. II.6) suggère que la dorsale est compensée en profondeur (Bott, 1971). Pour essayer de confirmer une telle hypothèse, un modèle très simple a été essayé le long du profil n° 2 (fig. II.6). On a supposé que la compensation était réalisée par un corps cylindrique de section rectangulaire de densité -  $0.4 \text{ g/cm}^3$  (différence entre la densité de la couche 3 océanique et celle du manteau supérieur). Les parois verticales de ce corps ont été placées à l'aplomb des flancs de la dorsale de Walvis. Le toit du corps est à la profondeur du Moho dans les bassins océaniques voisins; sa base a été placée à une profondeur calculée pour réaliser l'équilibre isostatique approximatif entre la dorsale et les bassins adjacents. Un corps cylindrique de densité -  $1.67 \text{ g/cm}^3$  (différence de densité entre l'eau -  $1.03 \text{ g/cm}^3$  - et le matériau de remplissage -  $2.7 \text{ g/cm}^3$ ) a été placé dans le bassin d'Angola pour tenir compte de la différence de profondeur de ce bassin par rapport à celui du Cap. On remarque le bon accord entre l'anomalie de Bouguer observée et l'attraction créée par ce modèle très simple (fig. II.6).

Les observations de l'anomalie à l'air libre et de l'anomalie de Bouguer indiquent assez précisément le degré de compensation isostatique d'une structure, mais ne permettent pas de déterminer la profondeur des masses compensatrices, ni de choisir entre les différentes hypothèses de compensation: hypothèse d'Airy, hypothèse de Pratt ou combinaison des deux (Bott, 1971). La dorsale est-elle située au-dessus d'une croûte océanique épaissie, éventuellement de caractéristiques anormales, ou bien une croûte normale surmontant une région de manteau à faible densité? Dans la première hypothèse la dorsale serait compensée au sens d'Airy, dans la deuxième, au sens de Pratt.

...

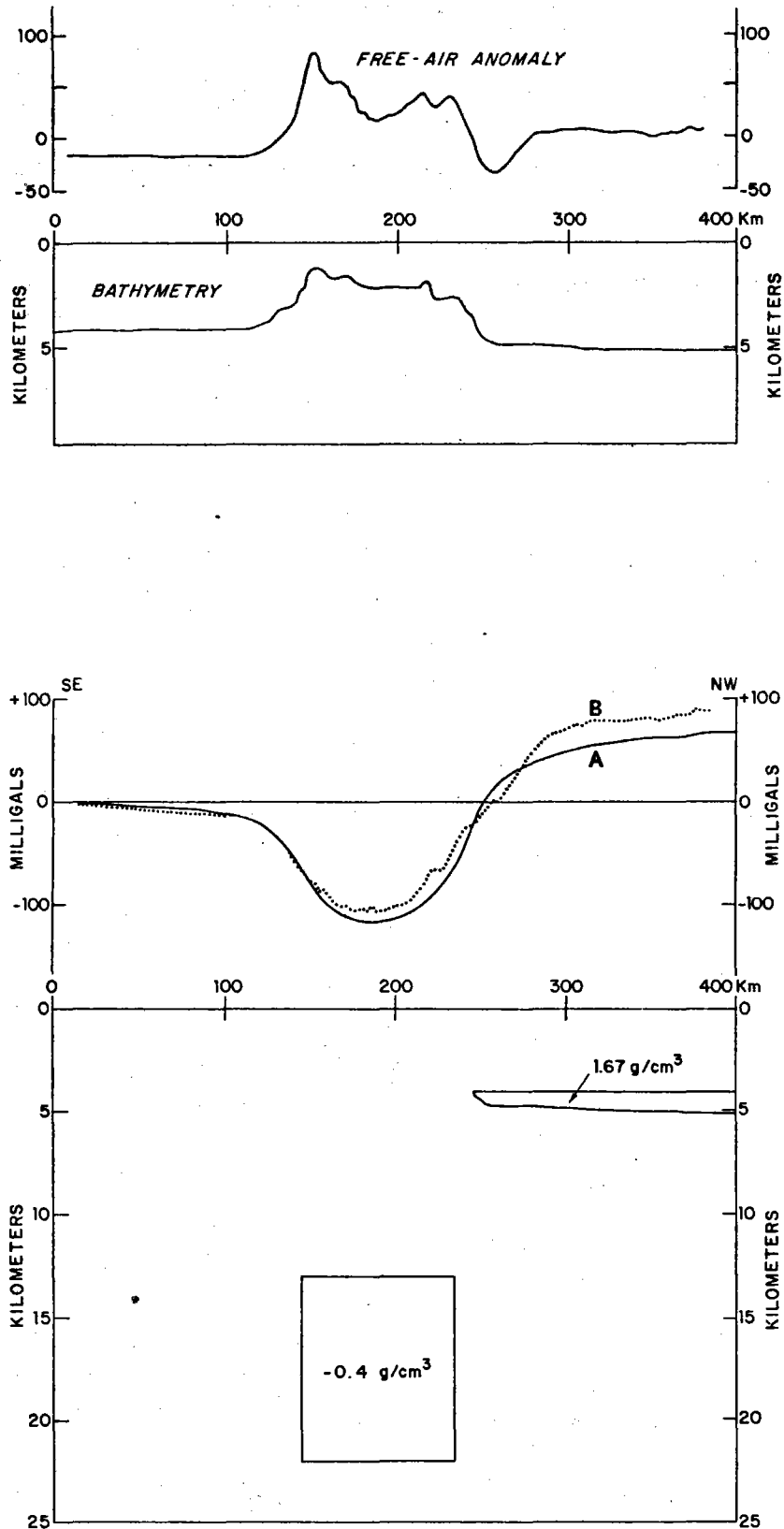


Figure II.6 : Hypothèse de compensation isostatique par la présence d'un corps léger (densité  $3.0 \text{ g/cm}^3$ ) sous la dorsale de Walvis, entre 13 et 22 km de profondeur. Un corps de densité  $2.7 \text{ g/cm}^3$  a été introduit à l'extrémité nord-ouest du profil 2 pour tenir compte de la différence de bathymétrie entre les bassins du Cap et d'Angola. La courbe pleine A représente l'attraction créée par le modèle ; la courbe pointillée B, l'anomalie de Bouguer pour une densité du matériau de remplissage posée égale à  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . La partie supérieure de la figure montre la bathymétrie et l'anomalie à l'air libre le long du profil 2.

En l'absence de profils de sismique réfraction profonde dans cette région, seuls des tests de modèles gravimétriques permettront de choisir entre les hypothèses et d'approcher la forme et la densité des couches situées sous le socle acoustique de la dorsale de Walvis. Tous les modèles initiaux seront constitués en prenant comme hypothèse de base que la dorsale de Walvis est en équilibre isostatique local en tout point, c'est-à-dire que le poids d'une colonne de surface unité est le même en tout point de la structure.

## 2. constitution des modèles gravimétriques

Les anomalies observées le long des profils n° 2, 9 et 11 ont été projetées à azimuth constant (le même pour les trois profils, soit 330°). Les résultats de la sismique réflexion ont été projetés de la même façon, ce qui a permis le calcul de l'anomalie créée par l'eau et les couches sédimentaires (Talwani et Heirtzler, 1964 ; Talwani et al., 1959 a). Des densités ont été attribuées aux différentes couches sédimentaires d'après les vitesses des ondes sismiques, à l'aide de la courbe de Nafe et Drake citée par Talwani et al. (1959 b).

Les bouées réfraction nous ayant permis d'estimer les densités des différentes couches sédimentaires sont, pour les plaines abyssales du Cap et d'Angola, les bouées n° 01, 15, 17, 19 et pour le bassin central de la dorsale de Walvis et son extension éventuelle sous le plateau/n° 13 et 14 (table II.1). Les résultats de la bouée n° 13 ont été étendus vers l'Ouest à tout le bassin central de la dorsale de Walvis (profils n° 2 et 9). L'hypothèse émise au chapitre I sur le mécanisme de remplissage de ce bassin rend cette extension moins arbitraire. La bouée n° 14, enregistrée dans une région probablement très complexe, où le flanc sud de la dorsale de Walvis s'ennoie sous les sédiments du plateau continental, n'a été utilisée que pour la détermination des densités de l'extrémité sud du profil n° 11 (fig. II.1 et II.11).

Les erreurs possibles dans le calcul de l'attraction des

couches sédimentaires sont dues, d'une part à l'imprécision de la courbe de Nafe et Drake, d'autre part à une détermination éventuellement incorrecte de la morphologie de ces couches (sur les profils de sismique réflexion) et des vitesses qui leur sont attribuées (d'après les enregistrements de sismique réfraction).

On doit cependant remarquer que, dans le cas de modèles en équilibre isostatique (avec une compensation profonde), les erreurs sur la profondeur des réflecteurs influent davantage sur la forme de l'attraction calculée que les erreurs sur la détermination des densités. Les modèles ont été prolongés pour le calcul de part et d'autre de la structure étudiée, pour éviter les effets de bord.

Les vitesses du socle acoustique déterminées sur les bouées (5.2 à 5.96 km/s) sont dans la gamme des vitesses caractéristiques de la couche 2 océanique (Le Pichon, 1969 ; Goslin et al., 1972). La densité adoptée pour l'ensemble de la couche basaltique dans tous les modèles est de  $2.65 \text{ g/cm}^3$ , déduite de la courbe de Nafe et Drake citée par Talwani et al. (1959 b).

Si la densité et l'épaisseur des couches 2 et 3 en domaine océanique typique peuvent être estimées (Le Pichon, 1969 ; Goslin et al., 1972), nous serons amenés à tester deux classes de modèles pour la structure profonde de la dorsale de Walvis.

- a) des modèles où la structure profonde sous la dorsale est totalement différente de celle de la croûte océanique normale et comprend, par exemple, une pile de matériau léger (serpentinite ou péridotite serpentinisée) ;
- b) des modèles où la répartition des densités sous la dorsale sera voisine de celle de la croûte dans les bassins avoisinants ( $2.65 \text{ g/cm}^3$ ,  $2.95 \text{ g/cm}^3$ ,  $3.4 \text{ g/cm}^3$ ).

Il faut insister sur le fait que, dans ce dernier cas, rien ne permet d'affirmer que, sous la dorsale de Walvis, la nature des couches est la même que celle des couches constituant une croûte océanique

normale, même si leurs densités sont très voisines.

L'hypothèse de base adoptée implique que le poids d'une colonne de surface unité est égal à celui d'une colonne de référence, en tout point de la structure. Cette colonne de référence, située loin de la dorsale de Walvis, est constituée par une croûte océanique typique (Le Pichon, 1969). Ainsi, lorsqu'on change de modèle on ne fait que modifier la répartition des masses à la verticale des points où on réalise l'équilibre isostatique. De faibles variations de topographie ou de densité des couches n'entraîneront pas de différences notables de l'attraction calculée : ces variations resteront inférieures à celles qui sont dues à des sources peu profondes et ne permettront donc pas d'effectuer un choix entre les modèles (Bott, 1971). Seuls des modèles très différents (selon la présence ou l'absence de matériau léger sous la dorsale de Walvis, par exemple) produiront des anomalies calculées très dissemblables.

### 3. résultats

Les différents modèles ont été testés sur les profils n° 2, 9 et 11. La discussion qui suit portera essentiellement sur le profil n° 9 qui occupe une position centrale et n'est pas situé trop loin des endroits où on a déterminé les vitesses (bouées n° 13, 14, 15, 17, table II.1). Les résultats sont semblables pour le profil n° 2 (fig. II.11).

Le profil n° 11 est celui qui présente les plus grandes difficultés d'interprétation : son extrémité SSE est située dans une région complexe de jonction entre la marge et la dorsale de Walvis. De plus, la faible longueur du profil dans le bassin d'Angola ne permet pas de connaître le champ régional avec précision.

- modèles où la compensation est réalisée par la présence de matériau très léger sous la dorsale

Le calcul de l'anomalie de Bouguer (fig. II.6) semblait

indiquer que la compensation était due à des masses profondes à faible contraste de densité. En effet, le gradient moyen de l'anomalie de Bouguer est très régulier et reste inférieur à 0.9 mgal/km. Des modèles comprenant une pile de matériau léger sous la dorsale de Walvis ont cependant été testés (fig. II.7). Un essai de modèles de ce type a été suggéré par les nombreux dragages dans les régions de zones de fracture, ayant révélé la présence de serpentinite ou de péridotite serpentinisée (Bonatti, 1968). La densité de ce matériau léger a été choisie égale à  $2.4 \text{ g/cm}^3$  (Vine, communication personnelle). Cette valeur est voisine de la densité la plus faible admise pour les serpentinites (Hatherton, 1967). L'isostasie locale est réalisée au sens de Pratt dans un tel modèle, par variation latérale de densité (Bott et al., 1971 ; Pålmason, 1971). Le contraste de densité étant particulièrement fort, le corps léger sera peu épais (fig. II.7). Le résultat de l'attraction due à un tel modèle est représentée sur la fig. II.7. Une augmentation de la densité attribuée à la masse compensatrice aurait pour effet principal d'accroître l'attraction au niveau des crêtes de la dorsale de Walvis, ce qui améliorerait l'accord avec le champ observé sur ces portions du profil. Mais l'attraction calculée croîtrait également dans les bassins adjacents (par suite de l'hypothèse d'équilibre isostatique), où elle est déjà supérieure à l'attraction observée de plus de 20 mgals. Un tel modèle montre que la compensation de la dorsale de Walvis n'est pas réalisée par la présence d'un corps léger et peu profond à l'aplomb de cette dorsale.

- modèles où la compensation est réalisée par une variation d'épaisseur des couches constituant la croûte

En l'absence de mesures de réfraction profonde, du type de celles dont disposait Bowin (1973) pour la dorsale du 90° Est, nous avons dû émettre des hypothèses sur la morphologie des couches 2 et 3 sous la dorsale de Walvis et tester plusieurs types de modèles :

. modèles où l'épaisseur de la couche 2 est constante :

On a supposé que cette couche, probablement constituée de basaltes de type "pillow-lavas" avait une densité voisine de  $2.65 \text{ g/cm}^3$  (pour une vitesse des ondes P de l'ordre de 5.5 km/s) (Le Pichon, 1969 ; Bott et al., 1971). Il faut remarquer que des mesures de vitesse réalisées sur des échantillons ont donné des valeurs inférieures à 5.0 km/



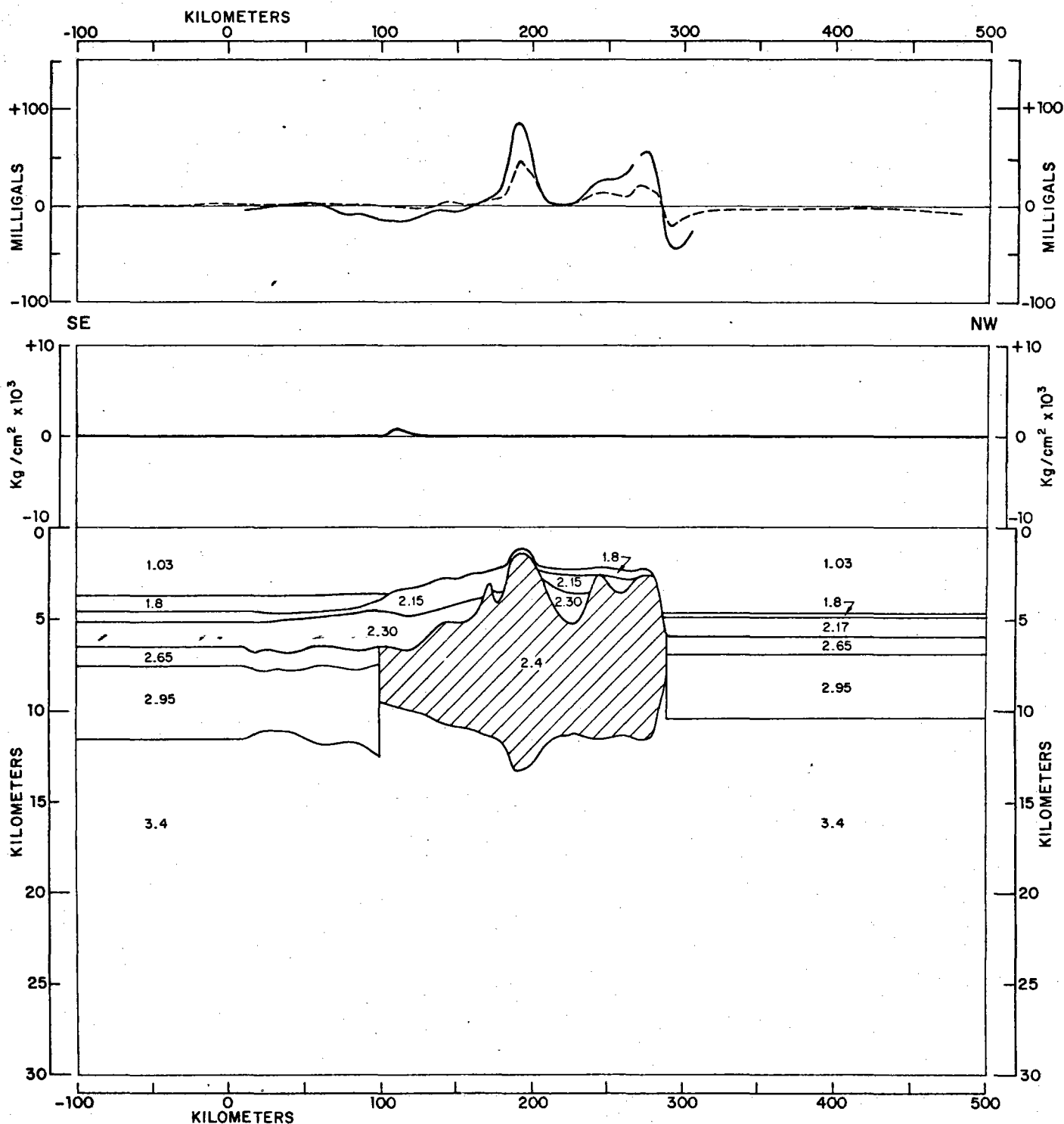


Figure II.7 : Modèle gravimétrique de la dorsale de Walvis le long du profil 9. Les densités des couches sédimentaires sont obtenues à partir des vitesses des ondes sismiques, à l'aide de la courbe de Nafe et Drake (in Talwani et al., 1959 b). Le poids d'une colonne de surface unité a été calculé tous les 10 km le long du profil. La courbe du milieu de la figure représente les variations de ce poids par rapport à celui d'une colonne de référence, située loin de la dorsale de Walvis. La courbe supérieure en trait plein représente l'anomalie à l'air libre le long du profil n° 9.

