

ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES D'OUTRE-MER
Classe des Sciences techniques, N.S. - XIII-4, Bruxelles, 1964

SONDAGES SÉISMIQUES EN TERRE DE LA REINE MAUD

(EXPÉDITION ANTARCTIQUE BELGE 1959)

PAR

G. DIETERLÉ

Séismicien

et

E. PETERSCHMITT

Physicien adjoint à
l'Institut de Physique du Globe
(Université de Strasbourg)

Publié avec le concours du
Centre National de Recherches Polaires
de Belgique

200 F

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN
Klasse voor Technische Wetenschappen, N.R. - XIII-4, Brussel, 1964

ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES D'OUTRE-MER
Classe des Sciences techniques, N.S. - XIII-4, Bruxelles, 1964

SONDAGES SÉISMIQUES EN TERRE DE LA REINE MAUD

(EXPÉDITION ANTARCTIQUE BELGE 1959)

PAR

G. DIETERLÉ

Séismicien

et

E. PETERSCHMITT

Physicien adjoint à
l'Institut de Physique du Globe
(Université de Strasbourg)

Publié avec le concours du
Centre National de Recherches Polaires
de Belgique

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN
Klasse voor Technische Wetenschappen, N.R. - XIII-4, Brussel, 1964

Mémoire présenté à la Séance du 13 juillet 1962
Rapporteurs: MM. P. ÉVRARD et I. de MAGNÉE

RESUME

Les tirs séismiques exécutés entre les mois de mars 1959 et janvier 1960 sont dépouillés et interprétés suivant les divers aspects possibles.

En réfraction la variation de vitesse en fonction de la profondeur a pu être déterminée. La vitesse maxima des ondes directes: 3,88 km/s à 80 mètres de profondeur au voisinage de la base du Roi Baudouin, prend la valeur de 3,93 km/s près de Romnaesfjellet et de 3,72 km/s sur le plateau polaire. L'*Ice-Shelf* s'étend sur une longueur de l'ordre de 20 kilomètres où l'épaisseur de la glace, épaisseur déterminée par réflexion, est comprise entre 200 et 300 mètres. Cette épaisseur augmente fortement quand on se dirige vers l'intérieur des terres; elle semble être maximum dans une avant-fosse qui précède le plateau polaire (1 700 mètres). De façon générale, en accord avec les résultats obtenus par d'autres expéditions, le fond de la glace se trouve en-dessous de la mer, la côte moyenne étant de l'ordre de —290 mètres.

SAMENVATTING

De seismische peilingen uitgevoerd tussen de maanden maart 1959 en januari 1960 werden ontleed en toegelicht volgens de verschillende mogelijke oogpunten.

Met breking kon de snelheidsverandering in functie van de diepte berekend worden. De maximum snelheid van de directe golven: 3,88 km/s op een diepte van 80 meter in de nabijheid van de Koning Boudewijnbasis, bedraagt 3,93 km/s nabij Romnaesfjellet en 3,72 km/s op het poolplateau.

De ijslaag strekt zich uit over een lengte van ongeveer 20 km waar haar dikte, gemeten door reflexiemethodes, tussen 200 en 300 meter ligt.

Deze dikte neemt sterk toe naarmate men zich landinwaards begeeft; en ze blijkt op te lopen tot een maximale waarde van 1 700 meter over de vore die het poolplateau voorafgaat. In 't algemeen en in overeenstemming met de gegevens van andere expedities, ligt de bodem van de ijslaag onder de zeespiegel en de gemiddelde diepte bedraagt ongeveer —290 meter.

SUMMARY

The seismic soundings carried out between the months of march 1959 and january 1960 were analysed and interpreted under the various possible aspects.

Through refraction, the variation of velocity in function of the depth has been calculated. The maximum velocity of the direct waves, 3,88 km/s at a depth of 80 meter in the neighbourhood of the King Baudouin base, takes the value of 3,93 km/s near Romnaesfjellet and 3,72 km/s on the polar plateau.

The ice-Shelf extends over a distance of about 20 kilometer and its thickness, measured by reflection methods, varies between 200 and 300 meter. This thickness increases considerably inland and seems to reach a peak value of 1 700 meter at a depression preceding the polar plateau.

Generally and in comparison with data obtained by other antarctic expeditions, the bottom of the ice layer is well below sea level, its mean depth being at about minus 290 meter.

L'EXPÉDITION ANTARCTIQUE BELGE 1959

a été organisée par

LE CENTRE NATIONAL POUR LA CAMPAGNE ANTARCTIQUE (C.N.C.À.)
1958 - 1959 - 1960

Le Centre National était placé sous le Haut Patronage de

SA MAJESTÉ LE ROI
SA MAJESTÉ LE ROI LÉOPOLD III

et sous un Comité d'honneur composé des plus hautes personnalités
du pays

L'organisation de l'expédition fut présidée par le professeur Edmond LAHAYE, président du C.N.C.A., entouré de MM. le professeur CNOPS, vice-président, le Dr MALET, secrétaire général, le Commandant BASTIN, directeur, le Commandant DRAGUET, trésorier, Maître P. LANDSVREUGT, secrétaire général adjoint, le lieutenant R. DARTEVELLE, directeur adjoint.

Les programmes scientifiques furent mis au point par un comité scientifique présidé par le professeur Jacques VAN MIEGHEM.

Un groupe de travail séismique-gravimétrie fut chargé de la préparation des programmes et de l'étude des résultats.

Sous la présidence de M. P. EVRARD, professeur de l'Université de Liège, il groupe: MM. F. BUKENS, professeur à l'Université de Louvain; L. JONES, géographe à l'Institut Géographique Militaire; P. MELCHIOR, astronome à l'Observatoire royal de Belgique.

L'expédition proprement dite était composée de 22 hommes:

BASTIN, François	Chef d'Expédition
	Chef de la section météo
BLAIKLOCK, Kenneth (Britannique)	Topographie
CAUSSIN, Serge	Mécanique
COOLS, Hubert	Gestionnaire
DIETERLE, Georges (Français)	Séismique
DILLEN, Ludo	Ciné-Photographie
DIRCKEN, Frans	Intendance

KELECOM, Arthur	Physique ionosphérique
KETEKERS, Roger	Radioactivité
	Radio Télégraphie - Raids
MAQUET, Jacques	Commandant en second
	Navigation
REMSON, Gaston	Radio Télégraphie
SCHOONLAU, Roger	Radio Télégraphie
STAQUET, Maurice	Médecine - Physiologie
SUETENS, Pierre	Radioactivité
SWAAB, Henri	Mécanique
VAN AUTENVOER, Tony	Géologie - Gravimétrie
VAN BAELEN, Jos	Météorologie
VAN DE CAN, Ivan	Glaciologie - Biologie
VAN DEN BOSCH, André	Météorologie
VAN DER SCHUEREN, André	Rayonnement Solaire - Electricité atmosphérique
	Géomagnétisme
VERFAILLIE, Georges	Chimie Physique
	Electromécanique
WARNON, René	

L'expédition fut accompagnée à l'aller par MM. BOULANGER, René et KIPPER, Paul, professeur à l'U.L.B.

Les Etats-Unis d'Amérique avaient délégué à l'expédition d'été M. Olivier S. CROSBY en qualité d'observateur.

La présente publication fait partie d'une des séries publiées ou à publier et dont la nomenclature finale est donnée ci-dessous.

SÉRIE A. *Publications scientifiques - Données statistiques - Résultats*

- | | |
|--|---------------------------|
| 1. Observations météorologiques en surface. | 7. Aurores. |
| 2. Observations météorologiques en altitude. | 8. Radiations nucléaires. |
| 3. Rayonnement. | 9. Glaciologie. |
| 4. Électricité atmosphérique. | 10. Séismique. |
| 5. Ionosphère. | 11. Géologie. |
| 6. Géomagnétisme. | 12. Gravimétrie. |
| | 13. Biologie-Zoologie. |

SÉRIE B. *Publication des observations (après corrections)*

- | | |
|--|---------------------------|
| 1. Observations météorologiques en surface. | 7. Aurores. |
| 2. Observations météorologiques en altitude. | 8. Radiations nucléaires. |
| 3. Rayonnement. | 9. Glaciologie. |
| 4. Électricité atmosphérique. | 10. Séismique. |
| 5. Ionosphère. | 11. Géologie. |
| 6. Géomagnétisme. | 12. Gravimétrie. |
| | 13. Biologie Zoologie. |

SÉRIE C. Publications techniques

1. Rapport d'expédition.
2. Télécommunications.
3. Transport - Navire - Véhicules -
Traîneaux.
4. Vie sur la piste.
5. Habillement.
6. Électricité - Groupes électro-
gènes.
7. Chauffage - Eau.
8. Nourriture - Cuisine.
9. Moral.
10. Photographie - Cinéma.
11. Sécurité.

SÉRIE D. Études et notes scientifiques

PREFACE

Par J. VAN MIEGHEM

*Président du Centre National de Recherches Polaires de Belgique
Président du Groupe de travail pour le programme scientifique de l'Expédition
antarctique belge 1959*

Si l'on me demandait comment caractériser les sondages sismiques réalisés par l'Expédition antarctique belge 1959 et les résultats qui en découlent, c'est assurément le mot « collaboration » qui me viendrait à l'esprit.

Sans doute il n'est pas d'expédition polaire où la réussite dans tous les domaines, qu'ils soient techniques ou scientifiques, ne soit due pour une large part à cette précieuse collaboration.

Mais le cas qui nous préoccupe ici mérite que l'on s'y attarde quelque peu car il est un exemple frappant de ce que peut la collaboration à tous les niveaux, tant au sein d'une équipe qu'entre l'industrie et la recherche scientifique d'une part, et entre institutions scientifiques d'autre part.

Lorsque l'idée vint, suite à la première réunion du SCAR (Special Committee on Antarctic Research du Conseil International des Unions scientifiques) qui avait eu lieu à la Haye en février 1958, de mettre à profit les méthodes sismiques de prospection pour l'étude de la Terre de la Reine Maud, nous devions faire face, une fois de plus, à des problèmes financiers tels que l'on ne pouvait espérer inscrire les recherches sismiques au programme de l'Expédition antarctique belge 1959.

C'est alors que la société British Petroleum of Belgium proposait, par l'intermédiaire de M. DEWAGTER, chef du département technique, d'étudier la question avec la maison mère de Londres.

Au cours d'une réunion tenue dans cette ville et qui réunissait, outre la Direction Géophysique de la société B.P., Sir Vivian FUCHS, David STRATTON et Geoffrey PRATT, tous trois mem-

bres de la Commonwealth Trans-Antarctic Expedition, et François BASTIN, Chef de l'Expédition antarctique belge 1959, il était décidé que la B.P. mettrait à la disposition du Centre National pour la Campagne antarctique 1958-59-60 le matériel de sismique qui avait déjà été utilisé par Sir Vivian FUCHS.

Le programme fut mis au point lors d'une réunion qui se tint à Bruxelles cette fois, et qui groupait, en plus des personnes déjà citées, M. Pierre ÉVRARD, Ingénieur-conseil à la REMINA (Bruxelles).

Les stages effectués en Grande-Bretagne permirent à deux des membres de l'expédition de se familiariser avec l'instrumentation mise à leur disposition; en particulier, Georges DIETERLÉ, observateur sismicien auprès de la Société de Géophysique Rogers à Paris s'initiait au maniement proprement-dit, tandis que Roger KETELERS, radioélectricien du Centre d'Études nucléaires de Mol, s'attachait aux problèmes de l'entretien et des réparations.

Il est inutile de rappeler que la réalisation de tirs sismiques dans l'Antarctique est bien plus le fait d'une équipe que d'un ou de quelques spécialistes. En effet tous les hivernants et en particulier ceux qui ont participé aux *raids* ont, indistinctement, apporté une contribution importante aux recherches entreprises, qu'il s'agisse, par exemple, de forer les puits, de poser ou d'enlever les géophones, de mettre les charges en place ou encore d'effectuer les tirs proprement-dits.