Hypothèse de compensation isostatique par un corps léger (représenté hachuré sur le modèle, densité  $2.4 \text{ g/cm}^3$ ). L'attraction calculée pour ce modèle est figurée par la courbe pointillée.

pour des basaltes océaniques de densité voisine de  $2.65 \text{ g/cm}^3$  (Baret et Aumento, 1970) ou des "pillow-lavas" ophiolitiques (Lort et Matthews, 1972).

Le résultat de ces modèles pour le profil n° 9 est donné par la figure II.8. On constate que le modèle, où l'épaisseur de la couche 2 en domaine océanique typique a été posée égale à 1 km, cause une attraction calculée satisfaisante sur la plus grande longueur du profil. Toutefois, le creux de l'extrémité nord n'est pas assez marqué. Une épaisseur de 1 km est dans la gamme de celles déjà citées pour la couche 2 (Bott<sup>et al.</sup>, 1971 ; Bottinga, 1973, table 2 ; Goslin et al., 1972, figure 6). Il semble toutefois que ce type de modèle ne rende pas correctement compte du maximum observé au passage du flanc nord (voir fig. II.8 et fig. II.9). Les profondeurs atteintes par la racine de densité  $2.95 \text{ g/cm}^3$  sont voisines de 28 km pour les profils n°9 et 2.

- modèles à rapport constant entre les épaisseurs des couches 2 et 3 (Morgan, communication personnelle). Dans ce cas, on se donne l'épaisseur de la couche 2, loin de la structure, soit environ 1 km et un rapport d'épaisseur couche 2/couche 3, voisin de 0.25 pour obtenir une croûte océanique typique (Le Pichon, 1969 ; Bottinga, 1973, entre autres).

Une telle hypothèse conduit à une interface entre la couche 2 et la couche 3 presque horizontale et assez lisse (fig. II.9). L'attraction calculée est très proche de celle observée au-dessus de la dorsale de Walvis (fig. II.9), les différences restant toujours inférieures à 15 mgals et inférieures à 10 mgals sur la majeure partie du profil. Encore une fois, on doit noter que l'attraction calculée n'est pas très différente de celle due au modèle où l'épaisseur de la couche 2 était maintenue constante puisqu'on n'a

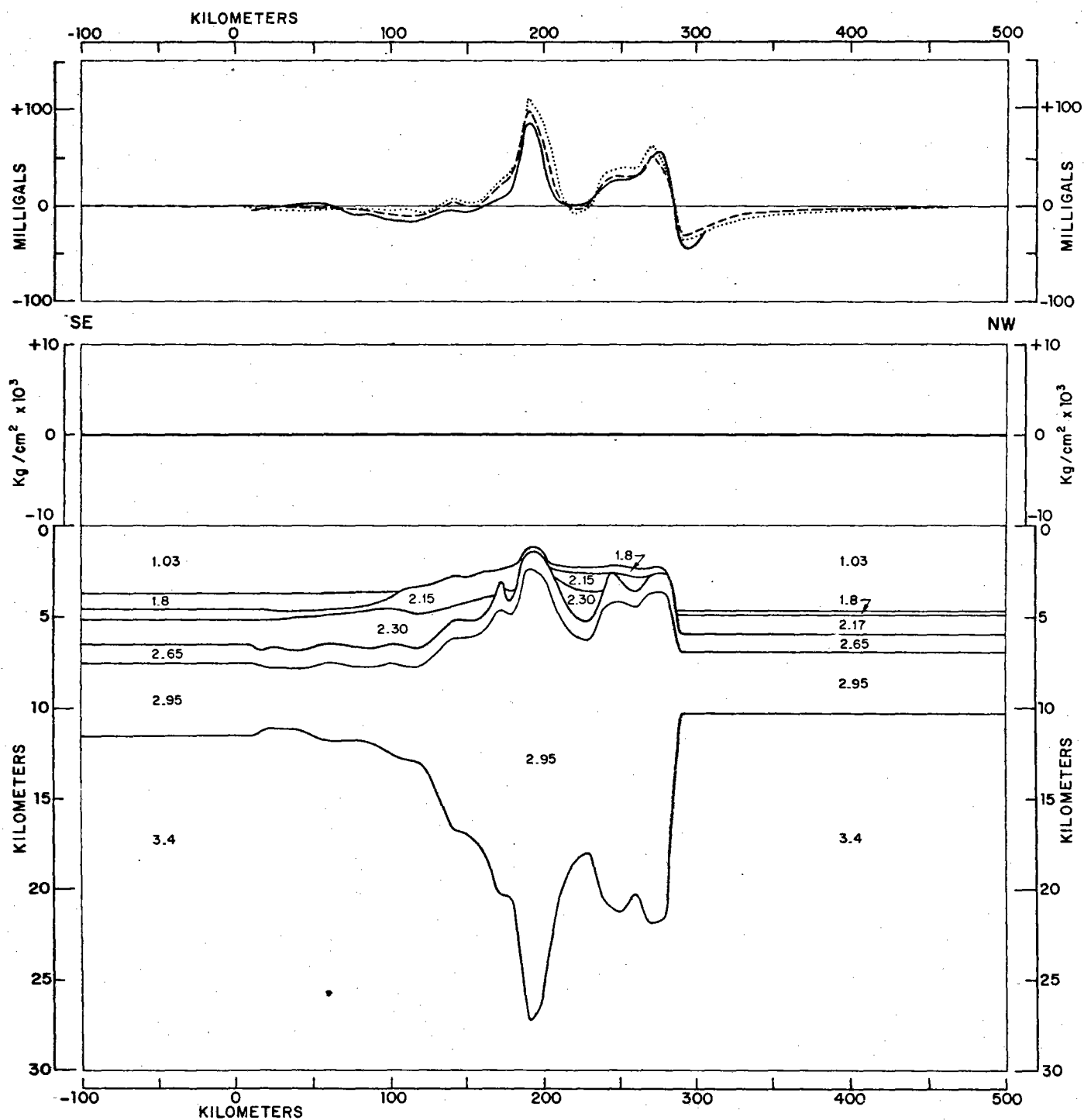


Figure II.8 : Hypothèse d'épaisseur de la couche 2 basaltique (densité  $2.65 \text{ g/cm}^3$ ) uniforme et égale à 1 kilomètre. La courbe tiretée représente l'attraction due à ce modèle. La courbe pointillée, l'attraction calculée pour une épaisseur uniforme de la couche 2 égale à 2 kilomètres (modèle non représenté).

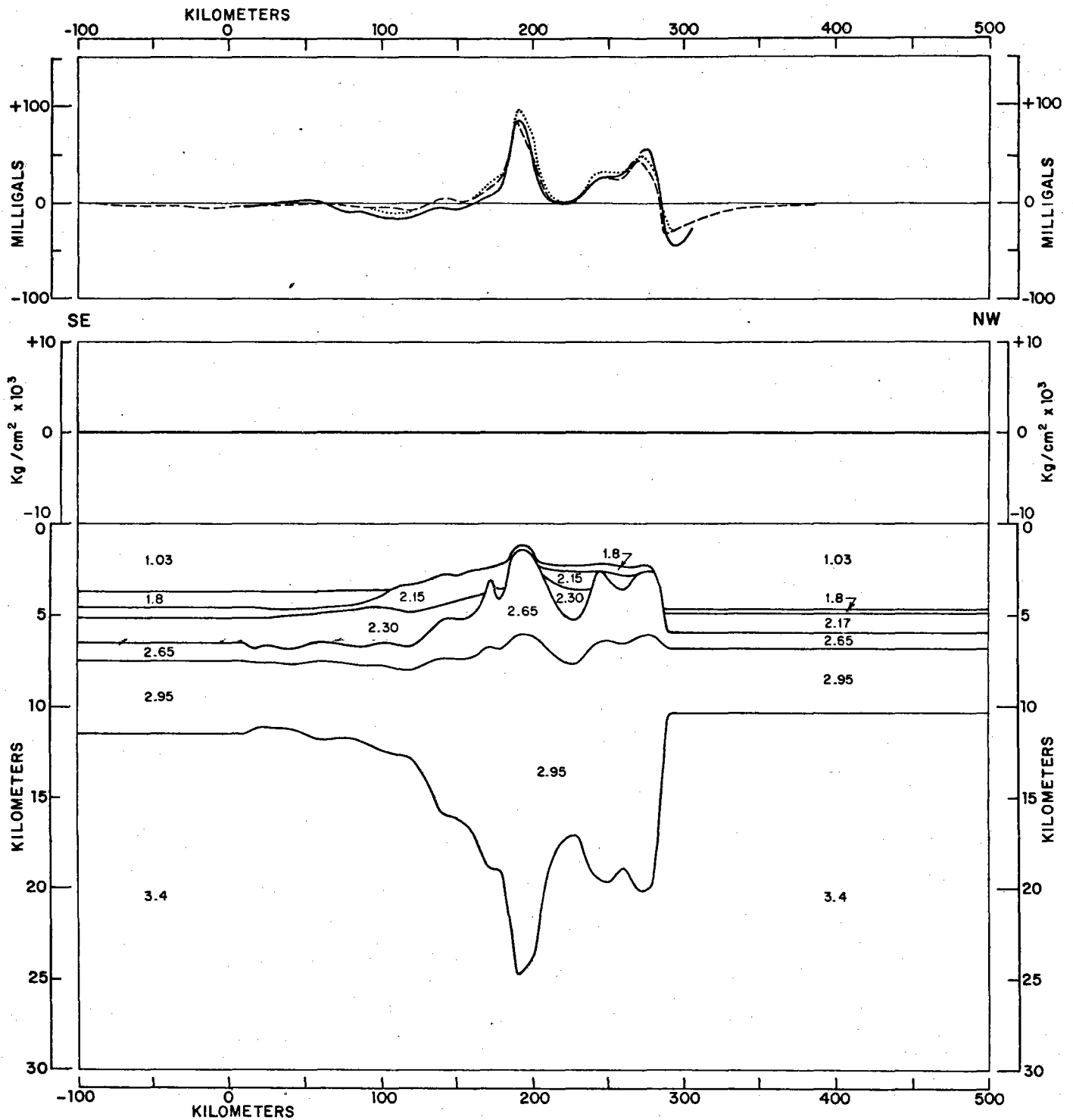


Figure II.9 : Hypothèse d'un rapport constant (égal à 0,25) entre les épaisseurs de la couche 2 et de la couche 3. Dans ce modèle, les épaisseurs respectives des couches 2 et 3 en domaine océanique typique, ont été choisies égales à 1 et 4 kilomètres. La courbe en tireté représente l'attraction due à ce modèle. La courbe en pointillé montre, à titre de comparaison, l'attraction due au modèle de la figure II.8.

fait que modifier la répartition des densités des couches compensatrices.

La profondeur atteinte par la racine légère est inférieure d'environ 3 km à celle atteinte dans les modèles à épaisseur constante de basalte (on a, en effet, rapproché de la surface une partie de la masse compensatrice).

Dans les trois modèles précédents, l'équilibre isostatique est réalisé localement (dans notre cas particulier, en tous les points de calcul, espacés de 10 kilomètres). Il s'ensuit que la forme des interfaces profondes obtenue est peu réaliste et paraît trop hachée (figs. II.7, II.8, et II.9). Ces interfaces ont ensuite été introduites, une fois lissées visuellement à partir du meilleur d'entre les modèles précédents, / <sup>dans le but</sup> d'obtenir une morphologie probablement plus conforme à la réalité (figs. II.10 et II.11). Dans ce cas, l'équilibre isostatique cesse d'être local et devient "régional", à l'échelle de quelques dizaines de kilomètres (fig. II.10).

Ces déviations de l'équilibre n'introduisent que localement des attractions inférieures à 5 mgals. La profondeur atteinte par la racine légère est très voisine de celle des modèles à rapport constant (figures II.9 et II.10).

Dans tous les modèles essayés (sauf dans celui où le matériel léger est présent) la compensation a été réalisée par variation d'épaisseur des couches 2 et 3 (compensation au sens d'Airy). La possibilité que la racine légère soit constituée par une couche océanique "anormale" ne pouvait <sup>pourtant</sup> pas être exclue, en l'absence de profils de réfraction profonde dans la région de la dorsale. Nous avons essayé, comme cela a été suggéré par Pålmason (1971) et Bott et al. (1971) à propos de l'Islande et Bowin (1973) à propos de la dorsale du 90° Est, d'introduire une couche 3 épaissie de densité anormale - voisine de  $3.05 \text{ g/cm}^3$  - sous la dorsale. Les résultats ont été moins bons que lorsque la densité de la couche 3 était prise égale à  $2.95 \text{ g/cm}^3$  sur toute la longueur des profils, les différences restant cependant assez faibles.

### III. Discussion et conclusion de l'étude par gravimétrie et sismique réfractio

1. L'hypothèse de base de tous les modèles présentés, à savoir l'équilibre isostatique local de la dorsale de Walvis est justifiée a

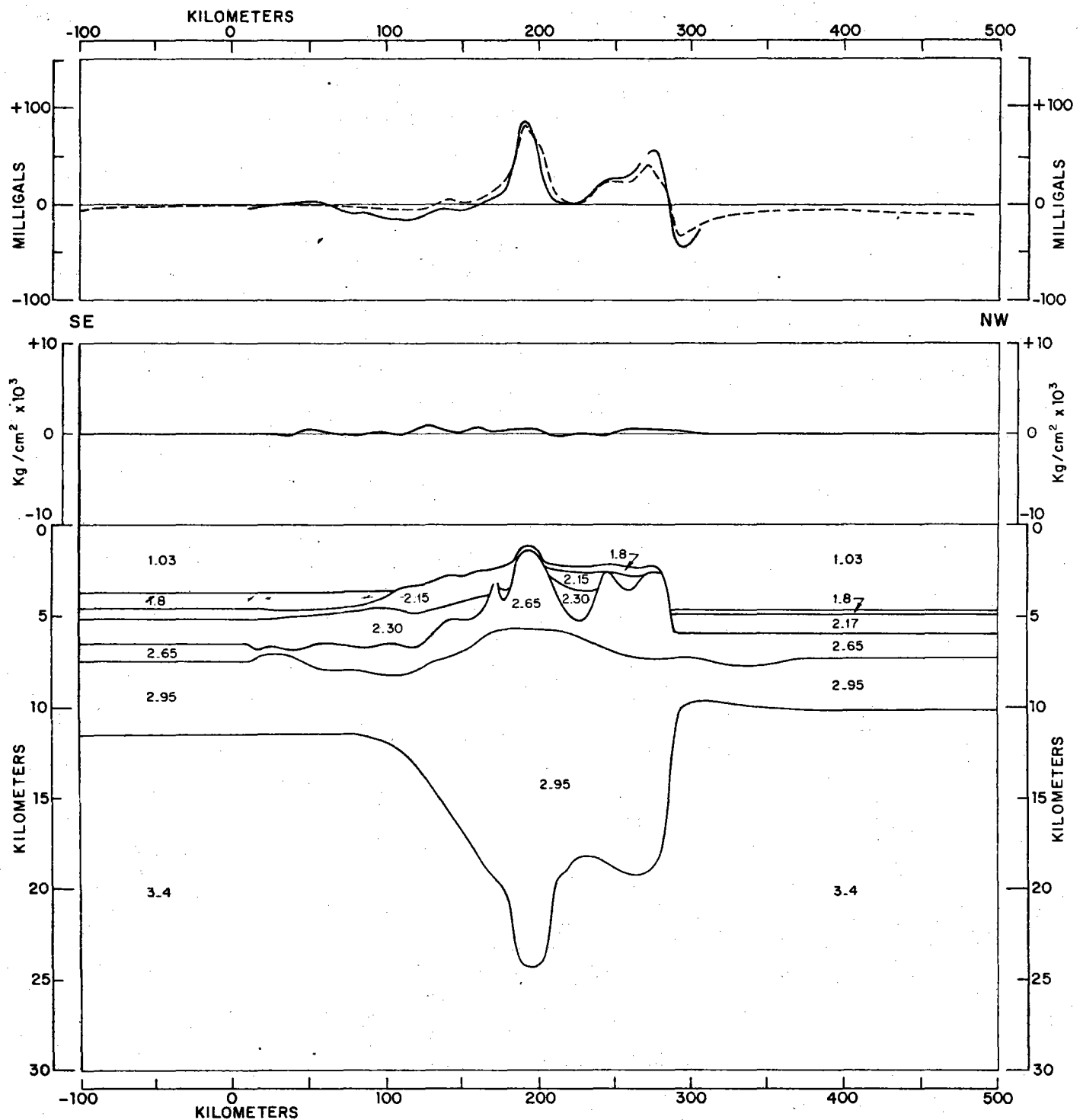


Figure II.10 : Dans ce modèle, les interfaces entre la couche 2 et la couche 3 et entre la couche 3 et le manteau ont été lissées. La courbe tiretée représente l'attraction due au modèle. La courbe du milieu de la figure représente les déviations des poids de colonnes de surface unité calculés tous les 10 kilomètres, par rapport à une colonne de référence située loin de la dorsale de Walvis.