Une mention spéciale doit cependant aller à Roger KETELERS qui, alors que le sismicien Georges DIETERLÉ était malade, a permis de mener à bien l'ensemble du programme de tirs réalisé au cours de la traverse de novembre-décembre 1959.

Les données de sismique recueillies par l'Expédition antarctique belge 1959 ont été dépouillées à l'Institut de Physique du Globe de l'Université de Strasbourg.

L'intérêt que le Professeur J.P. ROTHÉ, Directeur de l'Institut, et ses collaborateurs, dont M. E. PÉTERSCHMITT, ont bien voulu porter aux travaux réalisés dans l'Antarctique par l'équipe dirigée par le Cdt F. BASTIN constitue à mon sens un témoignage vivant de l'estime dont jouissent dans les milieux scientifiques étrangers les Expéditions antarctiques belges.

Que tous ceux qui, à un titre quelconque, ont permis par leur collaboration la réalisation de la présente publication trouvent ici l'expression de nos remerciements les plus vifs et de notre profonde gratitude.

Bruxelles, le 31 décembre 1960

INTRODUCTION

par

J.P. ROTHÉ

Directeur de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg

Lorsque j'avais, il y a quelques années, préfacé l'important rapport qui, rédigé par J.J. HOLTZSCHERER après la mort tragique d'A. JOSET, développait les résultats obtenus dans les sondages sismiques effectués par les expéditions polaires françaises au Groenland, j'avais tenu à rappeler les beaux travaux de morphologie glaciaire effectués dès 1925 dans les Alpes sous l'impulsion de H. MOTHEs et plus tard entre 1929 et 1931 au Groenland même par les pionniers de l'expédition dirigée par Alfred WEGENER.

Depuis, les mesures d'épaisseur de la glace par la méthode sismique se sont multipliées et désormais toute expédition dans les régions arctiques ou antarctiques comprend une équipe de prospection sismique munie d'un appareillage de plus en plus perfectionné. J'ai aujourd'hui le plaisir de présenter les résultats obtenus par la deuxième Expédition antarctique belge 1958-1959 dans la terre de la Reine Maud.

A la demande de M. le Président du Centre national belge de recherches polaires, M. G. DIETERLÉ, l'un des géophysiciens de l'expédition, est venu à Strasbourg dépouiller et interpréter ses films. Il a été guidé dans cette tâche par M.E. PETERSCHMITT, chargé des fonctions de physicien adjoint à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et qui, déjà, avait conseillé J.J. HOLTZSCHERER dans la rédaction du rapport que je rappelais ci-dessus.

Dans le mémoire qu'on va lire, on trouvera d'abord une description de l'appareillage utilisé. Certains renseignements techniques obtenus par M. DIETERLÉ sur le terrain pourront, sans doute, être de quelque utilité pour des travaux ultérieurs à poursuivre dans les régions polaires.

Au cours du dépouillement et de l'interprétation des films, les auteurs ont été amenés à adapter certaines formules usuelles de la prospection séismique à la technique qui a été utilisée pendant l'expédition. La démonstration des équations fondamentales n'a pas été développée; par contre on trouvera dans le mémoire le détail des calculs résultant des applications qui en ont été faites.

La méthode des hodochrones ⁽¹⁾ réduites, fréquemment maniée par E. PETERSCHMITT en séismologie générale, a été largement utilisée; cette méthode, qui n'est pas d'un usage courant en prospection a été décrite en détail.

MM. G. DIETERLÉ et E. PETERSCHMITT ont cherché à tirer des enregistrements à leur disposition le maximum de renseignements possibles: le profil du tir de réfraction ROR à 80 km au Sud de la Base Roi Baudouin a été étudié avec un soin particulier; les profils des tirs de réfraction ROR, sur le plateau polaire et RR à la base font également l'objet de chapitres distincts. Les auteurs ont passé successivement en revue les différents aspects du problème à résoudre: propagation de l'onde directe, variation des vitesses avec la profondeur, ondes réfléchies simples et multiples, anisotropie possible de la glace, ondes réfractées, ondes réfléchies particulières à l'*Ice-Shelf*, épaisseur des couches. L'étude de la variation régionale des vitesses superficielles entre la Base du Roi Baudouin et le plateau polaire fait l'objet d'un paragraphe spécial.

Les deux derniers chapitres sont consacrés à la détermination des épaisseurs des différentes couches mises en évidence par l'enregistrement d'ondes réfléchies (glace, eau, couche intermédiaire). Le détail de tous les calculs et la reproduction de certains films permettent au lecteur de faire lui-même une vérification facile. Les auteurs ont tenu à souligner le cas échéant les différentes solutions possibles et à justifier celle qui leur paraissait la plus probable.

Un certain nombre de questions ont cependant été, à dessein, laissées de côté: ondes superficielles — celles-ci ayant en géné-

(1) Voir définition de l'*hodochrone* en p. 30.

ral été mal inscrites —, amplitude des mouvements du sol; la propagation des ondes transversales a été seulement effleurée.

S'il est relativement facile d'obtenir des enregistrements exploitables, il est souvent beaucoup plus délicat d'en donner une interprétation exacte. Avec modestie, MM. G. DIETERLÉ et E. PETERSCHMITT pensent que les résultats auxquels ils sont arrivés après un long et minutieux travail, doivent seulement être considérés comme provisoires et ils souhaitent que de nouvelles études séismiques soient entreprises dans cette même région de la Terre de la Reine Maud, afin que leurs conclusions puissent être développées et précisées.

SIGNIFICATION DES SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS

Symboles:

m	mètre
km	kilomètre
km/s	kilomètre/seconde
m/ms	mètre/milliseconde
s	seconde
ms	milliseconde

Définition des profils:

En réflexion:

LB1	Leopold Bay 1;
BB1	Breid Bay;
RO1	Romnaes 1;
TE1	Teltet 1;
TG1	Traversée Gunnestadbreen;
GU1	Gunnestadbreen 1 (situé dans l'axe de progression du <i>raid</i>);
PP1	Plateau polaire.

En réfraction, les symboles ci-dessus sont suivis de la lettre R:

ROR	Romnaes réfraction;
PPR	Plateau polaire réfraction.

XA et XB indiquent des points expérimentaux;

RR des tirs de réfraction effectués au voisinage immédiat de la Base.

Il n'y a pas d'ambiguïté pour la définition des Stations faites au voisinage immédiat des Fûts: Fût 20 ... Fût 8.

CHAPITRE PREMIER

Appareillage utilisé

1. APPAREILLAGE

1. *Description*

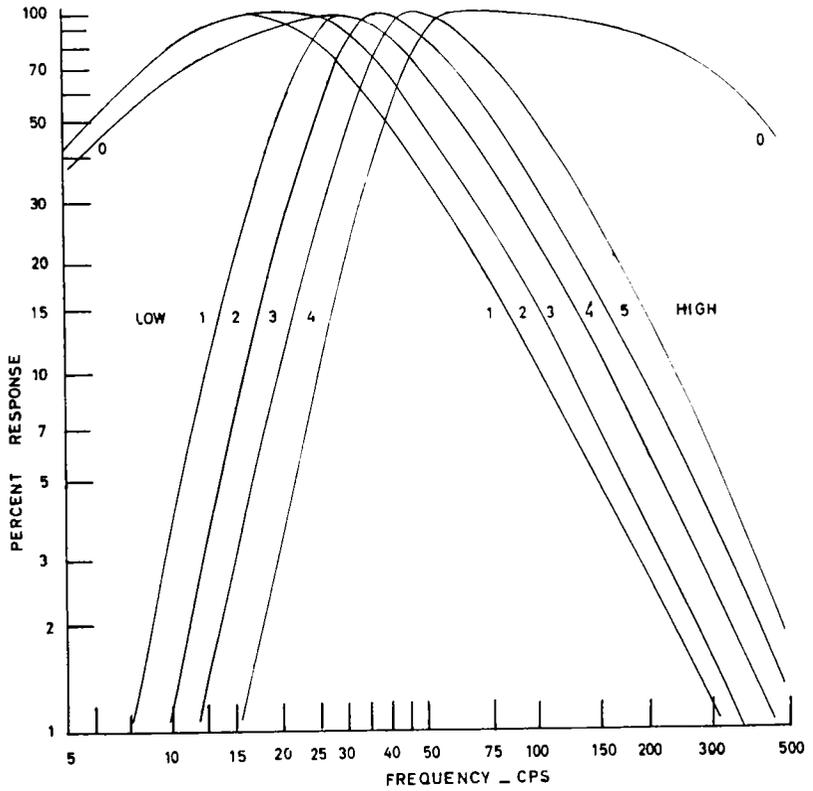
Le matériel dont disposait l'expédition antarctique 1959 pour effectuer les sondages séismiques sur le continent antarctique comprenait:

a) Un ensemble amplificateur à 12 traces construit par Electro-Tecnical Labs à Houston, Texas (M-4-12 Amplifier Unit). Les caractéristiques des amplificateurs sont les suivantes:

- Alimentation basse tension: 12 Volts, 10 Ampères;
- Haute tension: 180 Volts, 42 Milliampères, fournie par une génératrice alimentée sous 12 Volts;
- Impédance d'entrée: transformateur non chargé;
- Sensibilité: 1 Microvolt;
- Rapport de l'A.G.C.: 500 000/1;
- Type d'A.G.C.: Shunt par diodes, deux entrées;
- Filtre: les 2 bandes passe-bas accusent une atténuation de 24 db par octave et la bande passe-haut une atténuation de 12 db par octave en *cut-off*. Le réglage généralement utilisé correspondait à la courbe 3-5 de la *figure 1*.

b) Une caméra d'enregistrement à 25 galvanomètres (BER-62 C/s recording oscillograph) ayant une fréquence propre de 125 C/s et une résistance d'amortissement de 25 ohms. Un commutateur permet de passer le signal du *Time Break* (T.B.) sur le galvanomètre 24 ou 25.

c) 13 ensembles de 4 géophones montés en série, type E.T.L. utilisés en prospection séismique (méthode de réflexion).



FILTER RESPONSE M-4 AMPLIFIER

FIG. 1. — Courbes de réponses des amplificateurs en fonction de la fréquence pour les différents filtres.

d) 4 câbles séismiques classiques ou « flûtes », pour la méthode de réflexion, gainés de caoutchouc, type *Vector*.

e) 500 mètres de câble de tir *Scindex*.

f) 1 000 kg d'explosifs T.N.T. en cartouche d'une livre anglaise (453 g).

g) 1 000 détonateurs électriques, type sans retard.

h) Une foreuse tarière à main *Sipre* permettant également de prélever des carottes de glace à des fins glaciologiques: mesures de densité, dureté, etc.

Remarque: Cet appareillage séismique avait été utilisé par la Commonwealth Transantarctic Expedition; il a été gracieusement mis à la disposition des Expéditions polaires belges après révision par la Société British Petroleum de Londres.

2. INSTALLATION

L'ensemble de l'appareillage d'enregistrement avait été monté à demeure à bord du snocat *Mannekenpis*.

Installé sur un cadre à suspension par *silent blocks*, il était protégé des chocs dus au terrain; il s'avéra nécessaire en plus de le recouvrir d'une housse de forte toile pour éviter au mieux les effets du froid et de la condensation.

Les bains photographiques répartis en bacs étaient logés dans un récipient en métal inoxydable dans le fond duquel avait été installé un système de chauffage par résistances électriques: la puissance dissipée fournie par les accumulateurs du véhicule était de 53,160 ou 240 kW.

L'intérieur du snocat était facilement transformable en chambre photographique permettant un développement facile et rapide des films après chaque enregistrement.

Pour des raisons de commodité, nous avons été amenés à modifier l'installation intérieure du snocat séismique: la suppression du coffre à batteries, la mise en place de la station radio dans la cabine avant, une disposition plus rationnelle de l'appareillage et des bains et surtout le doublage en triplex des

parois intérieures et du plafond ont rendu l'intérieur relativement plus confortable et habitable par deux personnes pendant le raid.

3. FONCTIONNEMENT DE L'APPAREILLAGE

a) Les *flûtes séismiques* utilisées de façon classique dans la prospection séismique, ont donné toute satisfaction.

b) Les conditions climatiques n'ont pas eu d'influence sur le fonctionnement de l'*ensemble amplificateurs — panneau de contrôle*. Sur de nombreux enregistrements on voit une impulsion parasite de grande amplitude notée « p » sur les films. Cette impulsion affecte toutes les traces. Elle est due à un défaut de fonctionnement de l'amplificateur de contrôle commandant la suppression. Cette impulsion a malheureusement perturbé l'inscription d'un certain nombre d'ondes (directes et réfléchies).

c) La *caméra d'enregistrement* a fonctionné dans des conditions convenables. Il faut néanmoins signaler un défaut de construction de cet appareillage: le couplage moteur-rouleau d'entraînement réalisé par un joint en caoutchouc souple était la cause d'un déroulement irrégulier du papier. La précision des déterminations des temps n'en est pas affectée grâce à la base de temps fournie par une roue phonique.

d) L'exploseur, alimenté par deux piles de 300 V, assurait la mise à feu des détonateurs seulement si l'on prenait la précaution de chauffer les piles au préalable. Sous l'action du froid, la tension d'alimentation du thyatron devenait inférieure à sa valeur critique.

e) Il faut signaler que l'emploi de l'*electrical scotch tape* pour l'isolation des épissures doit être déconseillé, ce produit devenant très dur et cassant sous l'influence du froid.

CHAPITRE II

Périodes d'observations et régions explorées

L'expédition antarctique belge 1959, doit, du point de vue sismique, être divisée en deux périodes distinctes:

- La première, s'étendant de mars à avril 1959;
- La seconde, de septembre 1959 à janvier 1960.

1. PREMIÈRE PÉRIODE

Elle fut relativement courte. Par suite de l'arrivée tardive de l'expédition sur le continent (deux mois de retard), le premier *raid* dut partir sans qu'il nous soit permis de faire une mise au point définitive de l'appareillage.

Durant le *raid* lui-même, nous n'avons pu effectuer que quelques tirs. Le mauvais temps continu et les très basses températures rencontrées sur le plateau polaire ont réduit les sondages sismiques à une station exploitable RO3, située à 100 km de la base.

2. DEUXIÈME PÉRIODE

Elle se divise en trois parties:

a. Septembre-octobre 1959

Réaménagement intérieur du snocat, afin de pouvoir loger deux personnes pendant le *raid*. Remise en état de l'appareillage. Mise au point d'une méthode de tir sur l'*Ice-Shelf* ainsi que sur la colline de glace à 20 km environ au SW de la base. Mise au point également d'une méthode de tir à grande distance par radio en vue des tirs de réfraction.

b. *Novembre-décembre 1959*

Durant le *raid*, il a été effectué 68 tirs pour 14 stations réparties comme suit:

i) Base Roi Baudouin — Romnaesfjellet (itinéraire long de 125 km).

3 stations (RO1 26 km de la base, RO2 62 km, ROR 80 km), 18 tirs en vue d'une étude de la variation de la vitesse de propagation des différentes ondes dans le névé et la glace en fonction de la profondeur ont été exécutés à ROR.

ii) Romnaesfjellet — Plateau polaire (itinéraire long de 125 km).

11 stations, à savoir:

- Une station entre Romnaesfjellet et Seal (TE1);
- Une station entre Seal et hauteur 1550 m (TE2);
- Une station entre hauteur 1550 m et Teltet (TE3);
- Trois stations entre Teltet et Smalegga (TG1 à 3) orientées sensiblement E-W;
- Trois stations sur le Gunnestadbreen à proximité de sa bordure occidentale (GU1 à 3);
- Deux stations sur le plateau polaire, PP1 et PPR, cette dernière constituant un profil à grande distance (15 tirs).

c. *Janvier 1960*

Après le retour du *raid*, fin décembre, nous avons repris les sondages séismiques aux environs de la base, et ceci jusqu'à l'arrivée de la 3ème expédition.

Ce programme comprend:

- Les environs immédiats de la base (RR1, 9 tirs; XB et XA);
- Un court profil de 3 stations allant de la base à la Baie U.S.S. Glacier (BB1 à 3);
- Un autre de la base à la Baie Roi Léopold III (LB1 à 3);

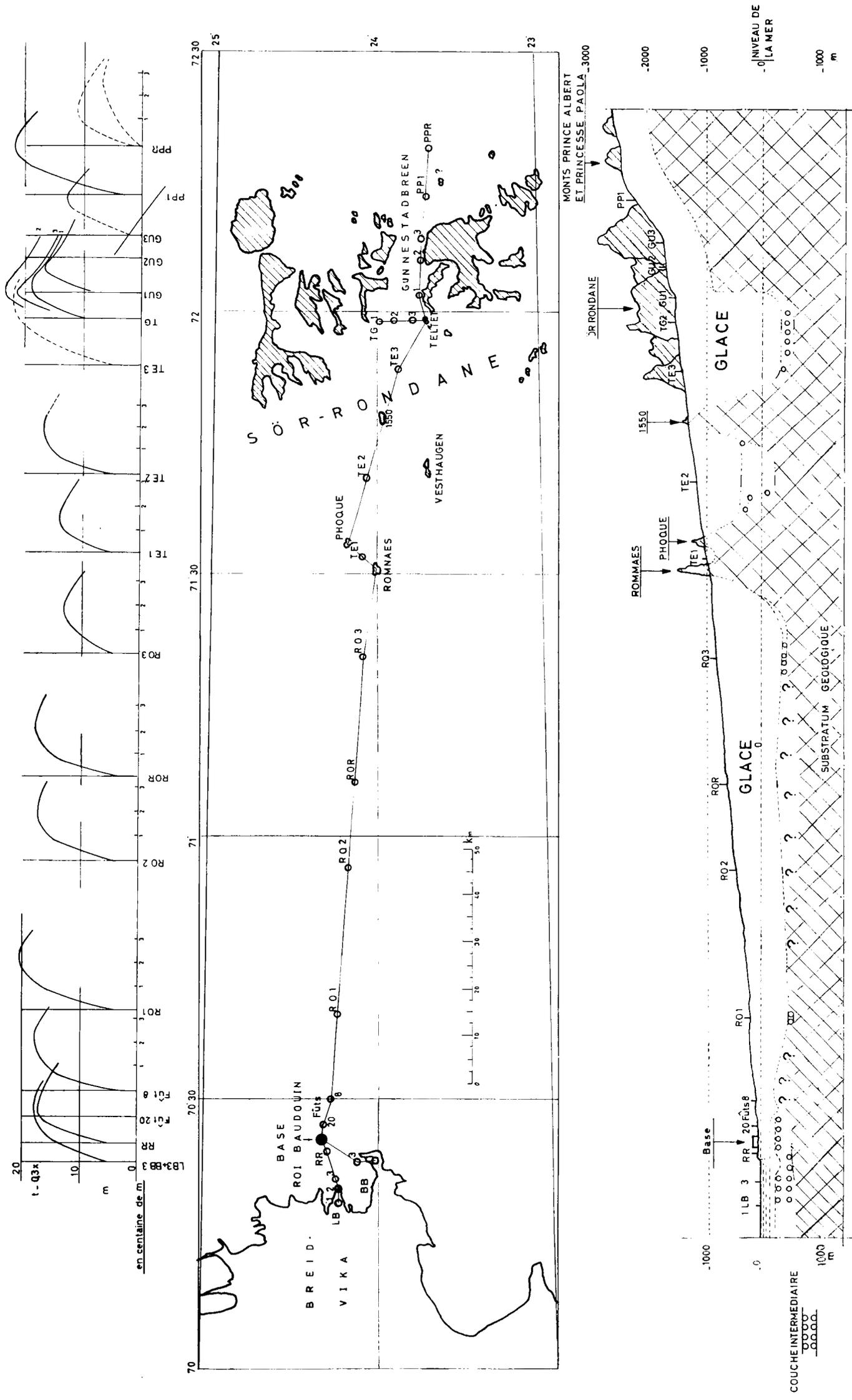


PLANCHE I. — Hodochrones réduites des premières arrivées. — Implantation des Stations sismiques. — Profil déduit des réflexions et réfractions.



CHAPITRE III

Equations et méthodes utilisées

1. *La méthode de déplacement du point d'explosion et ses conséquences*

Tous les tirs de réfraction ont été exécutés en laissant immobile le profil des géophones et en déplaçant le point d'explosion. L'ampleur du déplacement était telle que le profil étudié devait être continu mais sans recouvrement. De façon plus précise, l'intervalle entre 2 géophones était fixé à 30 mètres, la distance entre 2 points d'explosion successifs E_k et $E_k + 1$ était $11 \times 30 + 30 = 360$ mètres. Cette façon de procéder permet une avance beaucoup plus rapide étant donné que l'on économise le temps nécessaire à la mise en place et au déplacement de la flûte et des géophones.

Le processus de travail qui se justifie par les nécessités techniques d'un *raid* dans l'Antarctique, présente certaines particularités en ce qui concerne le dépouillement et l'interprétation des données, particularités qu'il convient de mettre en lumière.

a) *Cas des couches parallèles:*

i) Dans ce cas simple il n'y a rien de changé par rapport au procédé classique consistant à garder un point d'explosion fixe et à déplacer la base des géophones. Quelle que soit l'onde considérée — directe, réfléchie ou réfractée — on doit obtenir des hodochrones continues qui sont dépouillées et interprétées suivant les équations normales. On peut donc en particulier étudier la répartition de la vitesse dans le glacier en utilisant l'équation classique de HERGLOTZ. On a:

— Enfin un profil de 8 stations de la base vers le sommet de la colline en direction du S.S.W. à travers la jonction *Ice-Shelf/Inland Ice* (Fûts 20, 18, 17, 16, 15, 14, 10 et 8).