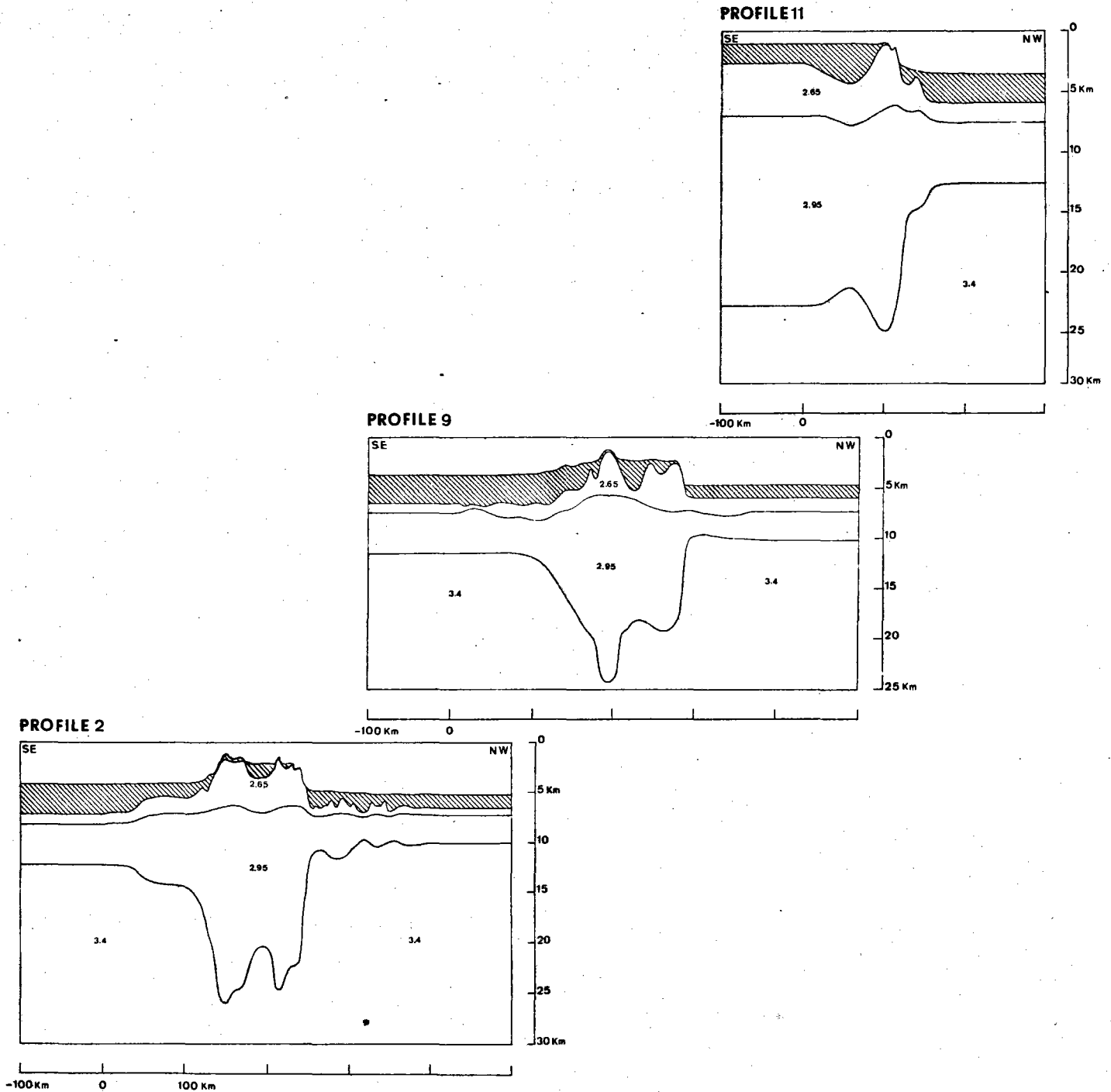


Figure II.11 : Modèles de la structure profonde de la dorsale de Walvis le long des profils 2, 9, 11. Les interfaces situées sous le socle acoustique ont été lissées. La couverture sédimentaire est figurée en hachuré. Les densités attribuées à la couche 2, à la couche 3 et au manteau sont respectivement égales à 2.65 g/cm<sup>3</sup>, 2.95 g/cm<sup>3</sup>, 3.4 g/cm<sup>3</sup>. Le flanc nord de la dorsale se trouve à droite de la figure sur tous les profils.

posteriori par la bonne concordance entre l'attraction observée et celle calculée pour ces modèles. Il est évident qu'on peut créer une infinité d'autres modèles, ne serait-ce qu'en changeant légèrement les densités attribuées aux couches sédimentaires (et encore plus celles attribuées aux couches 2, 3 et au manteau supérieur moins bien connues), tout en restant dans le cadre de cette hypothèse. Mais seuls des modèles radicalement différents (par la présence ou l'absence de matériau très léger à faible profondeur sous la dorsale, par exemple) produiront des attractions d'allure très dissemblables. L'hypothèse d'isostasie détermine donc des "groupes" de modèles (selon les options choisies pour les couches inférieures). Les attractions calculées ont une allure voisine pour tous les modèles d'un même groupe. Les imperfections locales d'ajustement entre l'anomalie observée et l'attraction calculée pourraient être atténuées en déséquilibrant localement la structure. Il semblerait cependant surprenant, alors que les modèles où l'équilibre est réalisé, établis le long de trois profils espacés sur le segment oriental de la dorsale, rendent compte des anomalies observées, que cet équilibre ne soit pas réel.

2. Nous suggérons, d'après la forme de l'anomalie de Bouguer et le résultat satisfaisant obtenu pour un modèle très simple (fig. II.6) que la dorsale de Walvis est compensée à une profondeur de 25 à 30 km par un corps de matériau léger, présentant un contraste de densité de l'ordre de  $-0.4 \text{ g/cm}^3$  par rapport au manteau supérieur adjacent.

3. Les modèles gravimétriques détaillés (figs. II.7 à II.11) suggèrent, en l'absence de résultats de sismique réfraction profonde, que la dorsale de Walvis surmonte une "racine" de matériau de densité voisine de  $2.95 \text{ g/cm}^3$ , densité de la couche 3 océanique. Cette racine atteint une profondeur de 25 à 30 km, alors que le Moho est situé à 10 ou 15 km dans les bassins adjacents. Elle a une forme comparable sur les trois profils. L'examen des cartes bathymétriques, d'anomalie à l'air libre, de profondeur du socle et de couverture sédimentaire (figs. I.3, I.4, I.9, I.10) suggérait <sup>deja</sup> que la dorsale de Walvis était une structure cylindrique jusqu'au socle acoustique. Le résultat des essais de modèles gravimétriques permet d'étendre en profondeur cette structure cylindrique jusqu'au Moho. Aucune donnée ne nous permet de conclure que la nature et la composition chimique de cette racine sont les mêmes que celles d'une couche 3 océanique typique. D'autre part, sa densité apparaît



inférieure à celle du manteau anormal présent sous les dorsales médio-océaniques (Talwani et al., 1965). Il semble donc qu'il existe, sous la dorsale de Walvis, une croûte océanique anormale, créée par des processus de différenciation magmatique différents de ceux que l'on rencontre sous les dorsales médio-océaniques ou les monts sous-marins. De tels mécanismes, produisant une couche océanique anormale, ont été proposés par Bott et al. (1971) pour expliquer la formation du seuil Islande-Faeroes et attribués à la présence sous l'Islande d'un point chaud (Morgan, 1971, 1972 a, 1972 b).

Wilson (1965) a proposé l'existence de points chauds, au-dessus desquels se déplacent les plaques de lithosphère, pour expliquer la formation de chaînes de volcans (Hawaii-Empereur, par exemple) ou de rides aseismiques (dorsale de Walvis, ride de Rio Grande). Deux profils d'anomalie gravimétrique à l'air libre au-dessus de la chaîne d'Hawaii sont présentés sur la figure II.12 pour comparaison avec les profils effectués au-dessus de la dorsale de Walvis (le profil A d'après Dehlinger, 1969, le profil B d'après Lucas, 1971).

L'anomalie à l'air libre au-dessus de la chaîne d'Hawaii (150 mgals) est beaucoup plus importante qu'au-dessus de la dorsale de Walvis et ne présente pas de minimum au centre de la structure. Ceci indique la présence d'un excès de masse le long de la chaîne volcanique d'Hawaii. De part et d'autre de la chaîne, l'anomalie à l'air libre présente deux remontées (de l'ordre de 40 mgals) de grande extension (plus de 400 kilomètres). L'excès de masse a causé un enfoncement de la chaîne d'Hawaii, créant une dépression sur les bords de la chaîne (fosse d'Hawaii) et une flexure de la croûte océanique vers le haut s'étendant sur plus de 400 km (Walcott, 1969 ; Lucas, 1971). Sur le profil n° 2 au-dessus de la dorsale de Walvis, au contraire, l'anomalie revient à des valeurs faibles (moins de 15

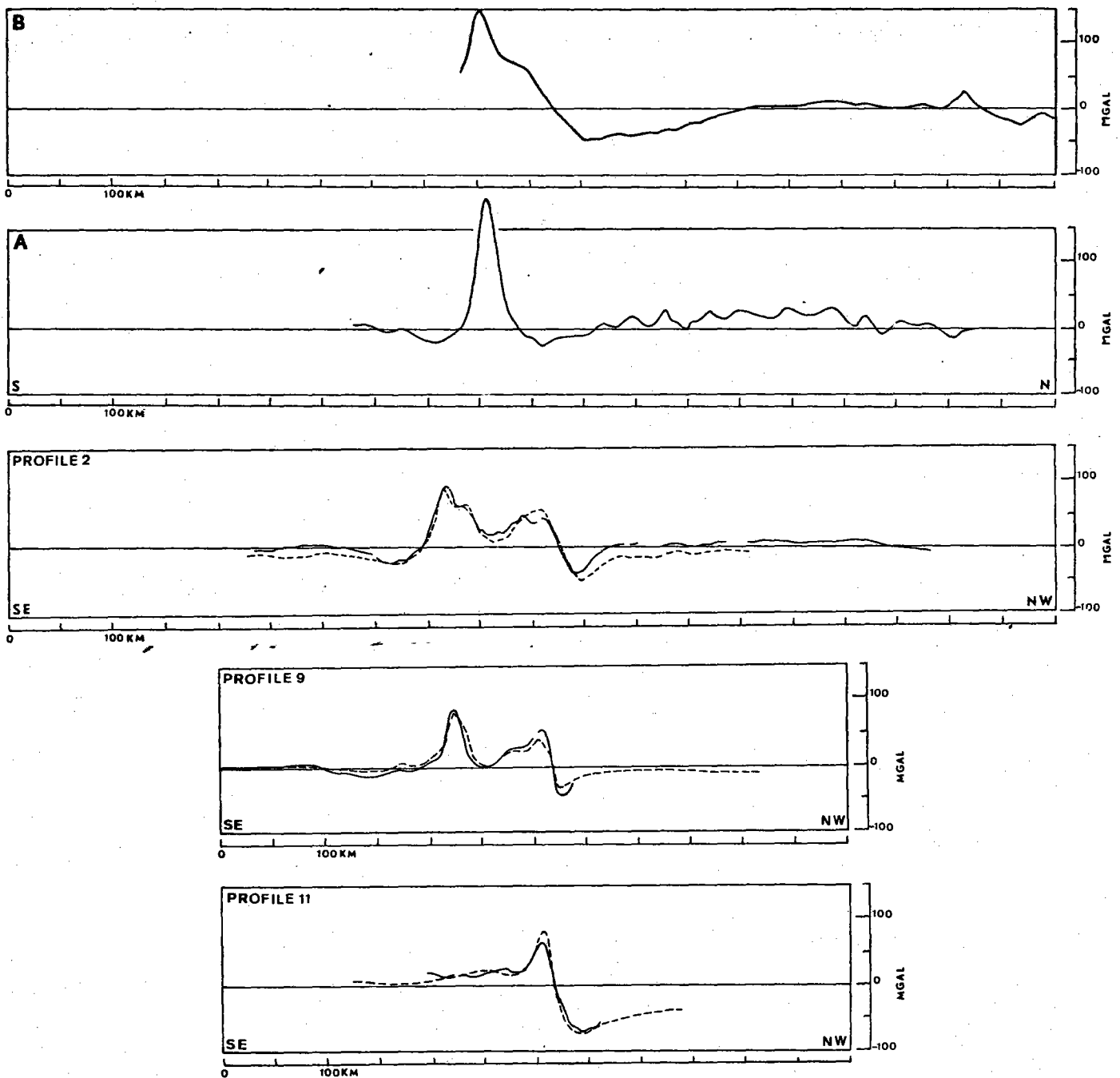


Figure II.12 : Résultat du calcul de l'attraction gravimétrique pour les modèles de la figure II.11. Les courbes pleines représentent l'anomalie observée le long des profils 2, 9, 11, les courbes pointillées l'attraction calculée. Les profils A et B ont été observés au-dessus de la chaîne de volcans sous-marins d'Hawaii, respectivement par Dehlinger (1969) et Lucas (1971).

mgals) dès qu'on s'éloigne de plus de 50 kilomètres de la structure et ne présente pas de tendance. Il semble donc que la dorsale de Walvis ait été compensée lors de sa création et n'ait pas constitué un excès de masse surchargeant la lithosphère. Si tel n'a pas été le cas, la dorsale de Walvis aurait de toute façon été formée alors que la lithosphère était encore récente et peu rigide. Ainsi, un réajustement isostatique par enfoncement de la dorsale aurait pu se produire sans provoquer de flexure de la lithosphère sur une grande étendue, comme il s'en est probablement produit au large de la chaîne de volcans d'Hawaii. Ces arguments sont en faveur de la formation de la dorsale de Walvis au fur et à mesure de l'ouverture de l'Atlantique sud.

4. La dorsale de Walvis se prolonge vers l'Est sous la marge continentale africaine. Une racine légère atteignant une profondeur de 25 - 30 km est présente sur le profil n° 11 (figs. II.1 et II.11), situé à mi-hauteur de la pente continentale. Cette prolongation est confirmée par les résultats de réfraction sur le plateau continental (le long du profil n° 7, figs. II.1, II.4 a et II.4 b). Ces résultats indiquent également que la dorsale de Walvis a été présente dès le début de la formation de l'Atlantique sud. Sa direction a pu être contrôlée par celle de zones de faiblesses beaucoup plus anciennes se prolongeant dans le continent africain (bassin d'Ovamboland, par exemple ; Hedberg, communication personnelle).

5. La morphologie du socle acoustique du plateau continental d'Afrique du Sud-Ouest au Sud du Cap Frio est complexe. Les directions structurales de ce substratum n'ont pas de rapport étroit avec celles des unités géologiques connues à terre ; l'histoire sédimentaire de ce plateau a été dominée - jusqu'à la fin du Tertiaire, au moins - par une alternance de phases d'intense érosion des régions du plateau situées à faible profondeur par les courants de fond et de phases de dépôt sédimentaire dans les dépressions du socle. La subsidence de la marge continentale a sans doute été fortement influencée par les mouvements tectoniques ayant affecté la terminai-

son orientale de la dorsale de Walvis. Elle est très variable entre les différentes régions du plateau ; une profonde dépression semble s'être formée dans la prolongation du bassin central suspendu de la dorsale et avoir subi une phase de subsidence particulièrement importante au début du Tertiaire.

---

Les résultats exposés dans ce chapitre sont l'aboutissement d'un travail effectué en collaboration avec J.C. Sibuet (CNEXO - COB). Les programmes de projection des paramètres physiques sur un azimut donné, dus à J. Bonnin, ont été adaptés à la projection des horizons sismiques par J. Goslin et J. C. Sibuet. X. Le Pichon et J.C. Sibuet ont relu et critiqué différentes versions du manuscrit. Ce chapitre, complété par certains éléments du chapitre III, sera prochainement publié sous forme d'un article dans le "Bulletin of the Geological Society of America".

### Chapitre III. Revue critique des hypothèses d'ouverture de l'Atlantique sud et de formation de la dorsale de Walvis

Les rides aséismiques, structures majeures des fonds de l'océan mondial, encore mal connues, constituent un centre d'intérêt pour les études actuelles de géologie et de géophysique marines. Selon certains auteurs (entre autres, Morgan, 1972 b, Wilson, 1973), elles pourraient être utilisées comme un guide pour déterminer les mouvements passés des plaques par rapport au manteau. Deux rides aseismiques de grande importance sont connues dans l'Atlantique sud : la ride de Rio Grande sépare le bassin du Brésil de celui d'Argentine, la dorsale de Walvis forme la frontière entre le bassin d'Angola et celui du Cap (fig. II-1). Toute hypothèse de formation de l'Atlantique sud doit tenir compte de la présence de ces deux structures, d'une part pour essayer d'en expliquer l'origine, d'autre part à cause des contraintes que leurs directions imposent à tout modèle cinématique d'ouverture de l'Atlantique sud.

Nous examinerons les différentes hypothèses proposées pour cette ouverture en nous attachant, dans chacune, au rôle attribué aux deux rides aséismiques et, plus particulièrement, à la dorsale de Walvis dans chacune de ces hypothèses. Puis, nous nous efforcerons de tester ces différentes hypothèses à l'aide des résultats récents sur la terminaison orientale de la dorsale de Walvis, présentés au début de ce travail.

Il est important de définir ici ce qu'on désigne par "mouvements relatifs" et "mouvements par rapport au manteau" des plaques lithosphériques.

Le mouvement relatif de deux plaques est le mouvement de l'une des plaques décrit dans un repère, ou bien fixé à l'autre plaque, ou bien commun aux deux plaques. Ce mouvement est à prendre seul en considération lorsqu'on étudie les phénomènes sismiques ou tectoniques à la frontière des deux plaques considérées. Les directions transformantes sont parallèles aux petits cercles centrés sur le pôle de la rotation qui décrit le mouvement relatif.