Malheureusement, les profils de réfraction sur longue distance, vers le sommet de la colline, nécessaires à la détermination précise de la vitesse de propagation des ondes dans les différents milieux, n'ont pas pu être faits comme prévu, le temps nous ayant fait défaut.

$$Z_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{x_m} \operatorname{arccb} \frac{vm}{v} dx \quad (1)$$

On trace d'abord l'hodochrone de l'onde directe et on la différencie de façon à obtenir la courbe expérimentale $v = f(x)$ (2), v étant la vitesse apparente à la distance d'observations x . On sait que la vitesse apparente à la distance x est égale à la vitesse maximum de l'onde au cours de son parcours. On découpe tout le profil en tranches successives 0- x_m par exemple 0-20, 0-40, 0-80 mètres... et on fait l'intégration de ces différentes tranches, en prenant successivement la valeur $f(20)$, $f(40)$, $f(80)$,... On obtient ainsi les profondeurs z_m où les vitesses vm sont atteintes. Signalons en passant que la méthode de HERGLOTZ est seulement applicable si $\frac{dv}{dz} > 0$. Il en résulte que s'il se présente à partir d'une certaine profondeur une diminution de la vitesse, l'étude de l'hodochrone de l'onde directe ne pourra donner aucune indication sur cette diminution.

ii) Il se peut que malgré la présence de couches parallèles, les hodochrones ne soient pas continues. Cet état de fait peut provenir de plusieurs causes différentes:

aa) Il existe une discontinuité dans le premier milieu, discontinuité telle qu'une crevasse dans le glacier. Le trajet de l'onde directe par exemple, pourrait être voisin de celui schématisé sur la figure 2, la crevasse étant placée en c entre les deux points

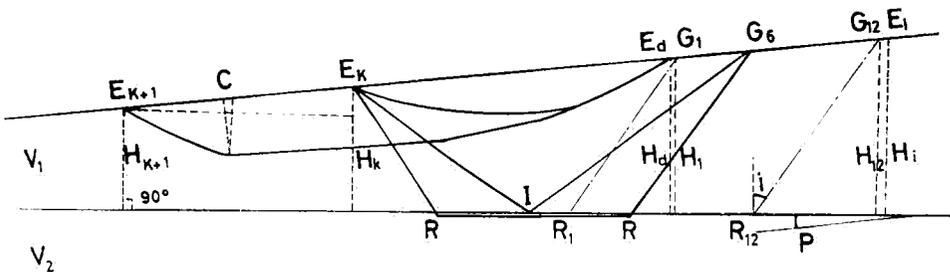


FIG. 2. — Ondes réfléchies et réfractées. Influence du déplacement du point de tir E. Influence des Crevasses, C; Géophones, G; Vitesses, V.

d'explosion E_k et E_{k+1} . Il en résultera un retard de l'hodochrone relative à E_{k+1} par rapport à celle à E_k . Les deux couches seront à peu près parallèles mais présenteront un décrochement. Dans le procédé habituel, par déplacement des géophones, il y aura également décrochement, mais sauf cas exceptionnel, le décrochement se produira entre deux géophones consécutifs, indiquant clairement une discontinuité du milieu traversé et excluant par là même d'autres origines possibles d'un tel décrochement: erreur sur les distances topographiques, retard de mise de feu, etc.

bb) En effet un décrochement des hodochrones peut également être dû à une mesure erronée de distance de $E_k E_{k+1}$. Une erreur de 3 à 4 m se traduit par un décrochement de 1 milliseconde. Un tel décrochement est à la limite de la précision, mais reste cependant visible sur un graphique convenablement construit.

On verra que l'étude du profil de réfraction ROR a révélé la présence de tels décrochements.

b) Couches non parallèles:

Nous nous plaçons dans le cas où le glacier à l'intérieur duquel règne une distribution de vitesse uniquement fonction de la profondeur, repose sur un substratum — moraine ou rocher compact — dont la surface n'est pas parallèle à la surface supérieure du glacier (les deux surfaces sont supposées planes en première approximation. Nous devons considérer l'onde réfléchie dans ces conditions.

i) Onde réfléchie.

Nous nous placerons dans le cas de la *figure 2*; la surface de séparation fait un angle p avec la surface du glacier. On suppose que la direction points d'explosion — géophones correspond à une situation en aval pendage. Dans le cas contraire, il suffirait de changer p en $-p$ dans les équations.

Soient h_1 et h_{12} les distances des géophones G_1 et G_{12} au deuxième milieu et soient x_{1k} et x_{12k} les distances $E_k G_1$ et $E_k G_{12}$, on peut écrire

$$t_{1k}^2 = \frac{1}{V^2} (x_{1k}^2 + 4b_{1k}^2 - 4x_{1k}b_{1k} \sin p) \quad (3)$$

$$t_{12k}^2 = \frac{1}{V^2} (x_{12k}^2 + 4b_{12k}^2 - 4x_{12k}b_{12k} \sin p) \quad (4)$$

Les temps t_{1k} des divers points d'explosions successifs se placeront sur une hyperbole *amont-pendage*. Les temps t_{12k} se placeront de façon analogue sur une hyperbole *amont-pendage*, voisine de la précédente et en retard par rapport à elle.

Si par contre, on se donne un point d'explosion et si on considère les temps de propagation observés en un géophone G_i , il faut écrire

$$t_i^2 = \frac{1}{V^2} (x_i^2 + 4b_k^2 + 4x_i b_k \sin p) \quad (5)$$

Ces temps t_i sont donc placés sur une hyperbole *aval-pendage*. En définitive, les temps observés se placent sur une série d'hyperboles *aval-pendage* limitée par deux hyperboles *amont-pendage*.

Remarque: Dans les équations précédentes, nous avons admis implicitement que la vitesse de propagation dans le glacier était uniforme. En réalité, il n'en est rien. Mais du point de vue qualitatif, rien n'est changé. On doit obtenir des tronçons d'isochrones qui ne se raccordent pas.

ii) Onde réfractée.

Les équations de l'onde réfractée dans le deuxième milieu où la vitesse de propagation est V_2 , s'écriront:

$$\text{Point d'explosion } E_k : t_k = \frac{2b_k \cos i}{V_1} + \frac{x_k \sin (i+p)}{V_1} \quad (6)$$

Point d'explosion E_{k+1} :

$$t_{k+1} = \frac{2b_{k+1} \cos i}{V_1} + \frac{x_{k+1} \sin (i+p)}{V_1} \quad (7)$$

Pour chaque géophone G_i , on a $x_{k+1} = x_k + E_k E_{k+1}$; la différence de temps $t_{k+1} - t_k$ restant constante. En tenant compte de la relation $b_k - b_{k+1} = E_k E_{k+1} \sin p$, on trouve

$$\begin{aligned}
 t_{k-1} - t_k &= \frac{E_k E_{k+1}}{V_1} [- 2 \sin p \cdot \cos i + \sin(i + p)] = \\
 &= - \frac{E_k E_{k+1}}{V_1} \sin(i - p)
 \end{aligned}
 \tag{8}$$

Comme on connaît la vitesse apparente V'_2 telle que $\frac{V_1}{V'_2} = \sin(i + p)$ il est possible de calculer i et p et par conséquent tous les éléments de la surface de réfraction. L'exécution d'un tir inverse n'est donc pas nécessaire.

Si on se place dans le cas plus compliqué où la surface de séparation glace — deuxième milieu n'est pas plane, les inconvénients du procédé par déplacement du point d'explosion réapparaissent. En effet, quelle que soit la forme de l'interface, les éléments hodochrones de l'onde réfractée correspondant à des points de tirs successifs doivent toujours être superposables par une translation car ils résulteront uniquement de la même portion d'interface, la portion correspondant à la partie remontante de l'onde. Sur la *figure 2*, il s'agirait de la portion $R_1 R_{12}$ de la surface plane. Un tel problème sera posé par l'interprétation du tir PPR.

Il est en définitive permis d'affirmer que le dépouillement d'un profil séismique obtenu par déplacement des points d'explosion présente des difficultés et des incertitudes accrues par rapport au dépouillement d'un profil obtenu par déplacement de la flûte de géophones. Le procédé par déplacement du point d'explosion est beaucoup plus rapide et par cela beaucoup mieux adapté à l'exécution au cours d'un *raid* dans l'Antarctique où de nombreux impératifs doivent être conciliés. Ce procédé a été utilisé par d'autres expéditions dans les régions polaires. Il ne semble pas que les conséquences en aient été mises en lumière de façon suffisamment explicite.

2. Calcul des pendages des miroirs réfléchissants

En général, le dispositif utilisé était le suivant: premier point d'explosion E_a à 10 mètres du géophone 1, intervalle entre les géophones 30 mètres. On a donc $E_a G_{12} = 340$ mètres. Un

deuxième point d'explosion E_i correspond à un tir inverse qui se place à 10 mètres du géophone G12. On peut calculer le pendage du miroir réfléchissant uniquement en se servant du tir direct. Il suffit d'utiliser un abaque analogue à celui de HEILAND. Nous avons construit un tel abaque en utilisant plusieurs vitesses moyennes. L'emploi de ces abaques est limité par la précision de la connaissance des vitesses moyennes.

a) Grâce à l'exécution des tirs inverses, il est possible d'avoir très facilement une bonne valeur du pendage. En effet, on peut connaître les temps de réflexion T_{od} et T_{oi} correspondant aux points d'explosion E_d et E_i . Il est nécessaire d'exécuter une extrapolation, mais cette dernière s'étendant sur une distance très faible, n'apporte que des erreurs négligeables. On a immédiatement

$$\sin p = \frac{Vm(T_{od} - T_{oi})}{2E_d E_i} \quad (9)$$

Vm étant la vitesse moyenne utilisable, les valeurs positives de p correspondent à des amonts par rapport à E_d .

b) Une autre méthode permettant d'obtenir une bonne valeur du pendage au voisinage de la ligne des géophones comporte l'exécution des deux tirs E_d et E_k tels que

on a

$$\frac{G_2}{E_d G_{12}} = \frac{G_1}{E_k G_1} = x$$

Si cette condition n'est pas exactement remplie, il est facile de déterminer par interpolation les temps T_d et T_k qui correspondent à la relation précédente.

Soient b_d et b_k les distances de E_d et E_k au miroir supposé plan,

$$T_d^2 = \frac{1}{V^2} (x^2 + 4b_d^2 - 4xb_d \sin p)$$

$$T_k^2 = \frac{1}{V^2} (x^2 + 4b_k^2 - 4xb_k \sin p)$$

d'où

$$T_d^2 - T_k^2 = \frac{1}{V^2} [4(b_d^2 - b_k^2) - 4x(b_d - b_k) \sin p]$$

En introduisant ensuite le temps de réflexion T_{od} , on trouve finalement

$$\sin p = \frac{Vm(T_k^2 - T_a^2)}{E_d E_k 4 T_{od}} \quad (10)$$

c) Enfin, le dispositif symétrique représenté sur la *figure 3* où E' est au milieu de $G_1 G_{12}$ et E au milieu de $G'_1 G'_{12}$, a été également utilisé. Soient $EG_1 = E'G'_1 = L$, $G_1 G_{12} = G'_1 G'_{12} = 1$ et t_1 le temps de l'onde réfléchie correspondant au trajet EG_1 , t_{12} , t'_1 , et t'_{12} les temps correspondant aux trajets EG_{12} , $E'G'_1$ et $E'G'_{12}$. On trouve très facilement

$$\left. \begin{aligned} t^2_{12} - t'^2_1 &= \frac{2}{V^2} \sin p (b_1 + b_2) 1 \\ t^2_{12} - t'^2_{12} &= \frac{2}{V^2} \sin p (b_1 + b_2) 1 \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

3. Emplois et particularités des hodochrones réduites

On a vu que la détermination de la loi de variation de vitesse en fonction de la profondeur nécessitait la connaissance de la vitesse apparente v en fonction de la distance d'observation x , soit $v = f(x)$.

Cette fonction sera purement expérimentale. Elle se traduira par un tableau de chiffres: on ne cherchera nullement à obtenir une expression algébrique. Pour obtenir cette fonction, il faut d'abord tracer l'hodochrone, c'est-à-dire la courbe $t = F(x)$, les temps de propagations étant les valeurs expérimentales lues sur les enregistrements, corrigées s'il il y a lieu des effets possibles du relief (nous n'avons pas tenu compte de ces effets, les implantations des profils à grandes distances étant choisies en raison de leur topographie très molle). On exécute une différenciation sur l'hodochrone tracée afin d'obtenir un certain nombre de valeurs de v (ou de $1/v$). Le résultat de la différenciation est forcément sujet à des variations notables selon le tracé de l'hodochrone par l'interpréteur. Il est nécessaire de réduire autant que possible cette influence subjective.

Si l'on utilise des hodochrones classiques, t en ordonnée, x en abscisse, on est très rapidement limité par la grandeur du graphique, si l'on veut éviter que les unités de temps et de distance soient représentées par des longueurs trop petites.

Si l_1 et l_2 sont les modules d'échelles, c'est-à-dire $Y = l_1 t$ et $X = l_2 x$, Y et X étant des longueurs mesurées sur le papier, on a

$$\frac{1}{V} = \frac{dt}{dx} = \frac{l_2}{l_1} \frac{dY}{dX} = \frac{l_2}{l_1} \operatorname{tg} \alpha$$

α étant l'angle que fait la tangente à la courbe en un point donné avec l'axe des X . Il faut choisir l_1 et l_2 pour que α prenne une valeur de l'ordre de 45° pour la vitesse maximum rencontrée, soit environ 4 km/s ou 4 m/ms. On doit donc avoir $\frac{l_2}{l_1} = \frac{1}{4}$. Pour la vitesse dans la glace au voisinage de la surface, soit 1 m/ms, on aura $\operatorname{tg} \alpha = 4$, $\alpha = 75^\circ$. L'intervalle de variation de α est donc relativement faible ($\sim 30^\circ$). Il en résulte que les vitesses déterminées sont obtenues avec une précision faible.

Les différents inconvénients signalés plus haut peuvent aisément être évités par l'emploi des *hodochrones réduites*. Au lieu de représenter $t = F(x)$, on porte en ordonnée les grandeurs $t - \frac{x}{V_0}$, V_0 , la vitesse de réduction, étant une grandeur fixe et convenablement choisie. On a immédiatement

$$\frac{1}{V} = \frac{1}{V_0} + \frac{l_2}{l_1} \operatorname{tg} \beta \quad (12)$$

avec $Y = l_1 \left(t - \frac{x}{V_0} \right)$, et $X = l_2 x$, β étant l'angle entre la tangente à la courbe et l'axe des X . La vitesse de réduction prend une valeur intermédiaire entre la vitesse à la surface et la vitesse maximum observée. Nous avons adopté en général $V_0 = 3,333$ m/ms, soit $\frac{1}{V_0} = 0,3$ de sorte que $\frac{x}{V_0}$ soient des nom-

bres entiers (les distances prenant des valeurs entières en décimètres). Dans les conditions des graphiques utilisés, β varie entre $+95^\circ$ et -45° . Il y a donc un intervalle de variation beaucoup plus grand que celui des hodochrones classiques. Sur les graphiques originaux 1 ms est représenté par 5 mm, donc par une longueur plus de 10 fois plus grande que sur l'enregistrement. Les erreurs graphiques sont complètement éliminées par cette dilatation considérable des ordonnées. Si les hodochrones normales sont des droites, il en est de même des hodochrones réduites. Les points de brisure et les ordonnées à l'origine ne subissent aucune modification. Signalons enfin qu'une erreur de distance de 3 mètres se manifeste par une erreur apparente de temps de 1 ms. Certaines précautions dans l'emploi des hodochrones réduites sont donc nécessaires.

CHAPITRE IV

Le Profil ROR

1. Généralités

Ce profil a été exécuté les 26, 27 et 28 novembre 1959 au cours du deuxième *raid* vers l'intérieur; il est situé à 80 km au Sud de la base et à 45 km au Nord de Romnaesfjellet, le premier affleurement rocheux rencontré. La topographie générale du glacier était pratiquement plane. La surface elle-même est caractérisée par des sastruggi de 30 cm de hauteur environ. Aucune crevasse n'a jamais été visible dans cette région au cours des *raids* effectués en mars, octobre, novembre, décembre 1959. Cependant, si des crevasses devaient se trouver en profondeur, il est probable qu'elles seraient orientées en direction EW.

Les coordonnées géographiques du premier géophone sont: latitude 71°06,3' S; longitude 24°07,5' E; altitude 570 m.

En tout, 21 tirs ont été exécutés: 17 films sont exploitables la distance couverte par le profil est de 2 610 mètres.

Le jalonnement de la ligne de tir a été effectué le 26 novembre. Les distances ont été mesurées à l'aide d'un câble étalonné.

La situation météorologique au cours des trois journées ne fut jamais bonne.

Bien que le ciel soit resté visible, le vent qui ne fut jamais inférieur à 10 nœuds provoquait un chasse-neige bas à élevé. La visibilité fut très variable; en moyenne elle fut, à hauteur d'homme, inférieure à 1 000 mètres quoique le sommet du mont Romnaes situé à quarante kilomètres soit resté visible presque en permanence.

En premier lieu, un tir à grande distance a été exécuté en déplaçant les points d'explosion successifs au delà de G_1 vers le Sud, la ligne de géophone $G_1 G_{12}$ était orientée pratiquement vers le Nord (Azimuth $G_1 G_{12} : 3^\circ$). Un point d'explosion situé en E_i (voir *figure 2*) constitue un premier tir inverse (tir 16). Enfin, tout le dispositif a été inversé (*figure 3*) et deux tirs ont été enregistrés dans ces conditions (tirs 6 et 6 bis).

La profondeur de la charge d'abord fixée à 5 m, a été ensuite ramenée à 60 cm, la qualité des enregistrements n'étant pas affectée de façon très sensible. Néanmoins, ce changement du mode opératoire entraîne des corrections au cours du dépouillement.

De très belles inscriptions ont été obtenues (voir *planche III, in fine*). Les temps de propagation des diverses ondes peuvent souvent être déterminés avec la précision de la milliseconde. Certaines arrivées ont été marquées par l'impulsion parasite instrumentale mentionnée plus haut (voir page 20), mais l'ensemble des résultats est assez peu affecté par ce fait.

L'interprétation des données expérimentales s'est heurtée à de nombreuses difficultés; elle a, par ailleurs, soulevé des problèmes variés. Nous étudierons en détail ce profil en analysant d'abord les ondes longitudinales directes, puis les ondes réfléchies simples ou multiples, enfin une onde complexe.

Les ondes transversales et superficielles ont également été inscrites; cependant, l'appareillage n'étant pas adapté à leur enregistrement, leurs débuts ne peuvent pas être déterminés avec précision, de sorte que nous avons renoncé à en faire l'étude.

2. Onde longitudinale directe

On a vu que la détermination de la loi de variation de la vitesse en fonction de la profondeur devait débiter par le tracé des hodochrones.

La vitesse de réduction utilisée est $V_0 = \frac{1}{0,3} = 3,33..$ m/ms.

Cette vitesse se prête bien à cette étude. Les temps réduits des tirs 1, 2 et 3 permettent le tracé d'une courbe bien définie. Un

EXPEDITION ANTARCTIQUE BELGE 1959

Tirs de réfractions

Hodochrones réduites

$$t = T - 0,3D$$

VITESSE DE REDUCTION

$$V_a = \frac{1}{0,3} = 3,333 \text{ km/s}$$

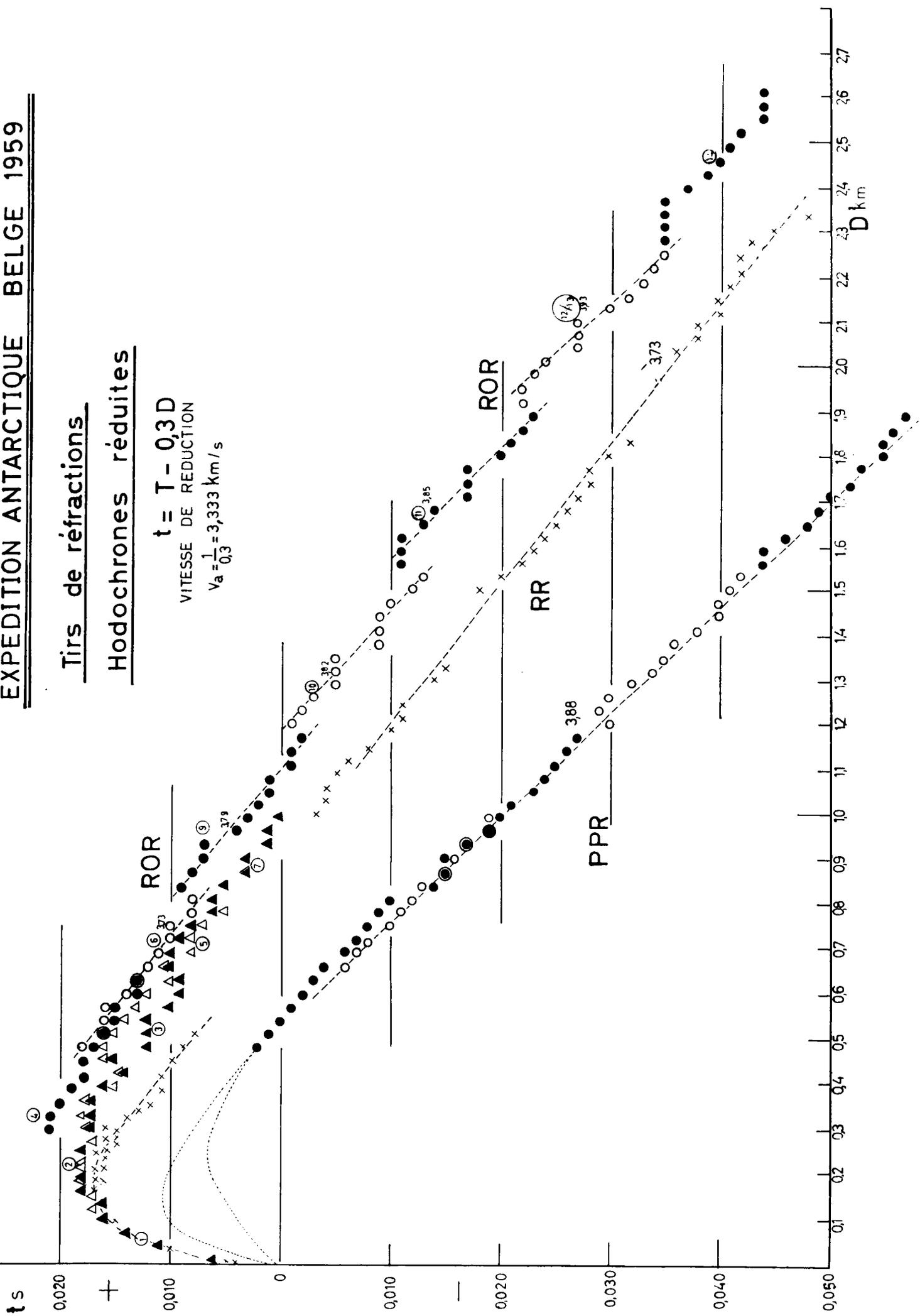


PLANCHE II. — Hodochrones réduites des tirs à grandes distances



certain nombre de difficultés apparaissent pour les autres tirs. Nous les analyserons en détail.

a) *Influence de la profondeur de la charge*

Les charges des tirs 1, 2 3, 5, 6, et 7 ont été placées dans des trous profonds de 4,5 à 5 mètres. Les autres tirs ont été effectués avec une profondeur de 0,6 mètre seulement. Un certain nombre de tirs ont été exécutés en modifiant uniquement la profondeur de la charge (tirs 3 et 4, 5 et 5bis, 6 et 6bis). La différence de temps de propagation est en moyenne de 3 ms, cette différence de temps est d'ailleurs confirmée par les inscriptions des ondes réfléchies. Sur les hodochrones réduites figurées sur la *planche II*, les triangles correspondent à des tirs à 5 mètres de profondeur, les cercles à des tirs à 0,60 mètre. Les charges à faible profondeur conduisent à des temps plus grands; ce qui est parfaitement normal.

b) *Les décrochements des hodochrones et leurs causes probables*

Pour les tirs 5-15, on constate qu'il n'y a aucune possibilité de tracer une courbe continue à travers les points représentatifs, quand on passe d'un point d'explosion au suivant. Les différents tronçons d'hodochrones présentent des retards les uns par rapport aux autres quand la distance de tir augmente. Nous avons tracé des segments de droite correspondant à chaque tir. Si on détermine la vitesse apparente correspondant à chaque segment, on constate que les valeurs trouvées graphiquement augmentent systématiquement. A titre de vérification, nous avons également calculé par les moindres carrés, les mêmes vitesses moyennes. Les résultats sont consignés dans le *Tableau I*.