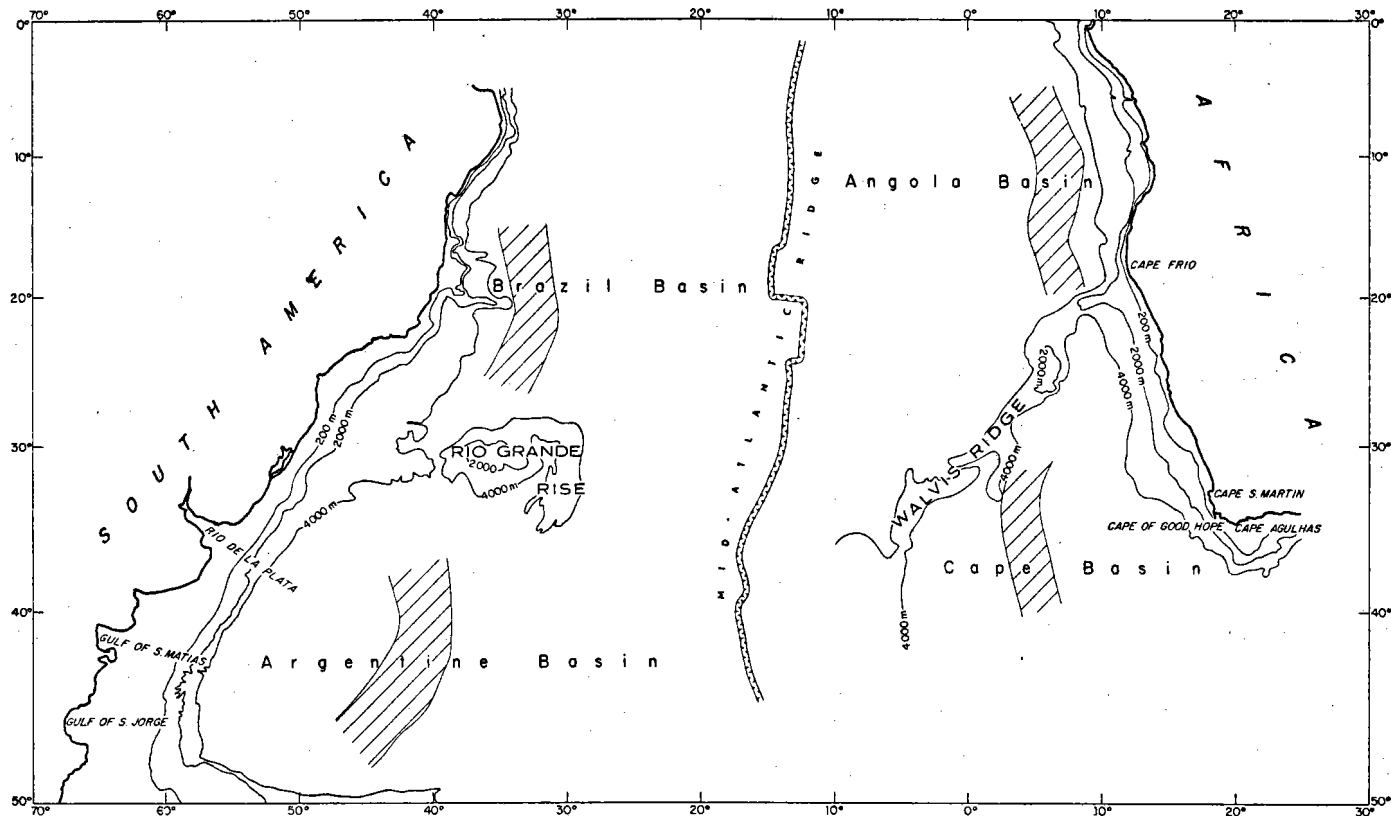


Figure III.1 : Carte simplifiée de l'Atlantique sud. Projection de Mercator.

Les contours bathymétriques sont tracés d'après la carte du Monde (USNOO, 1961). La dorsale medio-atlantique a été placée d'après les épicentres des séismes (Barazangi et Dorman, 1969). Les zones magnétiques calmes (Masle et Philipps, 1972) ont été modifiées par les données de la campagne 67 du N.O. Atlantis II (Uchupi et Emery, 1972) et les données publiées par Rabinowitz (1972). Elles sont indiquées en hachuré.

Morgan (1972 a) a supposé que les points chauds du manteau forment un repère rigide (à de légères déformations près, dont l'amplitude est toujours très inférieure, d'après cet auteur, aux amplitudes des mouvements relatifs des plaques). Le fait que les points chauds atteignent une grande profondeur dans le manteau semble favoriser une telle absence de mouvements entre les points chauds. Nous manquons de résultats sur les autres structures de l'Atlantique sud que Morgan (1972 b) a attribuées à des points chauds pour discuter son hypothèse dans cette région. Nous la supposerons vérifiée dans la suite et nous attribuerons aux termes "mouvement par rapport au manteau" le sens de "mouvement par rapport à un repère rigide lié au manteau et constitué par l'ensemble des points chauds".

1) Hypothèse supposant que la formation des rides aséismiques a été postérieure à celle des fonds océaniques environnants (Ewing et al., 1966). Dans cette hypothèse, déjà ancienne, les rides aséismiques auraient été formées par un soulèvement pliocène de la croûte océanique le long de zones de faiblesse ayant été actives par intermittence dès l'Eocène. Un tel mécanisme expliquerait, d'après Ewing et al., la dissymétrie existant entre les flancs nord et sud des deux rides aséismiques et l'absence de couverture post-pliocène. La conservation de sédiments pélagiques anté-éocènes indiquerait qu'aucun volcanisme important n'aurait accompagné ce soulèvement. Cette hypothèse est reprise par Dickson et al. (1968), qui attribuent le soulèvement à un relâchement entre 75 M.A. et 50 M.A. environ de contraintes accumulées pendant une période de très faible expansion.

2) Hypothèses supposant que la formation des deux rides aséismiques a été contemporaine de celle de la croûte océanique adjacente.

a) Hypothèse des failles transformantes. Le Pichon (1968), Francheteau (1970), Le Pichon et Hayes (1971), Francheteau et Le Pichon (1972) accordent un rôle important aux directions transformantes dans la création des segments des rides aséismiques les plus proches des marges. En effet, une bonne concordance existe entre la direction des petits cercles d'ouverture initiale proposés par ces auteurs et

la direction des flancs nord des rides aséismiques. Les contraintes mécaniques, qui sont très fortes au début de l'ouverture, auraient guidé le mouvement initial des plaques Afrique et Amérique du Sud. L'ouverture aurait débuté au Crétacé inférieur (135 à 125 M.A.) (Amaral et al., 1966 ; Siedner et Miller, 1968) et les rides aséismiques auraient été présentes dès le début de l'ouverture. Pour Le Pichon (1968) et Francheteau (1970), la largeur différente des bassins du Cap et d'Argentine, ainsi que la plus grande distance entre la ride du Rio Grande et la marge continentale du Brésil qu'entre la dorsale de Walvis et la marge africaine, seraient les conséquences d'un saut de la dorsale médio-atlantique vers l'Est, peu après le début de l'ouverture. Un tel déplacement de la dorsale médio-atlantique n'apparaît pas sur les données de magnétisme de Masclé et Philipps (1972 a). Pour ces auteurs (1972 b), cette dissymétrie serait due à des taux d'expansion différents de part et d'autre de la dorsale médio-atlantique, au Sud d'une ligne constituée par la ride de Rio Grande et la dorsale de Walvis.

Le Pichon et Hayes (1971) et Francheteau et Le Pichon (1972) attribuent la formation des segments Nord-Sud des deux rides aséismiques (nommé banc de Valdivia en ce qui concerne le segment Nord-Sud de la dorsale de Walvis) à un relâchement brutal des contraintes accumulées dans la lithosphère, lors de la migration du pôle d'ouverture de l'Atlantique sud à la fin du Crétacé. Ils rejettent l'hypothèse de création des rides aséismiques par un point chaud, en remarquant que les segments Nord-Sud sont parallèles, alors qu'ils devraient diverger dans le cas de la présence d'un point chaud.

Pour Sclater et McKenzie (sous presse), les rides aséismiques auraient été formées en même temps que la croûte océanique adjacente, et auraient donc été présentes dès le début de l'ouverture de l'Atlantique sud. Ces auteurs ne discutent pas l'origine de ces structures ; ils citent la possibilité d'une ouverture de l'Atlantique sud vers l'Albien-Aptien (105-110 M.A.). Une telle date aurait pour conséquence un taux d'expansion jusqu'à 80 M.A., double de celui admis dans les autres hypothèses.



Les hypothèses citées plus haut ne précisent pas si des mouvements verticaux ont affecté les rides aséismiques. Des résultats de sédimentologie et de micropaléontologie (Maxwell et al., 1970 a ; Pastouret et Goslin, en préparation) permettent cependant de penser qu'elles ont subi, depuis leur formation à faible profondeur, une subsidence de l'ordre de 2 000 mètres.

b) Hypothèse du point chaud. Wilson (1965), Dietz et Holden (1970), Morgan (1971, 1972 a, 1972 b), Ladd et al. (1973), Vogt et Johnson (sous presse), attribuent la création de la ride de Rio Grande et de la dorsale de Walvis à la présence d'un point chaud.

Pour Dietz et Holden (1970), le mouvement de l'Afrique par rapport au manteau durant le Crétacé aurait été une dérive vers le Nord, accompagnée par une rotation senestre jusqu'à la fermeture de la Téthys, au début du Cénozoïque (65 M.A.). Au cours du Cénozoïque, le mouvement de l'Afrique par rapport au manteau aurait été dirigé vers le Nord-Est.

Morgan (1972 b) pense que les points chauds, qu'il associe aux îles de l'Atlantique telles que Bouvet, Tristan da Cunha, Sainte-Hélène, Ascension, Açores, et Islande seraient le moteur du mouvement des plaques responsable de la création de cet océan ; des manifestations plus anciennes de certains de ces points chauds seraient présentes sur le continent africain (par exemple, volcanisme Kaoko, Siedner et Miller, 1968) et américain (par exemple, basaltes de la Serra Geral, Amaral et al., 1966). La structure en échelon de la dorsale de Walvis, succession de directions transformantes et de directions à peu près perpendiculaires, n'est pas expliquée par Morgan.

Pour Ladd et al. (1973), dans le cas où le point chaud serait toujours resté au voisinage de la dorsale médio-atlantique, le magma aurait été extrudé à travers des zones de faiblesse telles que la vallée axiale ou les failles transformantes actives. Un tel mécanisme pourrait produire des structures en échelon, même si le mouvement de la plaque au-dessus du point chaud était décrit par un seul pôle de

rotation. Un changement important de la direction du mouvement de la plaque Afrique au-dessus du manteau aurait eu lieu vers la fin du Crétacé (80 M.A.). Ces auteurs considèrent que la présence d'un point chaud est en contradiction avec l'accord entre les directions des flancs nord de la dorsale de Walvis et de la ride du Rio Grande et les directions d'ouverture théoriques calculées par Le Pichon et Hayes (1971), mais ne précisent pas les raisons d'une telle contradiction.

Enfin, pour Vogt et Johnson (sous presse), les points chauds pourraient avoir un grand diamètre et une structure irrégulière. Ainsi, leurs expressions topographiques superficielles pourraient ne pas traduire précisément les mouvements des plaques par rapport au manteau, ce qui expliquerait, entre autres, le fait que les segments Nord-Sud des deux structures aséismiques - médian pour la dorsale de Walvis, oriental pour la ride de Rio Grande - soient parallèles (fig. III.1) et non divergents, comme ce serait le cas pour un point chaud d'extension plus limitée, d'après Le Pichon et Hayes (1971).

## II. Critiques des hypothèses d'ouverture de l'Atlantique sud et de formation de la dorsale de Walvis

Nous ne disposons pour la dorsale de Walvis, à l'Ouest du méridien 5° E, que des données bathymétriques publiées par Simpson (1970 a), Uchupi (1971), Emery (1972) et des données magnétiques de Dickson et al. (1968) et de Mascle et Philipps (1972). Ce manque de données sur le segment occidental de la dorsale nous empêchera - à une exception près - d'éliminer totalement une ou plusieurs des hypothèses présentées plus haut. Nous verrons plutôt de quelle façon les données récentes justifient ou infirment ces hypothèses, et nous en préciserons les limites de validité.

a) Les données de micropaléontologie, de sédimentologie et de gravimétrie permettent de rejeter l'hypothèse de formation des rides aséismiques

...

de l'Atlantique sud lors d'une phase tectonique cénozoïque (Ewing et al., 1966). En effet, une carotte prélevée sur le banc de Valdivia (Saito et al., 1966) est constituée de sédiments datés du Crétacé supérieur (70 M.A.). L'analyse de fossiles prélevés sur le flanc nord de la dorsale de Walvis, au milieu du segment oriental (extrémité nord du profil 9 de la campagne Walda), attribue un âge voisin de 100 M.A. à cette région de la dorsale (Albien - Cenomanien). Les sédiments ne semblent pas avoir été remaniés (Pastouret et Goslin, en préparation). Les fossiles appartiennent à des espèces caractéristiques de régions peu profondes, ce qui suggère que le segment oriental de la dorsale de Walvis a subi une importante subsidence, sa formation ayant eu lieu par des fonds de l'ordre de 500 m. Maxwell et al. (1970 a) attribuent également un âge Crétacé à la ride de Rio Grande et mentionnent la possibilité d'une subsidence importante de cette structure.

L'identification d'une série de réflecteurs forts, limite supérieure des déformations tectoniques, avec l'horizon A (voir Chapitre I), semble exclure la possibilité qu'une importante phase tectonique postérieure à la déposition de cet horizon a pu affecter la dorsale de Walvis. L'horizon A est daté de la fin du Crétacé au début de l'Eocène dans le bassin du Cap.

Enfin, les résultats de gravimétrie sont en faveur d'une création de la dorsale de Walvis alors que la lithosphère de cette région était encore récente et peu rigide (Chapitre II).

b) Critique de l'hypothèse des failles transformantes. Le Pichon (1968), Le Pichon et Hayes (1971) et Francheteau et Le Pichon (1972) ont attribué la création des rides aséismiques à des mécanismes du type de ceux intervenant le long des failles transformantes. Il est certain que les directions des flancs nord de la dorsale de Walvis (figs. I.3 et I.9) et de la ride de Rio Grande sont en bon accord avec celles des petits cercles centrés sur le pôle initial d'ouverture suggéré par ces auteurs ( $21^{\circ} 5' N$ ,  $14^{\circ} W$ ). Les nouvelles données dont nous disposons sur la terminaison orientale de la dorsale de Walvis (figs I.3, I.5 et I.9) et sur les zones de fracture du Golfe de Guinée (Masclé, communication personnelle) confirment la position du pôle d'ouverture initiale.

Les données de Talwani et Eldholm (1973) ne permettent pas d'apporter une précision supplémentaire à la position du pôle de Francheteau et Le Pichon (1972). Nous avons tenté de préciser la durée de validité du pôle d'ouverture initial proposé par Le Pichon et Hayes (1971) à l'aide de cartes bathymétriques plus récentes (Uchupi, 1971) que celles dont disposaient ces auteurs. D'après la longueur du flanc nord de la dorsale de Walvis, il semble que l'angle d'ouverture lors de la première phase serait voisin de  $20^\circ$ , l'angle proposé par Le Pichon et Hayes étant de  $26,3^\circ$ . Une telle détermination de l'angle d'ouverture d'après la longueur d'une portion de petit cercle n'est exacte que si, d'une part, la limite du continent n'a pas été modifiée sensiblement par des phénomènes plus récents - un dépôt sédimentaire important, par exemple - ; d'autre part, s'il n'y a pas eu de mouvement par rapport au manteau du pôle de rotation de la plaque Afrique. Dans ce cas, si on suppose un taux d'ouverture constant de  $0,41$  degré par million d'années, soit environ  $3,4$  cm/an au niveau de la ligne Walvis - Rio Grande (Sclater et McKenzie, sous presse), le pôle initial aurait été valide durant 50 millions d'années environ. Si le début de l'ouverture a été correctement daté, d'après le volcanisme à terre (Amaral et al., 1966 ; Siedner et Miller, 1968), au début du Crétacé (130 M.A.) le changement de pôle se serait produit vers 80 M.A. (Crétacé supérieur). On doit toutefois remarquer qu'un tel angle d'ouverture par rapport au pôle initial augmenterait la superposition partielle des zones magnétiques calmes (fig. III.2).