Tableau I. — Vitesses graphiques et calculées (tirs 5-13)

Tir	5	9	10	11	12-13
Vitesse graphique	3,73	3,79	3,82	3,85	3,93
Vitesse calculée	3,73	3,77	3,83	3,84	3,88

L'accord entre les valeurs obtenues graphiquement d'une part, par le calcul d'autre part, est très satisfaisant.

La vitesse moyenne correspondant aux points de tir les plus éloignés (14 et 15) n'a pas été déterminée. La dispersion des temps d'arrivée lus sur les enregistrements est trop grande pour permettre des conclusions même peu sûres. Il s'agit d'ailleurs d'émergences très faibles ne permettant pas de bonnes lectures.

La croissance systématique des vitesses apparentes ne peut faire aucun doute. Si l'on voulait faire passer par l'ensemble des points représentatifs des tirs 5 à 14, une droite moyenne dont la pente correspondrait d'ailleurs à une vitesse constante de l'ordre de 3,68, l'interprétation serait contraire aux données expérimentales. Il est donc nécessaire d'analyser et d'essayer d'expliquer les décrochements.

On peut mesurer sur le graphique les décrochements des divers segments de droites: on trouve une valeur assez constante de l'ordre de 3 ms.

Nous avons indiqué plus haut les deux causes possibles de ces décrochements: les crevasses ou des erreurs de distances.

i) Pour obtenir des décrochements aussi réguliers, il faudrait admettre une disposition particulière des crevasses qui serait liée de façon très étroite à l'intervalle des distances de deux points de tirs consécutifs. Il est invraisemblable qu'une telle disposition soit réalisée dans une région où, comme on l'a dit, aucune crevasse n'apparaît à la surface.

ii) *Les erreurs de distances* sont beaucoup plus plausibles. Nous sommes arrivés à la conclusion qu'une erreur systématique s'est glissée dans le jalonnement de la ligne de tir, les distances indiquées étant trop petites d'environ 10 mètres. Nous avons examiné les diverses causes possibles de cette erreur: elles conduisent toujours à trouver des chiffres trop faibles. Cette erreur s'applique à partir du tir 9 à toutes les distances de deux points d'explosion consécutifs. Les corrections probables sont consignées dans le *Tableau II*.

Tableau II. — Corrections probables à apporter aux distances.

Tirs	9	10	11	12-13	14
Correction en mètres	+ 10	+ 20	+ 30	+ 40	+ 50

c) *Variation de vitesse avec la profondeur.*

En tenant compte des deux causes de difficultés exposées précédemment (1), nous avons déterminé la loi expérimentale de variation de vitesse avec la profondeur. Nous avons d'abord tracé une hodochrone moyenne en ramenant les points d'explosion à la surface du sol et nous avons dérivé cette courbe. Pour les tirs à partir de 9 où les erreurs probables de distances ont été constatées, la vitesse apparente moyenne correspondant à chaque segment de droite a été appliquée à la distance moyenne. L'interprétation a été faite dans deux conditions différentes; nous avons utilisé les distances corrigées et non corrigées pour les derniers tirs. L'erreur finale n'est pas importante ainsi qu'il apparaît dans le *tableau III*.

Tableau III. Distances corrigées et non corrigées pour les tirs 12-13.

Tirs	9	10	11	12-13
Vitesse apparente	3,79	3,81	3,86	3,93
Distance indiquée	1 000	1 365	1 695	2 085
(Profondeur calculée)	122,1	138,0	170,9	230,0
Distance corrigée	1 010	1 385	1 725	2 125
Profondeur correspondante	125	142	175	235

(1) Variation de la profondeur de la charge, erreurs sur la distance.

Le résultat complet de l'interprétation est donné sous forme de courbes de vitesse en fonction de la profondeur (*fig. 8*). Pour déterminer les premières valeurs des vitesses au voisinage de la surface, nous avons adopté quelques uns des chiffres obtenus par BENTLEY [1]*. En effet, la plus courte distance d'observation étant 10 mètres avec une profondeur de la charge de 5 mètres, il était impossible de connaître le début de l'hodochrone. Nous avons vérifié le chiffre adopté en procédant à l'intégration de l'hodochrone en partant des valeurs des vitesses: la concordance est excellente.

Si on effectue l'intégration de la fonction $1/v$, on obtient la vitesse moyenne qui doit être utilisée pour le calcul des réflexions. On a

$$\frac{1}{V_m} = \frac{1}{z} \int_0^z \frac{1}{V} dz \quad (13)$$

En première approximation nous trouvons une épaisseur de la glace de l'ordre de 850 mètres. L'interprétation a été faite au planimètre polaire pour les 230 premiers mètres où la vitesse varie de 0,6 à 3,93 km/s. Pour les profondeurs supérieures, nous avons admis que la vitesse était constante et égale à 3,93 km/s. Pour que cette hypothèse soit conforme à la réalité, il aurait été nécessaire que cette vitesse soit observée sur une très grande distance (au moins 1 km) au delà du tir 12-13. Il faut donc en conclure que la vitesse maximum dans la glace est *supérieure ou égale* à 3,93 km/s, de sorte que la vitesse moyenne déterminée par l'intégrale de HERGLOTZ, soit 3,75 km/s, doit être considérée comme une *valeur minimum* dans la zone de tir ROR. On remarquera que cette valeur maximum admise de 3,93 km/s est un chiffre qui n'est certainement pas très loin de la réalité, étant donné que les plus grandes valeurs trouvées tant au Groenland qu'en Antarctique, ne dépassent guère la valeur de 4 km/s, de sorte que la vitesse moyenne utilisable pour les tirs de réflexion — 3,75 km/s doit être proche de la vérité.

* Les chiffres entre [] renvoient à la bibliographie *in fine*.

Cette valeur est utilisable seulement pour des trajectoires verticales. Dans le cas de l'enregistrement à grande distance de réflexions, il conviendrait de tenir compte de la courbure de la trajectoire. Pour le calcul des vitesses moyennes l'équation (13) doit être remplacée dans la zone où la vitesse varie — les premiers 230 mètres — par les deux intégrales

$$t = \int_0^{230} \frac{dz}{V \cos i}; \quad x = \int_0^{230} \operatorname{tg} i \cdot dz; \quad \frac{\sin i}{V} = \frac{\sin i \cdot 230}{V \cdot 230}$$

Au dessous de 230 mètres, nous admettons que la vitesse est uniforme et que les trajectoires sont par conséquent *rectilignes*. Nous avons fait le calcul en admettant comme précédemment une vitesse constante de 3,93 km/s au-dessous de 230 mètres, et une épaisseur totale de glace de 850 mètres. Les résultats sont consignés dans le *tableau IV*.

Tableau IV. — Variation de la vitesse

Distance d'observation	0	790	1 020	1 535	2 095	2 940
Vitesse moyenne	3,75	3,74	3,74	3,75	3,77	3,79

La variation de la vitesse moyenne utilisable pour le calcul des réflexions est donc très faible.

Tous les calculs précédents ont été exécutés sur la base des distances de tir indiquées par l'opérateur. Le même calcul appliqué aux distances corrigées (*tableaux II et III*) conduit à des corrections négligeables.

3. Ondes réfléchies

D'excellentes réflexions simples, doubles et même triples, ont été obtenues sur le profil ROR. L'heure d'arrivée des réflé-

xions simples peut être déterminée avec la précision de la milliseconde jusqu'aux distances de l'ordre de 1 500 mètres. Aux distances supérieures, la précision diminue, mais n'est jamais inférieure à 2-3 ms. Les réflexions multiples ayant une énergie plus faible, présentent des départs moins nets. Néanmoins, les temps de réflexion double peuvent souvent être donnés avec la précision de la milliseconde.

L'ensemble des réflexions a le caractère d'onde unique. Sauf pour les tirs 12 et 13 où deux impetus successifs séparés par 6-10 ms sont visibles, on ne voit qu'un seul départ. On peut donc affirmer que le miroir réfléchissant est constitué par un matériau assez homogène. S'il y a de la moraine sur le rocher, son épaisseur est très faible.

Nous verrons dans cette étude que la vitesse apparente de l'onde réfléchie est systématiquement inférieure à la valeur qui a été déduite de l'intégration par la méthode de HERGLOTZ. Cette différence systématique peut être simplement la conséquence d'un aval pendage du miroir réfléchissant. Il convient donc au préalable d'étudier ce problème.

a) *Calcul du pendage du miroir réfléchissant.*

Nous avons donné plusieurs méthodes permettant de calculer le pendage avec une bonne précision.

i) On a exécuté deux tirs Ed et Ei aux deux extrémités de la ligne de géophones. Les temps d'écho T_{od} et T_{oi} peuvent être déterminés. On utilisera la relation (9).

Ce test correspond aux deux tirs ROR1 et ROR 16.

On a

$$T_{od} = 463 \text{ ms}, T_{oi} = 463 \text{ ms}$$

$$T_{d_{12}} = 476 \text{ ms}, T_{i_1} = 474 \text{ ms}$$

Il en résulte immédiatement que $\sin p$ est nul. La partie du miroir réfléchissant testée par ce procédé correspond exactement à la distance $Ed Ei$, soit 350 mètres; étant donné que p est nul, le miroir est situé directement sous la ligne de géophones.

Si on admet une erreur de ± 1 ms sur T_{od} et T_{oi} , on pourra avoir une erreur de ± 2 ms sur $T_{od} - T_{oi}$: une application de la formule (9) donne les limites d'erreurs de $\sin p$: on a

$$\sin p = 0 \pm \frac{3,7 \times 2}{2 \times 350} = 0 \pm 0,01$$

d'où

$$p = 0 \pm 0,7''$$

ii) On utilise un point de tir E_k situé du même côté de la ligne de géophones que E_a et on emploie les temps de propagation tels que les distances horizontales soient les mêmes. La relation (10) donne également le pendage p . Les deux tirs ROR1 et ROR3 se prêtent à ce deuxième test.

On a pour $x = 300$ m

$$T_d = 470 \text{ ms (ROR1)}$$

$$\text{et } T_k = 472 \text{ ms (ROR3)}$$

On a:

$$p = 0,8'' \pm 0,8 \text{ (amont pendage)}$$

Il est facile de voir que la portion de miroir réfléchissant ainsi testée s'étend à 150 mètres de part et d'autre de l'aplomb du point E_a .

iii) Les tirs 5 et 5 bis, 6 et 6 bis, présentent les caractéristiques de la *figure 3*. On pourra donc utiliser les relations (11). Les profondeurs des charges sont les mêmes pour 5 et 6 et 5 bis et 6bis.

En ramenant les tirs à une profondeur de 4 mètres à ceux à une profondeur 0,6 m par une correction de 4 ms et en faisant la moyenne, on trouve

$$t_1 = 488,5 \quad t_{12} = 522$$

$$t'_1 = 489 \quad t'_{12} = 521$$

On voit immédiatement que ces chiffres conduisent à un pendage extrêmement faible. Les différences entre t_1 et t'_1 , t_{12} et t'_{12} sont tellement minimes que le pendage aval calculé — de l'ordre de 1/2 degré — doit être considéré comme non significatif.

De ces trois déterminations il résulte qu'il n'y a pratiquement pas de pendage du miroir réfléchissant par rapport à la surface. La portion étudiée de cette manière s'étend de l'aplomb du point de tir *Ei* (ROR 16) à 10 mètres du géophone 12, jusqu'à 240 mètres au delà du géophone 1, soit 570 mètres en tout. Les réflexions lues sur les tirs 1 à 5 bis, et 16 doivent être considérées comme provenant d'un miroir à pendage nul. On ne peut évidemment tirer aucune conclusion au point de vue pendage autres tirs exécutés à des distances plus grandes de G_1 .

b) *Evaluation de la vitesse moyenne verticale d'après les réflexions*

Par suite de l'absence de pendage dans les premiers 570 mètres, l'équation de l'onde réfléchie s'écrit de façon très simple

$T_R^2 = \frac{x^2 + 4b^2}{V^2}$. Entre 0 et 1 km, la vitesse moyenne ne varie pas (*tableau IV*), de sorte que V peut être considérée comme une constante égale à 3,74 km/s.

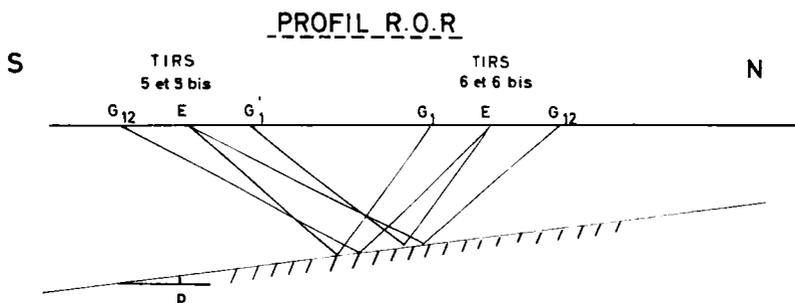


FIG. 3

Si les hypothèses faites sont exactes, les quantités $t^2 - \frac{x^2}{3,74^2}$ doivent être constantes aux erreurs près, t étant les temps de réflexions expérimentaux.

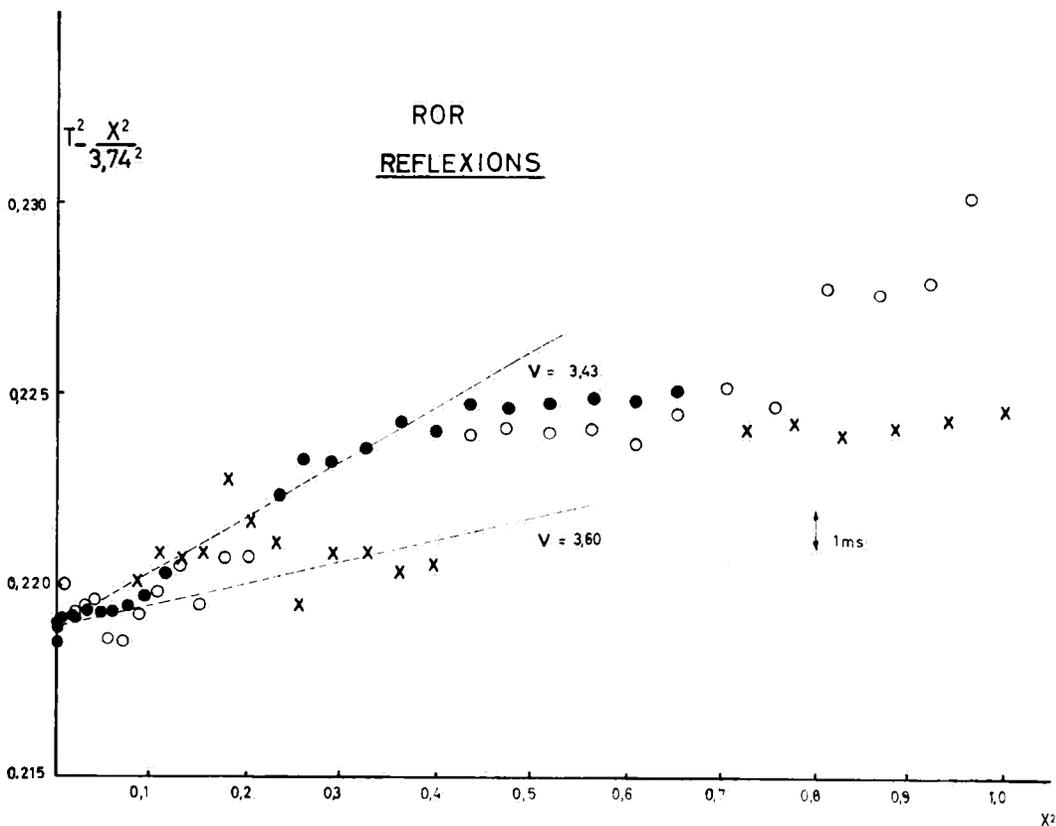


FIG. 4

Afin de rendre les diverses données comparables, nous avons appliqué des corrections uniformes de ± 4 ms aux tirs effectués à une profondeur de 5 mètres; par ailleurs, nous avons fait la moyenne des différents tirs correspondant à des points d'explosion identiques.

La figure 4 donne le résultat du calcul. Les différents symboles utilisés servent uniquement à distinguer les divers points de tirs. On peut conclure de l'examen du graphique que la vitesse moyenne de 3,74 km/s calculée par l'intégrale de HERGLOTZ ne peut être considérée comme une valeur exacte de la vitesse moyenne *verticale* utilisable pour le calcul des réflexions. Cette dernière est certainement inférieure à 3,74 km/s. En

effet, les valeurs de $t^2 - \frac{x^2}{3,74^2}$ ne sont pas constantes aux

erreurs près, mais sont lentement croissantes en fonction de x . Cette croissance ne peut être attribuée à un aval pendage, étant donné que celui-ci doit être considéré comme très faible ou nul, au moins sous la ligne de géophones.

Il est difficile d'évaluer exactement la vitesse verticale moyenne. A titre d'indication, nous avons tracé deux droites correspondant à des vitesses de 3,60 km/s et 3,43 km/s. Nous pensons que le chiffre de 3,60 km/s est voisin de la réalité.

c) *Les réflexions multiples.*

Si le miroir réfléchissant est parallèle à la surface, on doit avoir

$$t_{R1}(x) = 1/2 t_{R2}(2x) = 1/3 (t_{R3})(3x)$$

Le temps de réflexion de l'onde réfléchie simple à la distance x est égal à la moitié du temps de la réflexion double à la distance $2x$ et au tiers de celui de la réflexion triple à la distance $3x$.

Le *tableau V* ci-dessous a été établi en ramenant les points d'explosion à la surface et en effectuant les interpolations nécessaires pour obtenir des valeurs entières des distances.

Tableau V. — Réflexions multiples

x	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1 000	
$t_{R1}(x)$		467	468	471	474	481	489	499	508	516	530	545
$1/2 t_{R2}(2x)$		467	467	470	475	481	486	501	512	524	536	555
$1/3 t_{R3}(3x)$		(468)	—	—	475	—	—	502	508			

De l'examen de ce tableau, il résulte que jusqu'à $x = 600$ la relation est très bien vérifiée. Au delà de cette distance, les temps de l'onde t_{R2} sont en retard, ce qui indique un abaissement possible du miroir réfléchissant. Pour les courtes distances, on a une confirmation supplémentaire que le miroir et la surface

sont quasi parallèles. Nous n'avons pas utilisé cette méthode plus tôt pour démontrer ce fait, car le calcul montre que la méthode n'est pas très sensible.

Si on admet une vitesse verticale moyenne 3,6 km/s, la profondeur du miroir, réfléchissant devient $b = 1/2 \ 467,5 \times 3,6 = 840$ mètres.

d) *L'onde transversale S*

Comme nous l'avons déjà indiqué, l'étude détaillée de l'onde transversale n'est pas possible. Cette onde est bien visible sur un petit nombre de films seulement. Sur le film 6 en particulier, on peut lire les temps d'arrivée avec précision. Le rapport des temps de propagation est constant et égal à 1,95. On peut en conclure que le rapport *moyen* des vitesses longitudinale et transversale V_p/V_s est voisin de ce chiffre. Cette valeur légèrement inférieure à 2 a été également établie par BENTLEY qui, grâce à l'emploi de géophones horizontaux, a pu établir une répartition des vitesses de l'onde transversale et trouver un coefficient de Poisson σ croissant depuis 0,29 aux faibles profondeurs jusqu'à 0,330, c'est-à-dire un rapport de vitesse variant de 1,85 à 1,98; HOLTZSCHERER, de son côté, indique des valeurs de 0,331 (Camp IV et Camp VI) et 0,346 (Station Centrale) ce qui correspond à des valeurs de V_p/V_s de 1,98 et 2,06 (3). Nous pensons être voisins de la vérité en admettant un rapport *moyen* V_p/V_s compris entre 1,9 et 2,0.

e) *L'onde SP*

Nous avons noté les temps de propagation d'une onde très bien inscrite entre 840 et 2 220 mètres de distance horizontale. Les amplitudes les plus fortes sont visibles entre 1 500 et 2 000 mètres. La vitesse apparente est comprise entre celle de l'onde directe et celles des ondes réfléchies ordinaires. Cette onde peut être interprétée comme onde *SP* ou *PS*, c'est-à-dire une onde dont le trajet entre le point de tir et le miroir réfléchissant s'est effectué sous forme d'onde transversale et qui est devenue longitudinale après la réflexion, ou inversement. BENTLEY, qui a observé de telles ondes au Groenland, pense que le trajet *PS* est plus vraisemblable que le trajet *SP* [1]. De notre côté, par analogie avec

de nombreuses observations faites en séismologie, nous pensons plutôt au trajet *SP*. Le fait d'avoir très bien observé cette onde sur des séismographes verticaux confirme cette dernière interprétation.

Il est intéressant de calculer les temps théoriques de propagation d'une telle onde et de la comparer aux temps expérimentaux. Pour effectuer ce calcul, la connaissance de la répartition des vitesses longitudinale et transversale est nécessaire. Nous avons exécuté ce calcul en nous basant sur les valeurs extrêmes des vitesses moyennes des ondes longitudinales 3,74 km/s et 3,50 km/s d'une part et sur les deux rapports V_p/V_s encadrant probablement la valeur réelle 1,9 et 2,0 d'autre part.

Tableau VI. — Temps théoriques de propagation de l'onde *SP*.

Hypothèses de calcul		Différences des temps de propagation observés et calculés de l'onde <i>SP</i> (ms) aux différentes distances						
V_p	V_p/V_s	1 000	1 200	1 400	1 600	1 800	2 000	2 200
3,60	2,0	6	3	2	3	—6	2	1
3,74	2,0	36	34	35	38	30	40	41
3,60	1,9	29	29	24	25	18	14	26
3,50	1,9	7	7	1	—2	—5	—15	—3
temps observés:		807	: 843	: 883	: 927	: 965	: 1 023	: 1 069

On voit qu'une vitesse comprise entre 3,6 et 3,5 et un rapport V_p/V_s compris entre 2,0 et 1,9 correspond assez bien aux données expérimentales. On pourrait chercher une meilleure concordance, mais cette recherche n'apporterait pas grand résultat nouveau.

Sur les films 5 et 6, on voit une onde réfléchie, le temps observé étant de l'ordre de 825 ms. Cette onde n'est pas visible sur les films 5 bis et 6 bis obtenus en inversant le dispositif (voir page). Elle ne peut se raccorder à l'onde *SP*. N'ayant pas assez de données, il nous est impossible d'interpréter cette onde.

4. Conclusions de l'étude du profil ROR

Malgré les difficultés qui se présentent, il a été possible de tirer de l'étude du profil ROR un certain nombre de données intéressantes.

a) La vitesse des ondes longitudinales déduites de l'intégrale de HERGLOTZ croît depuis une valeur de l'ordre de 0,6 km/s jusqu'à une valeur de 3,93 km/s. A cette répartition de vitesse correspond une vitesse moyenne verticale de 3,74 km/s.

b) Par contre, la vitesse moyenne verticale déduite de l'étude des réflexions est de l'ordre de 3,60 km/s.