Masclé et Philipps (1972 b) ont émis l'hypothèse d'une expansion asymétrique des fonds océaniques au Sud d'une ligne constituée par la ride de Rio Grande et la dorsale de Walvis, pour expliquer la différence de largeur et l'asymétrie de position des zones magnétiques calmes des bassins d'Argentine et du Cap (figure III.1). L'existence d'une dissymétrie de l'expansion récente, depuis le Pliocène, est montrée d'autre part par Loomis et Morgan (sous presse) sur cinq profils magnétiques situés entre  $28^\circ$  S et  $43^\circ$  S. Cette hypothèse, si elle ne propose pas de solution au problème de la création des segments Nord-Sud des rides aiséismiques et du segment occidental de la dorsale de Walvis, permet de rendre compte en partie de la topographie importante de ces structures. Durant la phase d'expansion asymétrique (proba-

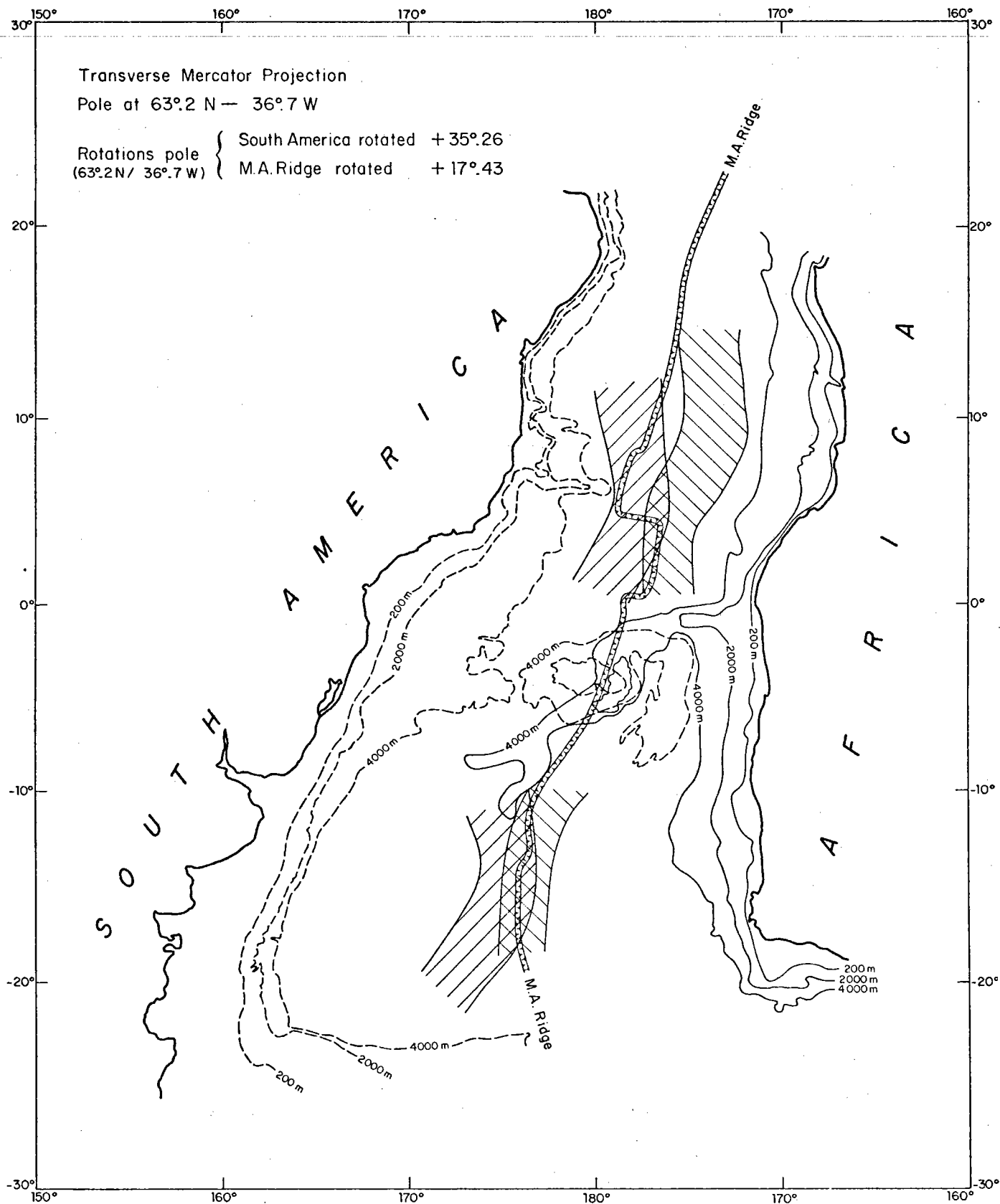


Figure III.2 : Projection<sup>de</sup> Mercator oblique. Pôle de projection  $63^{\circ}.2\text{ N} - 36^{\circ}.7\text{ W}$ . L'Afrique a été maintenue fixe, l'Amérique du Sud a subi une rotation de pôle  $63^{\circ}.2\text{ N} - 36^{\circ}.7\text{ W}$  ( $+35^{\circ}.26$ ) pour occuper la position qu'elle avait à la fin de la première phase d'ouverture (Francheteau et Le Pichon, 1972). Les sources de données sont les mêmes que celles de la figure III.1.

blement pendant toute la première phase de l'ouverture - soit 50 millions d'années - ), un décalage serait alors créé entre deux segments de dorsale médio-atlantique, selon une direction transformante. Un tel mécanisme rend possible la création d'une faille transformante, sans qu'il existe un décalage dans les lignes de côtes au moment de la séparation des continents ; cette absence de décalage sur les marges au niveau des rides aséismiques était considérée par Francheteau et Le Pichon comme un des points non expliqués par leur hypothèse (1972).

Certains traits de la dorsale de Walvis la distinguent cependant d'autres zones de fracture, et indiquent que d'autres mécanismes que ceux agissant le long des failles transformantes sont entrés en jeu lors de sa création.

- La morphologie superficielle de la dorsale de Walvis ressemble à celle de zones de fracture connues dans l'Atlantique telles les failles Gibbs (Fleming et al., 1970 ; Olivet et al., sous presse) ou Vema (Van Andel et al., 1971). En revanche, son expression topographique est beaucoup plus importante que celle de ces zones de fracture : la largeur du segment oriental est en effet toujours supérieure à 130 km, et son élévation au-dessus des bassins adjacents est de l'ordre de 2 500 mètres. Les reliefs de la faille Gibbs, par exemple, n'excèdent pas 1 000 mètres et leur largeur reste inférieure à 40 km.
- Il semble que certaines zones de fracture très importantes soient en équilibre isostatique (zone de fracture de Mendocino, Sibuet et al., en préparation; zones de fracture de l'Atlantique équatorial, Cochran, sous presse). La différence entre les signatures gravimétriques de ces zones de fracture et celle de la dorsale de Walvis est sans doute en partie due aux différences de topographie, mais pourrait être liée également à des causes profondes.
- Enfin, si les segments Nord-Sud des deux rides aséismiques peuvent avoir été formés lors d'un épisode tectonique majeur à la fin du Crétacé à la suite de la migration du pôle d'ouverture de l'Atlantique sud (Francheteau, 1970 ; Le Pichon et Hayes, 1971 ; Francheteau et Le Pichon, 1972), on ne peut pas admettre la présence d'une faille

transformante contrôlant la direction Nord-Est - Sud-Ouest du segment occidental de la dorsale de Walvis et liée au pôle d'ouverture actuel de l'Atlantique sud ( $67^{\circ} 3' N$ ,  $39^{\circ} 5' W$ , Le Pichon et Hayes, 1971). Le manque de données bathymétriques ne nous permet pas d'exclure que ce dernier segment possède une structure en échelon, (formée de portions parallèles aux cercles centrés sur le pôle d'ouverture actuel, et de portions transverses) ayant été contrôlée uniquement par des mécanismes de failles transformantes. Un segment homologue devrait alors être présent sur la plaque Amérique du Sud.

c) Discussion de l'hypothèse du point chaud. Le terme "point chaud" sera utilisé dans la suite pour désigner une zone de manteau anormal, semblable à celles dont l'existence est supposée par Morgan (1971, 1972 a, 1972 b). Trop peu de choses sont actuellement connues sur d'éventuels points chauds pour que nous puissions attribuer à ce terme un sens plus précis. On supposera d'autre part que les points chauds constituent un repère rigide lié au manteau.

Les résultats des analyses chimiques de basaltes dragués sur la dorsale de Walvis (Bougault, communication personnelle), montrent que ces basaltes diffèrent à la fois des basaltes des dorsales médio-océaniques et des basaltes insulaires, en particulier par la distribution de leurs terres rares. Cette distribution est proche, par contre, de celle des basaltes provenant de la dorsale du  $90^{\circ}$  Est, dont la création a été attribuée à un point chaud par Bowin (1973) et de celles d'autres rides aséismiques, telles que la ride des Cocos ou le seuil Islande-Faeroès (Hekinian, sous presse).

Les résultats de l'étude gravimétrique du segment oriental de la dorsale de Walvis (Chapitre II) montrent que cette structure est compensée en profondeur par une masse de densité voisine de  $2.95 \text{ g/cm}^3$ . On a montré au chapitre II qu'il était peu probable que cette masse soit constituée par une zone de manteau anormal, du type de celle existant sous les dorsales médio-océaniques (Talwani et al., 1965), mais qu'il s'agirait plutôt d'une couche 3 d'épaisseur et de caractéristiques anormales. Palmason (1970), d'après des résultats de sismique réfraction, admet l'existence sous l'Islande d'une couche de

densité  $3.0 \text{ g/cm}^3$ , épaisse d'environ 10 km, soit plus du double de la couche océanique normale. Bott et al. (1971) adoptent une densité de  $2.90 \text{ g/cm}^3$  pour une couche épaisse de 15 à 20 km sous le seuil Islande-Faeroes et Bowin (1973), une densité de  $3.05 \text{ g/cm}^3$  pour une racine de 15 km sous la dorsale du  $90^\circ$  Est. Il semble donc que la présence d'une couche épaisse de densité voisine de  $3.0 \text{ g/cm}^3$  soit un trait caractéristique commun à plusieurs dorsales aséismiques. La mise en place de cette couche pourrait être due à une remontée de matériau provenant de zones anormales du manteau, et soumise à des phénomènes de différenciation magmatique particuliers. Seul un tel mécanisme semble pouvoir rendre compte de l'importance topographique de dorsales aséismiques telles que la dorsale de Walvis (Morgan, communication personnelle).

d) Hypothèse proposée. L'hypothèse de la création de la dorsale de Walvis par un point chaud permet d'expliquer la pétrologie et la structure profonde du segment oriental, ainsi que l'importance de l'expression topographique de la dorsale. Nous verrons plus loin à quelles conditions un tel mécanisme de formation permet de rendre compte des directions des trois segments principaux (chapitre I). L'influence de zones de faiblesse préexistantes dans la lithosphère a été très importante lors de la mise en place de cette dorsale, comme en témoigne l'accord entre la direction de ces zones de faiblesse et celle des unités morphologiques et structurales du segment oriental.

Le point chaud, après avoir eu des manifestations à terre au début de l'ouverture de l'Atlantique sud (volcanisme Kaoko et Sera Geral, par exemple), serait resté au voisinage de la dorsale médio-atlantique, pendant toute la première phase d'ouverture (Burke et Wilson, 1972 ; Wilson, 1973). Les segments les plus proches des marges auraient été créés pendant cette phase (jusque vers 80 M.A.). Les segments Nord-Sud auraient été créés au moment de la migration du pôle de rotation de l'Atlantique sud, à la fin du Crétacé. Le point chaud se serait trouvé sous la plaque africaine depuis le début du Cénozoïque (70 M.A. environ) : une telle situation explique l'absence de tout relief reliant la ride du Rio Grande à la dorsale médio-atlantique.

Cette hypothèse présente des limites de validité qu'il est essentiel de noter :



- L'accord entre les directions du flanc nord de la dorsale de Walvis et des cercles centrés sur le pôle d'ouverture initiale (Le Pichon et Hayes, 1971) implique que les directions des mouvements de la plaque Afrique relativement à l'Amérique du Sud et par rapport au manteau aient été confondus pendant la première phase d'ouverture. Le mécanisme proposé par Morgan (1972 b) pour l'ouverture de l'Atlantique - à savoir que les points chauds sont responsables de l'ouverture et moteurs du mouvement - contribuerait à satisfaire une telle condition.
- La création des segments Nord-Sud des rides aséismiques par passage des plaques Afrique et Amérique du Sud au-dessus d'un point chaud impliquerait que ces plaques se soient déplacées par rapport au manteau de 500 kilomètres environ vers le Nord à la fin du Crétacé. L'Afrique aurait poursuivi ce mouvement vers le Nord, par rapport au manteau, accompagné d'une rotation jusqu'à la fermeture de la Téthys, vers le début du Cénozoïque (65 M.A., Dietz et Holden, 1970), ou même jusqu'au commencement de l'activité du rift est-africain au début du Miocène (30 M.A., Burke et Wilson, 1972).

Une telle variation de la direction du mouvement de la plaque africaine par rapport au manteau peut sembler difficile à admettre, si les points chauds constituent le moteur du mouvement des plaques. Elle devrait se traduire sur d'autres structures attribuées aux points chauds dans l'Atlantique, pour lesquelles nous manquons de données. Si on suppose, au contraire, que le mouvement de l'Afrique par rapport au manteau peut être décrit par un seul pôle, le mécanisme suivant peut être proposé pour expliquer la structure en échelon de la dorsale de Walvis (Ladd et al., 1973 ; Le Pichon, communication personnelle). Le point chaud est une structure de grandes dimensions (150 kilomètres de diamètre d'après Morgan, 1972 a). Le magma en provenance du manteau est extrudé à travers la zone de faiblesse de la lithosphère la plus appropriée. A la suite du mouvement de la plaque, cette zone de faiblesse s'éloigne du point chaud. L'extrusion s'effectue alors à travers une nouvelle zone de faiblesse, avec création éventuelle d'une ride transverse aux directions transformantes. Les dimensions de chaque portion de la ride aséismique ainsi créée dépendent des caractéristiques

téristiques géométriques et physiques du point chaud.

En résumé, l'hypothèse de la création de la dorsale de Walvis et de la ride du Rio Grande par un point chaud reste liée :

- à une définition précise du point chaud et à certaines caractéristiques géométriques et physiques que le point chaud doit posséder ;
- à une meilleure connaissance de la cinématique des mouvements par rapport au manteau des continents bordant l'Atlantique.

Cette hypothèse permet cependant, dans l'état actuel de nos connaissances, d'expliquer certains traits caractéristiques de la dorsale de Walvis, qui la distinguent d'autres structures majeures de l'océan mondial et qu'on retrouve sur d'autres rides aséismiques : importante expression topographique, pétrologie particulière et présence d'une racine de matériau léger de 15 à 20 kilomètres. Elle n'entraîne pas de contradiction irréductible avec les hypothèses antérieures. La position du pôle initial d'ouverture pour l'Atlantique sud ne semble pas devoir être sensiblement modifiée.

## BIBLIOGRAPHIE

- Amaral, G., Gordani, U.G., Kawashita, K. et Reynolds, J.H., 1966, Potassium argon dates on basaltic rocks from southern Brazil, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, 159-189.
- Barrett, O. et Aumento, F., 1970, The Mid-Atlantic ridge near 45°N. XI - Seismic velocity, density and layering of the crust. *Can. J. Earth Sci.*, 7, pp. 1117-1124.
- Barazangi, M. et Dorman, J., 1969, World seismicity maps compiled from ESSA and Geodetic Survey, Epicenters Data 1961-1967, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 50.
- Bonatti, E., 1968, Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic ridge, *Nature*, 219, pp. 363-364.
- Bott, M.H.P., 1971, *The Interior of the Earth*, Edward Arnold publishers, Londres, 316 pages.
- Bott, M.H.P., Browitt, C.W.A. et Stacey, A.P., 1971, The deep structure of the Iceland - Faeroe Ridge, *Mar. Geophys. Res.*, 1, pp. 328-351.
- Bottinga, Y., Thermal aspects of sea-floor spreading, and the nature of the sub-oceanic lithosphere. *Sous presse, Tectonophysics*.
- Bowin, C.D., 1973, Origin of the Ninetyeast ridge from studies near the equator. *Sous presse, J. Geophys. Res.*
- Bowin, C.D., Aldrich, T.C. et Folinsbee, R.A., 1972, VSA Gravity Meter System : Test and Recent Developments, *Jour. Geophys. Research*, 77, p. 2018-2023.
- Bryan, G.M. et Simpson, E.S.W., 1971. Seismic refraction measurements on the continental shelf between the Orange River and Cape Town, in *The Geology of the East Atlantic continental margin. 4 - Africa ICSU/SCOR Working Party 31 Symposium Cambridge 1970*. Delany F.M. (editor) Rep. No 70/16 Inst. Geol. Sci. 209 pp.

.../...

Bullard, E.C., Everett, J.E. et Smith, A.G., 1965, The fit of the continents around the Atlantic, in A symposium on continental drift , P.M.S. Blackett, E. Bullard, S.K. Runcorn, eds, London. Phil. Trans. Roy. Soc. A, vol. 258, p. 41-51.

Burke, K.C. et Wilson, J.T., 1972, Is the African plate stationary ?, Nature, 239, 387-390.

Cain, J.C., Heindricks, S.J. Daniels, W.E. et Jensen, D.C., 1968, Computation of the main geomagnetic field from spherical harmonic expansions, NSSDC 68-11, Data User's Note.

Carey, S.W., 1958, A tectonic approach to continental drift, in Continental Drift, A symposium, S.W. Carey, ed., University of Tasmania, Hobart. p. 177-355.

Chart of the World US Naval Oceanographic Office, Washington DC. 1961. Mercator projection. Scale 1. 39 000 000 at the equator.

Cochran, J.R., Gravity and magnetic investigations in the Guinea basin, Western Equatorial Atlantic (sous presse).

Dehlinger, P., 1969, Gravity and its relation to topography and geology of the Pacific Ocean, in The Earth's crust and Upper mantle. Structure, dynamic processes and their relation to deep-seated geological phenomena, P.J. Hart ed., 735 p., Amer. Geophys. Un. Washington.

Dehlinger, P., Couch, R.W., Mc Manus, D.A. et Gemperle, M., 1970, Northeast Pacific Structure, in The Sea, Maxwell A.E., ed., Wiley-Interscience, New-York, 664 p.

Dickson, G.O., Pitman III, W.C., et Heirtzler, J.R., 1968, Magnetic anomalies in the South Atlantic and Ocean floor spreading, J. Geophys. Res. , 73, p. 2087-2100.

.../...

Dietz, R.S. et Holden, J.C., 1970, Reconstruction of Pangea : break-up and dispersion of the continents, Permian to Present. J. Geophys. Res. 75, p. 4939-4956.

Duplessis, A., Scrutton, R.A., Barnaby<sup>A.</sup> et Simpson, E.S.W., 1972, Shallow structure of the continental margin of southwestern Africa. Jour. Mar. Geol., 13, p. 77-89.

Emery, K.O., 1972, Eastern Atlantic continental margin program of the IDOE (GX-28193). Some results of 1972 cruise of r.v. Atlantis II. Unpublished manuscript WHOI, ref. 72-54.

Ewing, J.I., 1963 , Elementary theory of seismic refraction and reflection measurements, in The Sea, Hill, M.N., ed., pp. 3-19.

Ewing, M. et Lonardi, A.G., 1971, Sediment transport and distribution in the Argentine basin. V-Sedimentary structure of the Argentine margin, in Physics and Chemistry of the Earth, vol. 8, Pergamon Press, London, p. 123-252.

Ewing, M., Le Pichon, X., et Ewing, J., 1966, Crustal structure of the Mid-ocean Ridges. 4-Sediment distribution in the South Atlantic Ocean and the Cenozoic History of the Mid-Atlantic Ridge. J. Geophys. Res. , 71, p. 1611-1635.

Ewing, J., Windisch, C., et Ewing, M., 1970, Correlation of horizon A with Joides bore hole results. J. Geophys. Res. , 75, p. 5645-5653.

Ewing, M., Eittreim, S.L., Ewing, J., et Le Pichon, X., 1971, Sediment transport and distribution in the Argentine basin. III. Nepheloid layer and processes of sedimentation, in Physics and Chemistry of the Earth, vol. 8, Pergamon Press, London, p. 51-76.

Ewing, M., Carpenter, G., Windisch, C., et Ewing, J.I., 1973, Sediment distribution in the Oceans : the Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull., 84, pp. 71-88.

.../...

Fleming, H.S., Cherkis, N.Z., et Heirtzler, J.R., 1970, The Gibbs Fracture zone : a double fracture zone at 52°30'N in the Atlantic Ocean, Mar. Geophys. Res., 1, p. 37-45.

Fox, J.F., Heezen, B.O., et Harian, A.M., 1968, Abyssal antidunes, Nature, 220, p. 470-472.

Funnell, B.M. et Smith, A.G., 1968, Opening of the Atlantic Ocean, Nature, 219, p. 1328-1333.

Francheteau, J., 1970. Paleomagnetism and plate tectonics. Calif. Univ., Scripps Inst. Oceanog. Mar. Phys. Lab., 345 p. (S.I.O. ref. 70.30).

Francheteau, J., et Le Pichon, X., 1972, Marginal fracture zone as structural framework of continental margins in the South Atlantic Ocean, Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 56, p. 991-1007.

Geological Map of South West Africa showing mineral occurrences and gravity contours (Bouguer anomalies), 1963. Government and Stationery Office, Pretoria and Cape Town.

Goslin, J., Beuzart, P., Francheteau, J. et Le Pichon, X., 1972 , Thickening of the oceanic layer in the Pacific Ocean, Mar. Geophys. Res., 1, pp 418-427.

Hatherton, T., 1967 , A geophysical study of the Nelson-Cook Strait region, New Zealand. New Zealand Jour. Geology and Geophysics, 10, pp. 1330-1347.

Hekinian, R., 1972, Volcanics from the Walvis Ridge, Nature, 239, p. 91-93.

Hekinian, R., Petrology of the NinetyEast ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges, *sous presse*.

Hollister, C.D., Ewing, J.I., et al., 1972 ; Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Volume XI. pp. 704-711. Washington US. Government printing office.

.../...

Houtz, R., Ewing, J., et Le Pichon, X., 1968, Velocity of deep sea sediments from sonobuoys data, *J. Geophys. Res.*, 73, pp 2615-2641.

Jobert, G., 1973 , in *Traité de Géophysique interne - 1 - Sismologie et pesanteur.* Coulomb, J. et Jobert, G., editeurs. Masson Paris 646 p.

Johnson, G.L., et Schneider, E.D., 1969, Depositional Ridges in the North Atlantic, *Earth and Planet. Sci. Letters*, 6, p. 416-422.

Ladd, J.W., Dickson, G.O., et Pittman III, W.C., 1973, The age of the South Atlantic, in, A.E.M. Nairn and F.G. Stehli, eds., *The ocean basin and margins : The South Atlantic* . New-York, Plenum Pub. Corp.

Le Pichon, X., 1969, Models and structure for the oceanic crust, *Tectonophysics*, 7, p. 385-401.

Le Pichon, X., et Hayes, D.E., 1971, Marginal offsets, fractures zones and the early opening of the South Atlantic, *J. Geophys. Res.* , 76, p. 6283-6296.

Le Pichon, X., Ewing, J.I., et Houtz, R.E., 1968 , Deep sea sediment velocity determination made while reflection profiling, *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 2597-2614.

Leyden, R., Brian, G., et Ewing, M., 1972, Geophysical reconnaissance on African shelf : 2. Margin sediments from Gulf of Guinea to Walvis Ridge, *Am. Assoc. of Petroñ. Geologists Bull.*, 56, p. 682-693.

Loomis, T.P. et Morgan, W.J., sous presse, Sea floor spreading rate changes in the South Atlantic.

Lort, J.M., et Matthews, D.H., 1972 , Seismic velocities measured in rocks of the Troodos igneous complex, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 27, pp.383-392.

Lucas, W.H., 1971, Gravity anomalies and their relation to major tectonic features in the North Central Pacific. NOAA Technical Report ERL 214 - POL 6 CIS Department of Commerce . Boulder, Colorado.

Masle, J., et Phillips, J.D., 1972 a, Eastern Atlantic Continental Margin : Geomagnetic data. Technical Report Woods Hole Oceanographic Institution. Unpublished manuscript. WHOI ref 72 - 3.

Masle, J. et Phillips, J.D., 1972 b, Magnetic smooth zones in the South Atlantic, *Nature*, 240, pp. 80-84.

Matthews, D.J., 1939, Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echosounding and sound ranging, Hydrographic Department, London.

Maxwell, A.E., Von Herzen, R.P., Hsü, K.J., Andrews, J.E., Saito, T., Percival, S.F., Milow, E.D., Jr., Boyce, R.E., 1970 a, Deep Sea Drilling in the South Atlantic, *Science*, 168, p. 1047-1059.

Maxwell, A.E., et al., 1970 b, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Volume III. Washington U.S. Government printing office.

Morgan, W.J., 1971, Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 230, p. 42-48.

Morgan, W.J., 1972 a , Plate motions and deep mantle convection, *Geol. Soc. Am.*, Memoir 132.

Morgan, W.J., 1972 b, Deep mantle convection plumes and plate motions, *Amer. Assoc. of Petrol. Geologists Bull.*, 56, p. 203-213.

Neumann, G., et Pierson, W.J. Jr., 1966, Principles of physical oceanography. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 545 p.

Olivet, J.L., Le Pichon, X., Monti, S., et Sichel, B., Charlie Gibbs Fracture zone (sous presse, *J. Geophys. Res.*).

Palmason, G., 1971 , Crustal structure of Iceland from explosion seismology. *Societas scientiarum islandica*. Reykjavik.



Pastouret, L., et Goslin, J., Sediments peu profonds d'âge Crétacé dragués sur le flanc Nord de la dorsale de Walvis. En préparation.

Pautot, G., Auzende, J.M. et Le Pichon, X., 1970, Continuous deep-sea salt layer along North Atlantic margin related to early phase of rifting, Nature, 227, p. 351-354.

Pautot, G., Renard, V., Daniel, J. et Dupont, J., 1973, Morphology, limits, origin and age of the salt layer along South Atlantic African margin, Assoc. Petroleum Geologists Bull., 57.

Press, F., et Ewing, M., 1952, Magnetic anomalies over oceanic structures, Trans. Amer. Geophys. Un., 33, p. 349-355.

Rabinowitz, A.P., 1972, Gravity anomalies on the continental margin of Angola, Africa, J. Geophys. Res., 77, p. 6327-6347.

Raitt, R.W., 1963, Seismic refraction study of the Mendocino fracture zone. Abstracts of papers. Int. Assoc. Phys. Oceanog., 13th General Assembly, Berkeley, 6, 71.

Roberts, D.G., Bishop, D.G. et Laughton, A.S., 1970, New sedimentary basin on Rockall plateau, Nature, 225, p. 170-172.

Saito, T., Ewing, M. et Burckle, L.H., 1966, Tertiary sediments from the mid-atlantic ridge, Science, 151, pp. 1075-1079.

Sclater, J.G., et Detrick, R., 1973, Elevation of Midocean Ridges and the Basement Age of JOIDES Deep Sea Drilling Sites, Geol. Soc. Amer. Bull., 84, p. 1547-1554.

Sclater, J.G. et Francheteau, J., 1970, The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth, Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 20, p. 509-542.

Sclater, J.G. et McKenzie, D.P., The paleobathymetry of the South Atlantic (sous presse). Contribution of the Scripps Institution of Oceanography, new series MPL - U - 37/72.

Sibuet, J.C., 1972, Histoire Structurale du golfe de Gascogne. Thèse. Université de Strasbourg. 175 p.

Sibuet, J.C., Le Pichon, X. et Goslin, J., Thickness of the lithosphere deduced from the gravity edge effect across the Mendocino transform fault; en préparation.

Siedner, G., et Miller, J.A., 1968, K-Ar age determinations on basaltic rocks from Southwest Africa and their bearing on continental drift, Earth and Planet. Sci. Letters, 4, pp. 451-458.

Simpson, E.S.W., Bathymetric chart of the southeast Atlantic and southwest Indian Oceans, University Cape Town, Department of Geology, Chart 124 A.

Simpson, E.S.W., 1970, The geology of the SW African continental margin : a review. SCOR/IUGS Symposium on East Atlantic Continental Margins.

Sverdrup, H.U., Johnson, M.V. et Fleming, R.H., 1942, The oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 1087 p.

Talwani, M. et Eldholm, O., Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents, Nature, 241, p. 325-329.

Talwani, M., Heirtzler, J.R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structure of arbitrary shape, in : Computers in the mineral industries, G.A. Parks ed., Stanford University press, Stanford, California.

Talwani, M., Sutton, G.H., et Worzel, J.L., 1959 a ; A crustal section across the Puerto Rico trench, J. Geophys. Res., 64, pp. 1545-1555.

Talwani, M. Worzel, J.L., et Landisman, M., 1959 b ; Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, J. Geophys. Res., 64, pp. 49-59.

.../...

Talwani, M., Le Pichon, X., et Ewing, M., 1965, Crustal structure of the mid-ocean ridges 2. Computed model from gravity and seismic refraction data, *J. Geophys. Res.*, 70, pp. 341-352.

Talwani, M., Windisch, C.C. et Langseth, M.G., 1971, Reykjanes Ridge Crest : a detailed geophysical study, *J. Geophys. Res.*, 76, 473-517.

Taylor, P.T., Zietz, I., et Dennis, L.S., 1968, Geologic implications of aeromagnetic data for the eastern continental margin of the United states, *Geophysics*, 33, 755.

Uchupi, E., 1971, Bathymetric atlas of the Atlantic, Caribbean, and Gulf of Mexico. W.H.O.I. Ref. 71-72 (unpublished manuscript).

Uchupi, E., et Emery, K.O., 1972, Seismic reflection, magnetic, and gravity profiles of the eastern Atlantic continental margin and adjacent deep-sea floor. I - Cape Francis (South Africa) to Congo canyo (Republic of Zaïre), WHOI Ref. n° 72-95, (unpublished manuscript).

Van Andel, T.H., et Calvert, S.E., 1971, Evolution of sediment wedge, Walvis shelf, South West Africa, *J. Geol.*, 79, 585-602.

Van Andel, T.H., Von Herzen, R.P., et Phillips, J.D., 1971, The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates. *Mar. Geophys. Res.*, 1, p. 261-283.

Vogt, P.R., Anderson, C.N. et Bracey, D.R., 1971, Magnetic anomalies, sea floor spreading and geomagnetic reversals in the southwestern North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 76, 20, p. 4796-4823.

Walcott, R.I., 1969, Flexure of the lithosphere at Hawaiï, *Tectonophysics*, 9, pp. 435-446.

Wegener, A., 1929, *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Friedr. Vieweg, Braunschweig.

Wilson, J.T., 1965, Submarine fracture zones, aseismic ridges and the ICSU line : proposed western margin of the East Pacific Rise, *Nature*, 207, p. 907-911.

Wilson, J.T., 1973, Mantle plumes and plate motions, *Tectonophysics*, 19, 149-164.

Worzel, 1965, *Pendulum gravity measurements at sea (1936-1959)*. John Wiley and Sons, New-York, 1965, 422 p.

APPENDICE : Application de la méthode de Giese au dépouillement des  
profils de sismique réfraction marine par bouées perdues

INTRODUCTION : Limitations de la méthode d'Herglotz-Wiechert

I. Méthode de Giese

- (1) Principe
- (2) Limitations théoriques

II. Mise en oeuvre de la méthode de Giese en sismique réfraction marine par bouées

- (1) Tracé des courbes  $\frac{Z}{\Delta} = f\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$
- (2) Problèmes posés par des discontinuités de vitesse ou des gradients de vitesse décroissants
- (3) Lissages employés au cours du traitement

III. Essai d'estimation des erreurs sur un modèle

## INTRODUCTION : Limitations de la méthode d'Herglotz-Wiechert

Le traitement d'un enregistrement de sismique réfraction (ou de réflexion) revient à la solution du problème inverse. Si on connaît la pente  $\frac{dt}{d\Delta}$  de l'hodochrone (diagramme temps-distance) en un point  $(t_1, \Delta_1)$  qui est, dans le cas horizontal, l'inverse de la vitesse au point le plus bas du rai ressortant à la distance  $\Delta_1$  après un temps  $t_1$ , on peut trouver la profondeur  $Z$  de ce point bas, i.e. trouver la distribution  $Z(V)$ .

Cette loi est déterminée de façon unique par la formule d'Herglotz-Wiechert (1), pour peu que deux conditions restrictives soient remplies :

- l'intégrale (1) ne peut être calculée que si on connaît l'hodochrone de 0 à  $\Delta_1$  sans interruption.
- la solution est unique s'il n'existe pas de couche à moindre vitesse (Jobert, 1973).

En sismique réfraction marine par bouées perdues, pour des profils courts et des rais pénétrant uniquement dans les sédiments, les causes d'interruption des hodochrones de bouées perdues peuvent être multiples (Giese, 1970, cité par Perrier, 1973).

- 1- Il y a une discontinuité de vitesse du premier ordre, ce qui rejette à l'infini l'extrémité de la boucle correspondante de l'hodochrone.

...

---


$$(1) \quad Z(V) = \frac{1}{n} \int_0^{\Delta_1} \arg \operatorname{ch} \left( V_1 \frac{d}{d\Delta} (t(\Delta)) \right) d\Delta - V_1 \text{ étant la vitesse}$$

---

atteinte au point le plus bas - de profondeur  $Z$  - du rai ressortant à une distance  $\Delta_1$  de la source.

2- Ce profil est trop court et certaines extrémités des boucles sont en dehors de l'enregistrement.

3- Il existe une couche de sédiments à moindre vitesse.

4- L'enregistrement est bruyant et on ne reconnaît que les premières arrivées. Ceci est presque toujours le cas. Si les secondes arrivées forment des boucles importantes, négliger la contribution de ces boucles d'hodochrone conduira à des erreurs dans la résolution de l'intégrale (1). Souvent même, on ne reconnaît les premières arrivées que de façon discontinue entre l'origine et le point  $(t_1, \Delta_1)$  atteint par le rai, dont on cherche à déterminer la profondeur. Ceci a pour conséquence qu'on sait résoudre les lois de vitesse comportant un gradient, <sup>uniquement</sup> si celui-ci est détecté dans la couche sédimentaire supérieure.

Une méthode approchée, mise au point par P. Giese (1968), et basée sur les gradients locaux de vitesse, s'affranchit de ces inconvénients. Elle en présente d'autres, qui seront discutés plus loin.

## I. Méthode de Giese

### 1. Principe

Giese (1966, 1968) a montré que la détermination de la profondeur  $Z$  était liée au gradient local  $\frac{dv}{dz}$ . Il a constaté de plus que, pour des valeurs de gradients rencontrées dans la croûte continentale (de 10 à 400 m/s/km environ), les points de coordonnées  $(\frac{vt}{\Delta}, \frac{z}{\Delta})$  correspondant à un même gradient local s'ordonnaient sur des courbes dépendant de ce gradient, indépendamment de la distribution de vitesse dans les couches supérieures, pour peu qu'elle soit "raisonnable". Il faut souligner que ce fait est expérimental. Aucune démonstration n'en est donnée par Giese, pas plus qu'il ne précise la forme des distributions raisonnables de vitesse qu'il a considérées ( $v_1$  varie de 5.0 à 8.2 km/s). Dans le cas

...

d'une réflexion, si le milieu supérieur est homogène (de vitesse  $V_0$ ), la profondeur  $Z$  du milieu réflecteur est donnée par :

$$Z = \frac{\Delta}{2} \sqrt{\frac{Vt}{\Delta} - 1} \quad \text{avec } V = \frac{d\Delta}{dt}$$

En effet, la durée de propagation  $t$  d'un rai émergent à la distance  $\Delta$  est

$$t = \frac{1}{V_0} \sqrt{\Delta^2 + 4Z^2} = \frac{2}{V_0} \sqrt{\frac{\Delta^2}{4} + Z^2}$$

Or  $\frac{1}{V} = \frac{dt}{d\Delta} = \frac{\Delta}{2V_0} \cdot \frac{1}{\sqrt{\frac{\Delta^2}{4} + Z^2}} = \frac{\Delta}{V_0^2 t}$ , soit  $V = V_0^2 \frac{t}{\Delta}$

Comme  $Z = \frac{1}{2} \sqrt{V_0^2 t^2 - \Delta^2}$ ,  $Z = \frac{\Delta}{2} \sqrt{\frac{Vt}{\Delta} - 1} = \frac{\Delta}{2} \sqrt{\frac{t}{\Delta} \frac{d\Delta}{dt} - 1}$

Si le milieu est inhomogène, la formule ne donne plus la profondeur réelle, mais la profondeur maximale et  $Z < Z_{\max} = \frac{\Delta}{2} \sqrt{\frac{t}{\Delta} \frac{d\Delta}{dt} - 1}$  (2)

Une fois établi un réseau de courbes  $\frac{Z}{\Delta} = \phi_i \left( \frac{Vt}{\Delta} \right)$  où les  $\phi_i$  sont des fonctions dépendant du gradient (courbes des figures A-1a), on procède comme suit : et A-1b

- pour chaque point de l'hodochrone  $(t_1, \Delta_1)$ , la pente  $\left( \frac{dt}{d\Delta} \right)_{\Delta=\Delta_1}$  est

obtenue par dérivation de la fonction de lissage, généralement polynomiale.

- on calcule  $Z_{\max}$  pour tous les points d'une branche de l'hodochrone, d'après (2), ce qui produit une courbe  $Z_{\max}^{(V)}$  pour cette portion d'hodochrone.
- en lissant cette courbe par une droite, on trouve un gradient  $\text{grad}_1 = k_1$ .
- on entre alors dans le réseau de courbes de la figure 1, avec  $k_1$  connu et  $\frac{Vt}{\Delta}$  connu, pour tous les points de la branche d'hodochrone. On en déduit une nouvelle loi  $Z(V)$  conduisant par lissage à un gradient  $k_2$ .



On itère le processus jusqu'à ce que  $k_{i+1}$  ne diffère plus de  $k_i$  en valeur relative que d'une valeur fixée d'avance. On a alors la loi cherchée  $Z = Z(V)$ .

## 2. Limitations théoriques

Nous verrons plus loin, lors de la description de la mise en oeuvre de cette méthode, ses inconvénients pratiques. Mais elle présente dès l'abord certaines limitations théoriques :

- On ne peut résoudre que des lois de vitesses composées d'une succession de lois linéaires (éventuellement avec des sauts de vitesse qui se traduiront par des gradients très grands). Par contre, on peut résoudre un nombre quelconque de tels gradients, qui peuvent être présents dans d'autres couches que la <sup>couche la</sup> plus superficielle, i.e. on peut déterminer le gradient dans le socle si <sup>celui-ci</sup> est atteint, ce qui n'est pas possible avec les programmes actuels utilisant la méthode d'Herglotz-Wiechert pour le traitement des enregistrements de bouées réfraction.
- Il reste à montrer que l'étape finale d'itération sur le gradient, dont on verra plus loin qu'elle est la source principale d'erreur, converge régulièrement vers la solution sans osciller, c'est-à-dire que  $Z = Z(V)$  est suffisamment proche de la loi réelle dans tous les cas, dès que 
$$\frac{2(k_{i+1} - k_i)}{k_{i+1} + k_i} < \text{PREC}$$
 (PREC limite supérieure de la variation relative de gradient qu'on se fixe).
- Les <sup>plus</sup> courbes  $\frac{Z}{\Delta} = \Phi_i \left( \frac{Vt}{\Delta} \right)$  sont d'autant plus serrées que le gradient  $k_i$  est fort. La méthode décrite a été appliquée pour des gradients du type de ceux rencontrés dans la croûte continentale (Giese, 1968) en utilisant un réseau de courbes  $\frac{Z}{\Delta} = \Phi_i \left( \frac{Vt}{\Delta} \right)$  calculées pour quelques points seulement.
- L'emploi répété de programmes de lissage multiplie les sources d'erreur, alors que la méthode d'Herglotz-Wiechert ne nécessite qu'un lissage de l'hodochrone (souvent complété assez arbitrairement, pour pouvoir résoudre l'intégrale).

## II. Mise en oeuvre de la méthode de Giese en sismique réfraction-marine par bouées perdues

1. La méthode nécessite le tracé d'un réseau de courbes  $\frac{z}{\Delta} = \phi_i\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  aussi serré que possible, pour les valeurs du gradient rencontrées dans les sédiments marins et dans la couche 2 basaltique (500 à 5 000 m/s/km). Le calcul et le tracé des courbes  $\frac{z}{\Delta} = \phi_i\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  sont effectués par les programmes GILIN 2 et PLOGI.

Remarque : Il est clair que les modèles doivent comprendre au moins deux couches. En effet, si l'on considère une seule couche de gradient  $k$ , où la vitesse en surface est  $V_0$ , le rai ayant atteint la vitesse  $V_1$  est tel que :

$$t = \frac{2}{k} \operatorname{Argch} \frac{1}{pV_0}$$

$$\Delta = \frac{2}{pk} \sqrt{1 - p^2 V_0^2} \quad \text{et} \quad H_{\max} = \frac{V_1 - V_0}{k}$$

Il est évident que si on double le gradient  $k' = 2k$ , les quantités  $\frac{z}{\Delta}$  et  $\frac{Vt}{\Delta}$  ne changeront pas.

2. L'affirmation de P. Giese que les courbes  $\frac{z}{\Delta} = \phi_i\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  ne dépendent que du gradient local, si on adopte une distribution raisonnable de vitesse pour la croûte continentale, a été vérifiée en traçant les courbes  $\frac{z}{\Delta} = \phi_i\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  pour un grand nombre de points ( $\approx 200$ ) et pour des modèles assez compliqués (saut de vitesse, plusieurs gradients différents successifs, etc.).

Ces modèles ont effectivement "montré" que la courbe  $\frac{z}{\Delta} = \phi_i\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  dépendait exclusivement du gradient local au point bas. En effet, si on considère un modèle à deux couches d'épaisseurs égales et si on fait varier de la même façon le gradient de la couche supérieure, puis celui de la couche inférieure dans laquelle on suppose atteint le point bas du rai, la variation de la courbe est insignifiante dans le premier cas - de l'ordre de la précision du calcul par intégration numérique -.

Les modèles présentant une discontinuité de vitesse du premier ordre (où on a simulé la discontinuité de vitesse par un gradient très grand) ont conduit à des figures du type de la figure A 2. La portion OA de la courbe est celle donnée par les rais atteignant leur point bas dans la couche 1, de gradient  $k_1$ , BC par ceux atteignant leur point bas dans 2, à partir d'une profondeur sous la discontinuité de gradient de l'ordre de 10 % de la profondeur de cette discontinuité.

Cette anomalie, qui se produit également pour une diminution du gradient de vitesse, sans discontinuité de vitesse du premier ordre, n'est pas signalée par Giese, dont les courbes ont probablement été tracées à l'aide d'un petit nombre de points.

On devra donc systématiquement, lors du traitement d'une branche d'hodochrone, calculer la quantité  $X = \frac{Vt}{\Delta}$  et ne prendre en compte que la portion d'hodochrone où cette quantité croît. Immédiatement sous une diminution du gradient, la signification de  $t$ ,  $\Delta$  et  $V$  est plus complexe ("point brillant").

### 3. Lissages employés au cours du traitement

- La première étape consiste à adapter à une branche d'hodochrone une fonction dérivable. Ce lissage sera effectué avec l'une des deux variables supposée connue sans erreur : on choisit la distance, en abscisse lors du dépouillement.

Ce lissage doit répondre à certaines contraintes :

- . On doit pouvoir contraindre la pente  $\frac{dt}{d\Delta}$  de l'hodochrone lissé à être continûment décroissante : les lissages polynomiaux de degré pair seront donc préférés aux méthodes plus sophistiquées (fonction de lissage par arcs de quadratiques, par exemple).
- . Le lissage ne doit pas être trop sensible aux erreurs du dépouillement manuel : les méthodes par régression conviennent mieux

...

que les méthodes par moindres carrés, puisqu'elles affectent des poids plus faibles aux points loin de la moyenne.

. Il doit permettre une estimation des erreurs. Pour toutes ces raisons, c'est un programme de régression multiple qui a été employé. Ce programme sera désigné dans la suite par REGR 2.

- La vitesse est plus sensible aux erreurs et à la qualité des lissages employés que les quantités  $t$  et  $\Delta$ .
- Enfin, les points situés en bout de courbe ne sont pas contrôlés par des points voisins. On n'aura donc pas intérêt à numériser de tels points, dans le but d'augmenter la longueur de la branche dépouillée. Ces points influent en effet sur la courbe lissée, malgré leurs poids plus faibles dans la régression.
- Pour gagner de la place en mémoire, on n'a pas entré les courbes  $\frac{Z}{\Delta} = \phi_j \left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  point par point, mais par leurs coefficients. L'allure de ces courbes étant assez douce, un lissage polynomial au deuxième degré par régression a suffi. On verra plus loin que ce lissage (par le programme désigné par REGR 1) n'introduit que peu d'erreurs.

Ainsi, pour chaque courbe, on obtient :

$$\frac{Z}{\Delta} = a_0(k) + a_1(k) \frac{Vt}{\Delta} + a_2(k) \left(\frac{Vt}{\Delta}\right)^2$$

On ne rentre en machine que  $a(k)$ ,  $a_1(k)$ ,  $a_2(k)$ . Ensuite, on recalcule  $\frac{Z}{\Delta}$  à chaque fois qu'il est nécessaire.

- Enfin, on a mentionné plus haut qu'on devait lisser les courbes  $Z(V)$  pour obtenir les gradients successifs sur lesquels se faisaient l'itération finale. On cherche dans ce cas une méthode de lissage assez rapide, au premier degré (les programmes de lissage par moindres carrés conviennent bien).

...

### III. Essai d'estimation des erreurs sur un modèle

Pour essayer d'estimer les erreurs provenant des différentes étapes de la méthode, un modèle à 3 gradients différents et deux sauts de vitesse a été essayé (fig.A3). On a tracé l'hodochrone correspondant (programme PLHØD) (fig.A4), puis on a suivi la procédure de traitement décrite plus haut.

- L'erreur commise sur la valeur de  $\frac{z}{\Delta} = \phi_i(\frac{vt}{\Delta})$  en entrant les courbes par leurs coefficients  $a_i(k)$  est  $\Delta$  d'environ 0.1 à 2 %. Il est difficile d'estimer l'influence de cette erreur sur l'itération finale. Il est évident que la courbe correspondant à  $\text{Grad} \infty$  étant une hyperbole en  $\frac{vt}{\Delta}$ , sera mal approximée par un polynôme en  $\frac{vt}{\Delta}$ . Les erreurs introduites par cette étape du traitement auront donc tendance à augmenter avec le gradient (0.1 % pour 960 m/s/km,  $\approx$  2 % pour 4 000 m/s/km).
- Erreur commise sur  $X = \frac{vt}{\Delta}$  lors du lissage de la branche d'hodochrone. Cette erreur est calculée dans la dernière version de REGR 2, pour chaque point dépouillé. La valeur moyenne de cette erreur est de 0.5 % sur le tronçon dépouillé (qui était très court : 35 points).
- Erreur totale (estimée par comparaison des profondeurs calculées et du modèle). Quelques différences de profondeur sont portées sur la figure 3 : les points calculés sont toujours plus profonds (pour une vitesse donnée) que les points du modèle. L'erreur est de 120 m au maximum sur des profondeurs de 5 km environ soit, un peu supérieure à 2 %. La majeure partie de l'énergie émise par les sources sismiques marines correspond à une bande de fréquence 10 - 30 Hz. Les signaux sismiques de ces fréquences se propageant dans des milieux où leur vitesse est comprise entre 1 500 et 6 000 m/s/km, auront des longueurs d'onde supérieures à 50 mètres. On voit que l'erreur reste toujours de l'ordre de grandeur du double de la longueur d'onde du signal pour le modèle choisi.

Les erreurs restent, malgré le nombre des lissages employés, du même ordre de grandeur que celles commises lors d'un dépouillement par droites, si on a correctement reconnu et dépouillé la branche

d'hodochrone (qui n'a, rappelons-le, pas besoin d'être très longue).

Remarque : Essai d'amélioration du traitement.

Cet essai a pour but de diminuer le nombre de manipulations de cartes perforées. Pour éviter d'avoir recours à l'itération finale, qui semble être la principale source d'erreurs, on a essayé de résoudre directement  $Z = Z(V)$  de la façon suivante :

- Un passage du programme REGR 1 donne, par lissage de la fonction  $\frac{Z}{\Delta} = \Phi \left( \frac{Vt}{\Delta} \right)$

$$\frac{Z}{\Delta} = a_0(k) + a_1(k) \frac{Vt}{\Delta} + a_2(k) \left( \frac{Vt}{\Delta} \right)^2$$

où les  $a_i$  sont des fonctions du gradient  $k$

- Puis on lisse les coefficients  $a_i(k)$  en fonction de  $k$ , à l'aide du programme REGR 3. On obtient :

$$a_0(k) = \alpha_0 + \beta_0 k + \gamma_0 k^2$$

$$a_1(k) = \alpha_1 + \beta_1 k + \gamma_1 k^2$$

$$a_2(k) = \alpha_2 + \beta_2 k + \gamma_2 k^2$$

$\frac{Z}{\Delta}$  peut donc être exprimé sous forme d'un polynôme en  $k$  :

$$\frac{Z}{\Delta} = f(\alpha_i, X) + g(\beta_i, X) k + h(\gamma_i, X) k^2$$

où  $f, g, h$  sont des fonctions des coefficients  $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$  et de  $X$ .

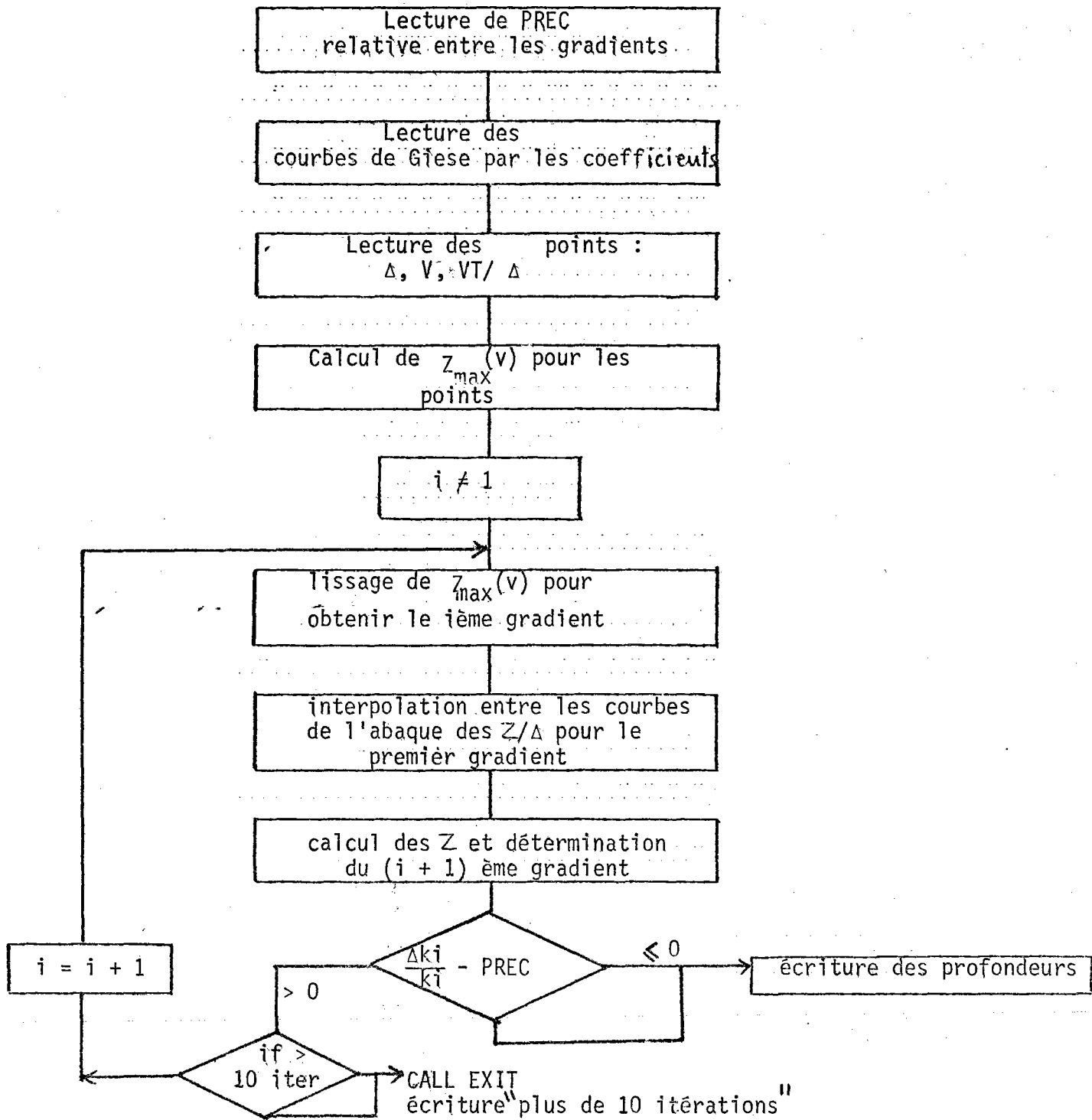
Pour un point de l'hodochrone, donc à  $X = \frac{Vt}{\Delta}$  fixé, on obtient une équation du troisième degré en  $Z$ . En effet,  $k = \frac{V - V_s}{Z - Z_s}$ , où  $Z_s$  et  $V_s$  sont la profondeur et la vitesse atteinte

pour le toit de la couche où on cherche la loi de vitesse  $Z(V)$ .

La résolution de cette équation donne la distribution  $Z(V)$ , après ...

élimination des solutions négatives. Cette méthode est malheureusement trop sensible au lissage des coefficients en fonction du gradient (par le programme REGR 3) et a dû être abandonnée.

## ORGANIGRAMME SIMPLIFIE DU PROGRAMME FINAL D'ITERATION ØPTGR





REFERENCES

- GIESE, P., 1966. Neue Gesichtspunkte zur Gliederung der Erdkruste auf Grund refraktionsseismischer Messungen, Zeitschr. f. Geophysik 32, p. 488-491.
- GIESE, P., 1968. Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, Geophysikalische Abhandlungen, Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin.
- GIESE, P., 1970. The determination of the velocity-depth distribution for separated travel-time segments (preprint).
- JOBERT, G., 1973. Traité de Géophysique interne. I. Sismologie et pesanteur. Ch. 6. Ondes en milieux élastiques isotropes hétérogènes, Masson, Paris, 646 p.
- 
- PERRIER, G., 1973. Traité de Géophysique interne. I. Sismologie et pesanteur. Ch. 10. La croûte terrestre, Masson, Paris, 646 p.

LEGENDES DES FIGURES

Figures A.1 a et A.1 b : Réseaux de courbes  $\frac{Z}{\Delta}$  en fonction de  $\frac{Vt}{\Delta}$ . Les valeurs des gradients sont indiquées en m/s/km.

Figure A.2 : Exemple de courbe  $\frac{Z}{\Delta} = \Phi\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$  lorsqu'une diminution de gradient est présente. Sur le modèle sont indiqués les points de la distribution de vitesse correspondants aux points remarquables de la courbe  $\frac{Z}{\Delta} = \Phi\left(\frac{Vt}{\Delta}\right)$ .

Figure A.3 : Modèle de distribution de vitesse comprenant 3 gradients linéaires et deux discontinuités du 1er ordre. Les cercles indiquent, pour quelques valeurs de la vitesse  $V_1$ , les profondeurs du point le plus bas des rais calculées par la méthode approchée de Giese.

Figure A.4: Hodochrone résultant de la distribution de vitesse de la figure A.3.

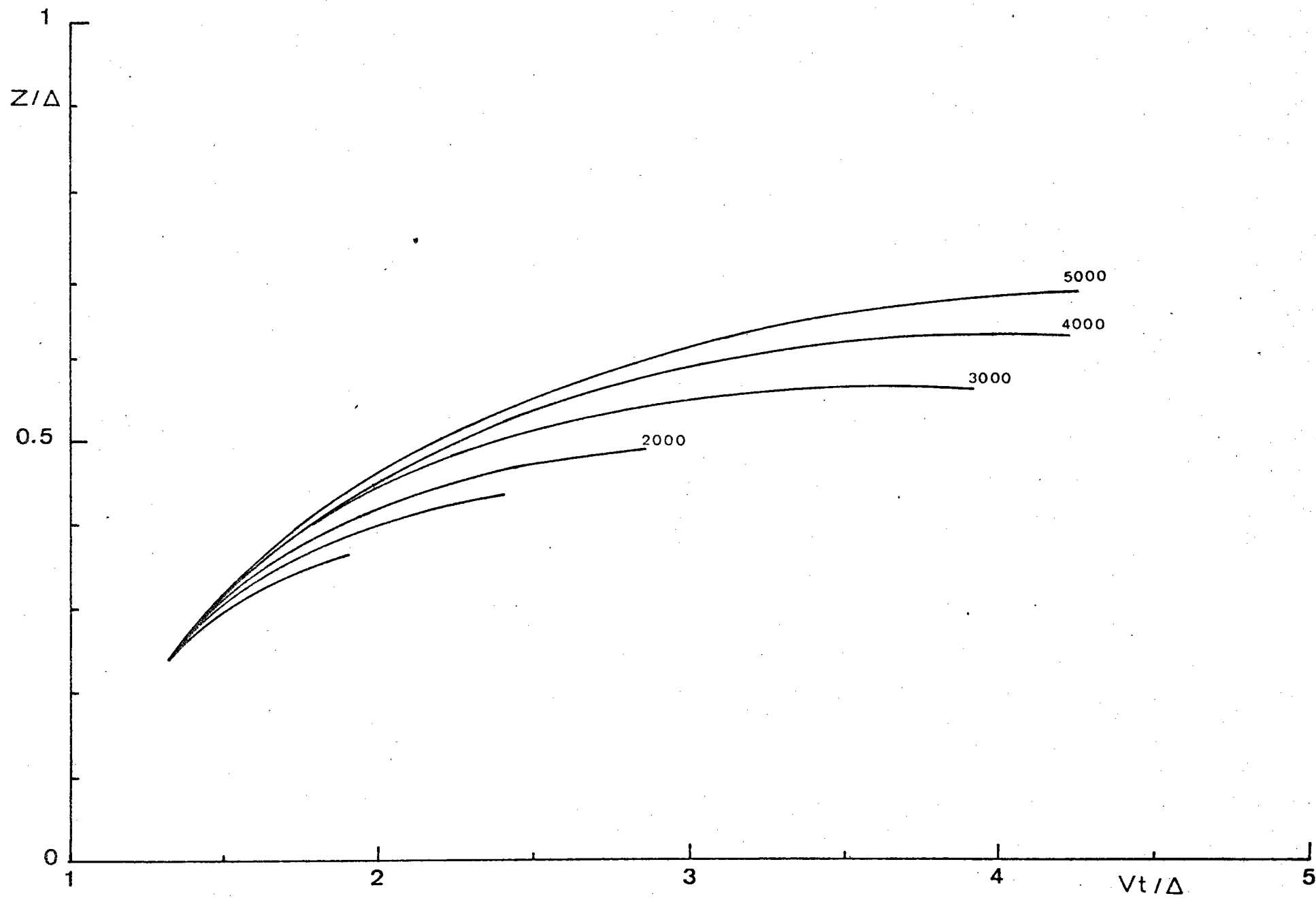


Fig. A1a

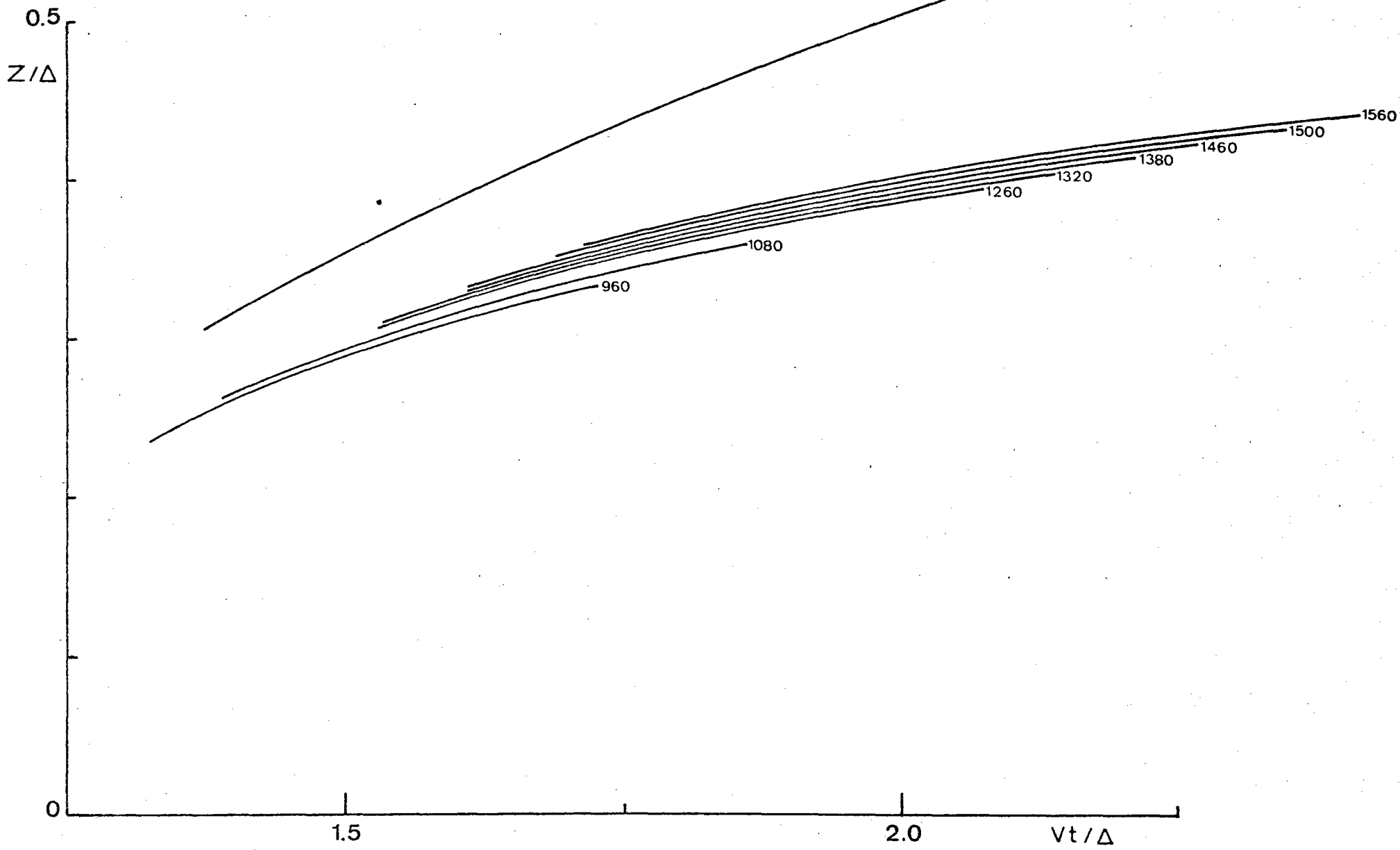


Fig. A1B

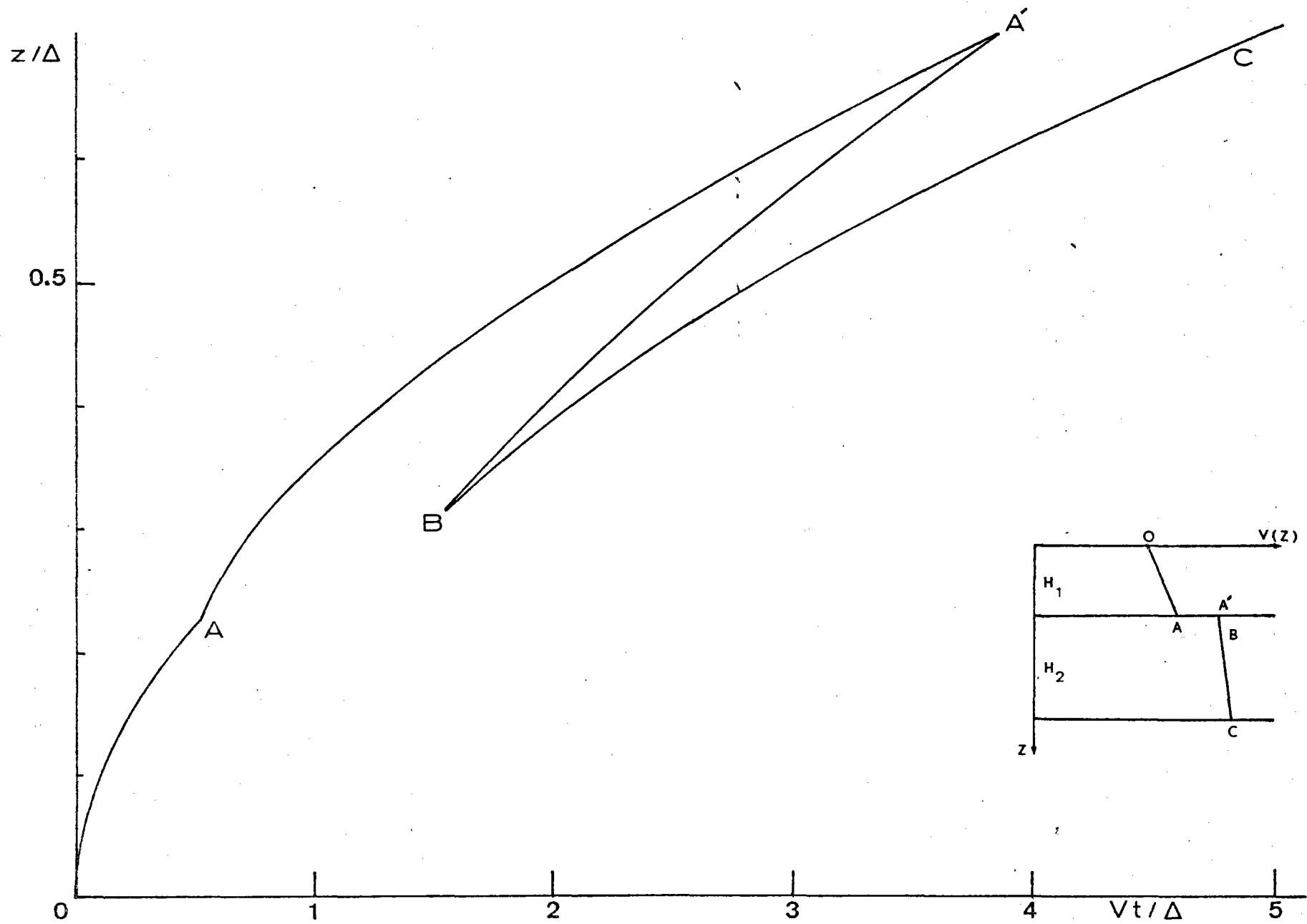


Fig. A2

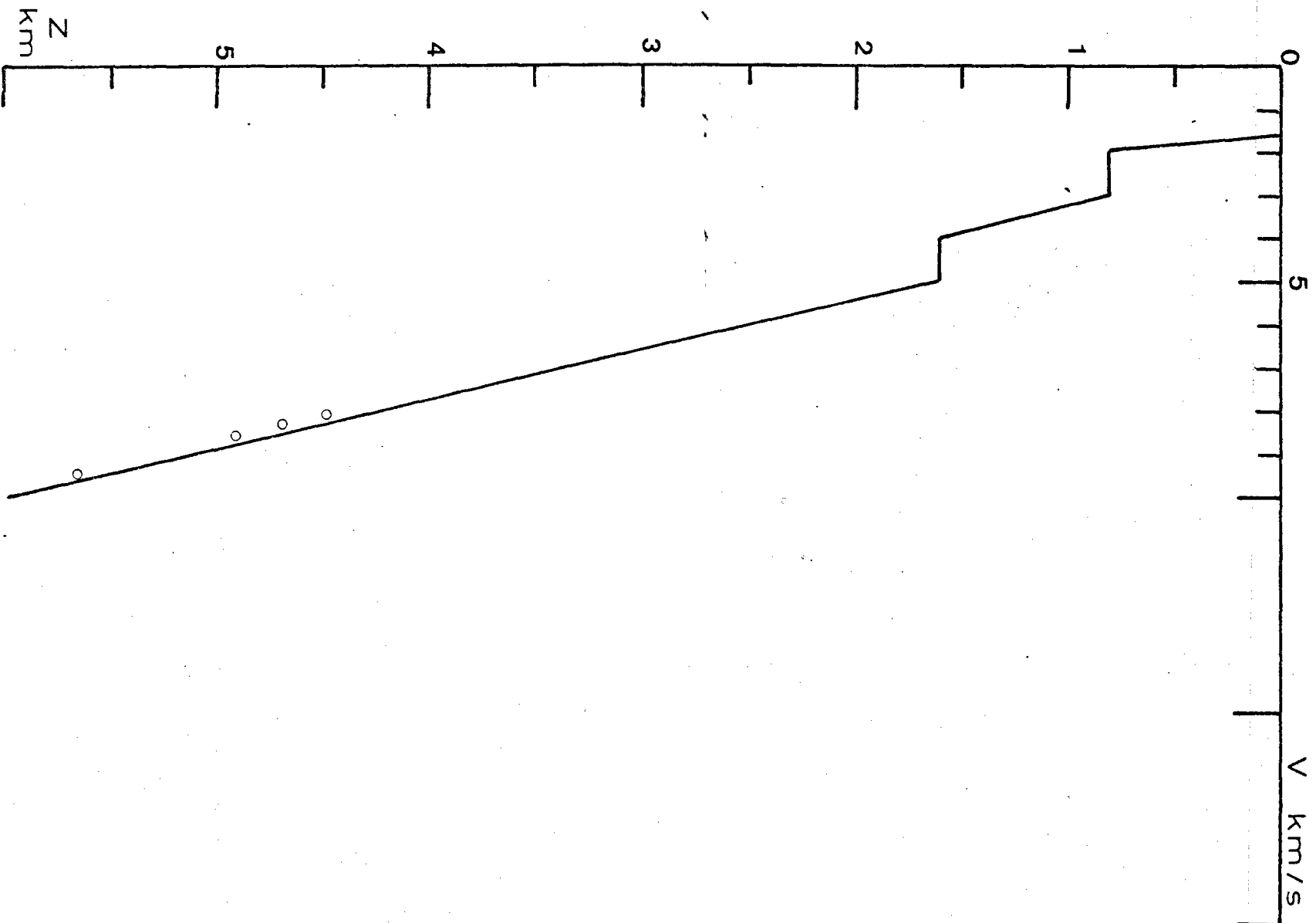


FIG.A3

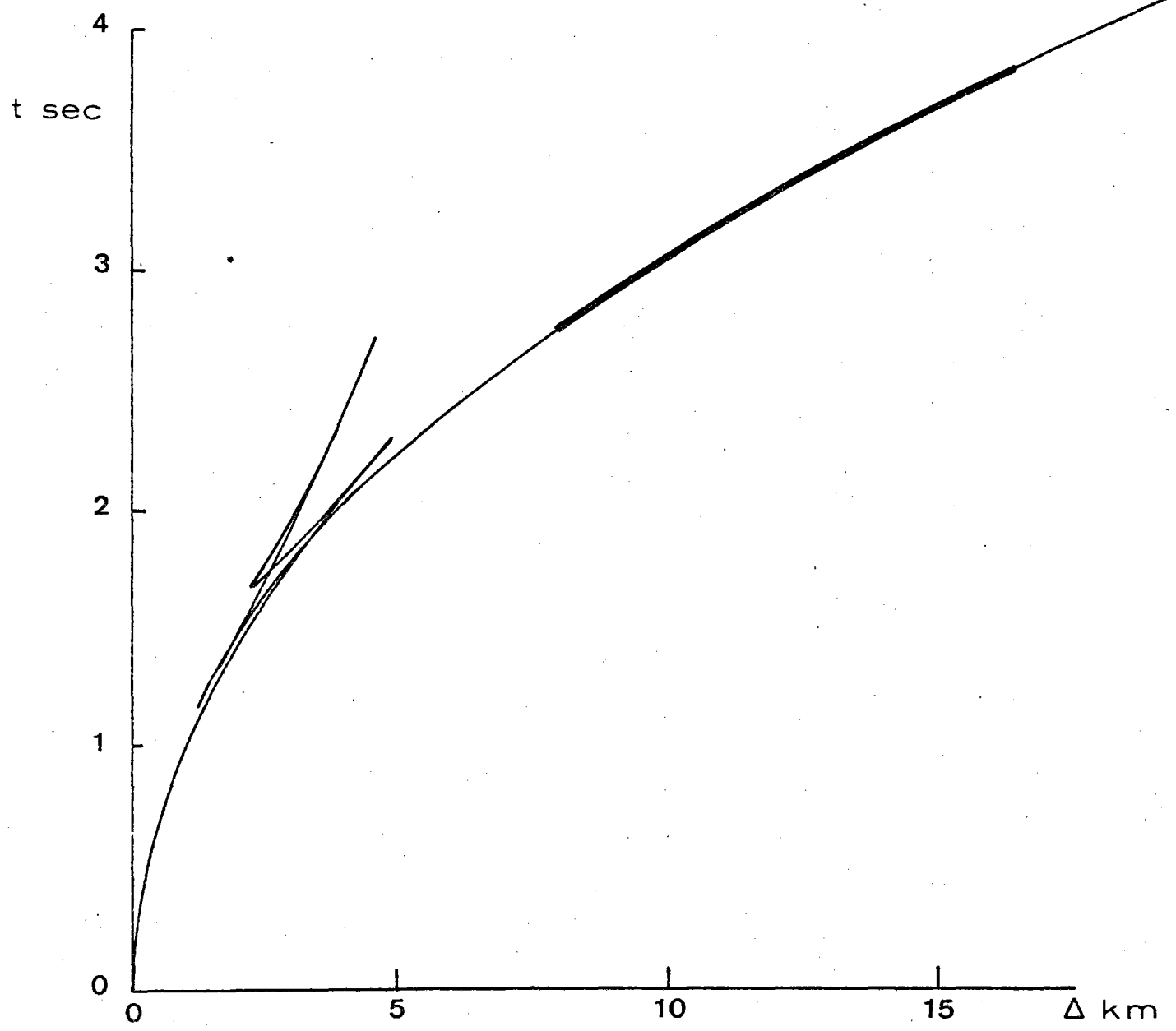


Fig. A4