Il existe donc une discordance entre les résultats obtenus par des méthodes différentes. Cette discordance dépasse nettement les limites d'erreurs probables ($\pm 0,05$ km/s); elle peut être expliquée de deux façons:

- i) Au-dessous d'une certaine profondeur, la vitesse décroît;
- ii) La glace doit être considérée comme un corps anisotrope; la vitesse verticale (celle déduite des réflexions) est inférieure à la vitesse horizontale (celle déduite de l'onde directe).

Cette dernière hypothèse nous semble la plus vraisemblable, la glace étant en définitive formée à partir d'une accumulation horizontale de neige. Les dernières ondes réfléchies observées à grande distance, correspondant à des trajets se rapprochant de l'horizontale, semblent indiquer une vitesse plus grande que celles à trajets pratiquement verticaux. Il en résulte que les valeurs fournies par l'intégrale de HERGLOTZ ne sont vraies qu'en *première approximation*. La faible différence des vitesses moyennes verticales trouvées par les deux méthodes — 4 % — justifie cependant une telle approximation. HOLTZSCHERER a mis en évidence des différences du même ordre de grandeur au Groenland.

Sans refaire tous les calculs numériques basés sur une théorie de l'intégrale de HERGLOTZ tenant compte de l'anisotropie de la glace, on peut indiquer que les valeurs des profondeurs z_m correspondant aux vitesses v_m données par cette intégrale doivent être modifiées. Par contre, les valeurs des vitesses tirées de la dérivation de l'hodochrone, ne doivent pas être affectées.

Une onde réfractée dans le deuxième milieu, n'a pas été enregistrée. Un calcul simple montre que des distances d'observations supérieures à 4 000 mètres dans les meilleures conditions auraient été nécessaires pour pouvoir observer l'onde réfractée en première arrivée.

CHAPITRE V

Le Profil PPR

1. Généralités.

Ce profil a été exécuté au terme du *raid* sur le plateau polaire, le 13 décembre 1959. Les coordonnées du premier géophone étaient

latitude = $72^{\circ}18,4'S$ longitude = $23^{\circ}40,0'E$ altitude = ± 2600 m

Comme pour les autres tirs, on a procédé par déplacement des points d'explosion successifs suivant une droite d'azimuth 86° . Les distances topographiques d'un point de tir au suivant ont été déterminées au théodolite.

La situation météorologique était caractérisée par un vent de l'ordre de 15 nœuds, de sorte que les géophones ont dû être enterrés dans la neige. La visibilité était excellente.

Sous un manteau de 60 cm de neige environ, on rencontrait de la glace vive dans laquelle la tarière ne pouvait pénétrer: toutes les charges ont été uniformément placées à cette faible profondeur.

Douze tirs ont été exécutés en tout. La distance couverte s'étendait de 480 à 2250 mètres.

Les inscriptions sont caractérisées par de très bonnes arrivées des ondes directes et réfractées d'une part, par l'absence d'ondes réfléchies d'autre part.

2. Onde directe

L'onde directe est visible en première arrivée jusqu'à une distance de 1890 m. Elle est perturbée par l'onde réfractée pour les tirs 8 et 9 qui correspondent aux plus grandes distances.

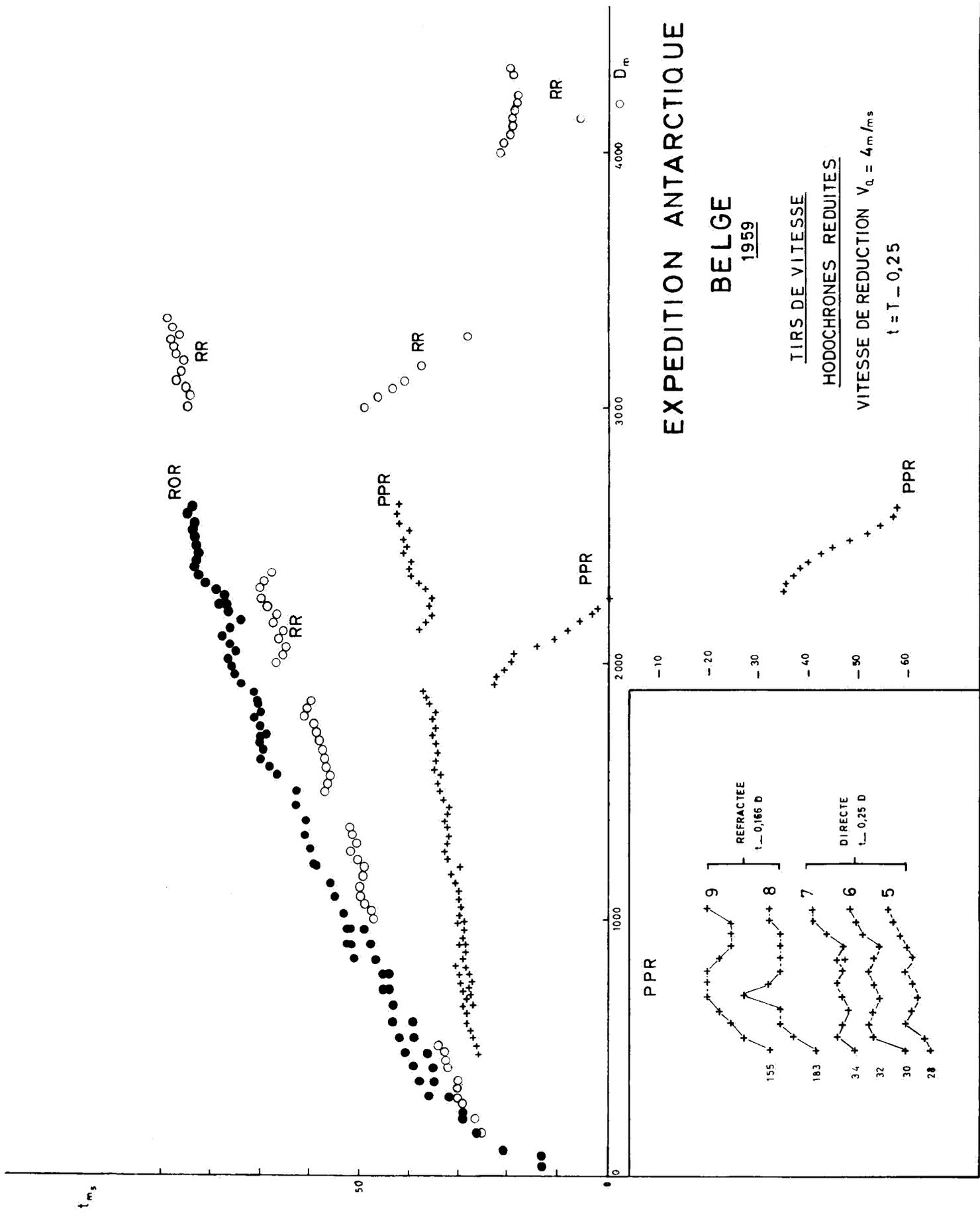


FIG. 5

La distance minimum d'enregistrement était de 480 mètres; ceci exclut l'étude de la variation de vitesse dans les couches superficielles. Nous avons tracé les hodochrones réduites en choisissant deux vitesses de réduction 3,33 et 4 km/s pour mieux mettre en évidence certaines particularités des hodochrones (*planche 2* et *figure 5*). Les trois premiers tirs (PPR 1, 2, 3) pourront être considérés comme équivalents. On peut déceler une vitesse apparente de l'ordre de 3,82 km/s. Tous les autres points représentatifs se placent avec une excellente précision sur une droite. Nous avons calculé par la méthode des moindres carrés l'équation de cette droite en utilisant les données des tirs PPR 4, 5, 6 et 7 (intervalle de distance de 660-1890 m).

On trouve

$$t_{ms} = 22,17 \pm 0,32 + \frac{x_m}{3,882 \pm 0,003}$$

Nous n'avons rencontré pour le dépouillement de ce profil aucune des difficultés exposées au cours de la discussion du tir ROR. Il n'y a aucune trace de décrochement de tronçons d'hodochrones les uns par rapport aux autres. Comme on le voit sur la *figure 5*, les points représentatifs des temps d'arrivée de l'onde directe pour les deux derniers tirs se placent très bien sur cette droite, bien que cette onde n'apparaisse pas en première arrivée.

Sur cette même figure, nous avons reporté les temps d'arrivée réduits correspondant aux tirs 5, 6 et 7 de façon à mettre les temps correspondant à chaque géophone les uns sous les autres. On voit très bien l'analogie de forme des courbes. Les petites irrégularités sont dues soit à la situation topographique locale des géophones, soit à des différences de propagation à l'intérieur de la glace. On remarquera dès maintenant que les deux courbes correspondant à l'onde réfractée sont très semblables, mais par contre différent complètement de celles de l'onde directe.

Nous avons indiqué précédemment que l'absence d'observation à courte distance éliminait l'étude de la répartition des vitesses dans les couches superficielles. Il est néanmoins possible d'apprécier cet effet. Pour cela nous avons tracé deux hodo-

chrones fictives 1 et 2 se raccordant à l'hodochrone réelle. Ces hodochrones ont été dépouillées, différenciées et intégrées par l'intégrale de HERGLOTZ (corps isotrope). Tenant compte du fait que sous 60 cm de neige on rencontrait de la glace, donc que la transition neige — névé — glace n'était pas réalisée, il fallait admettre dès le début des vitesses assez élevées. En définitive, le calcul montre que les résultats ne sont pas très différents. La vitesse maximum 3,88 est atteinte soit à 75 mètres, soit à 85 mètres de profondeur (*figure 8*).

Le *tableau VII* ci-dessous donne les vitesses moyennes calculées pour des profondeurs de miroir réfléchissant de 200, 400 et 600 mètres dans le cas des courbes 1 et 2.

Tableau VII. — Vitesses moyennes (courbes 1 et 2, *figure 8*) (p. 63)

Courbes	200	400	600
1	3,70	3,80	3,82
2	3,60	3,74	3,78

Dès que la profondeur est notable, l'influence de l'incertitude de départ sur la vitesse moyenne diminue; l'erreur commise dans le calcul des profondeurs par les réflexions reste sensiblement constante, elle est de l'ordre de 5 mètres.

3. L'onde réfractée

Cette onde enregistrée en première arrivée sur les tirs 8 et 9 présente les caractéristiques indiquées au chapitre III. Les deux morceaux d'hodochrones ne se raccordent pas. Des erreurs de distances étant exclues par l'étude de l'onde directe, il est nécessaire de faire appel à un pendage de la surface de réfraction. L'onde correspondant au tir le plus éloigné arrivant le plus tôt, il s'agit d'un aval pendage des points d'explosion 8 et 9 vers la ligne de géophones.

La différence $t_8 - t_9$ des temps d'arrivée des deux tirs aux mêmes géophones reste constante et est égale à 32 ms en moyenne. L'équation (7) fournit la relation

$$\sin (i-p) = \frac{(t_{k+1}-t_k) V_1}{E_k E_{k+1}} = \frac{32 \times 3,9}{360} = 0,347$$

d'où $i-p = 20,3^\circ$ en adoptant comme valeur 3,9 km/s pour la vitesse dans la glace.

Sur la *figure 5* on voit que l'hodochrone est loin d'être une droite, elle dessine une sinusoïde surtout apparente sur le graphique annexe où la vitesse de réduction 6 km/s a été utilisée afin de rendre la pente moyenne de chaque tronçon d'hodochrone de l'onde réfractée voisine de celle de l'onde directe. On remarque que les deux tronçons d'hodochrones sont très semblables, mais différents de ceux correspondant à l'onde directe. En plus des inégalités topographiques de surface, il faut faire intervenir des ondulations de la surface de réfraction, ondulations qui ne sont pas négligeables; un calcul approché conduit à admettre des différences de niveau d'une quarantaine de mètres. Des irrégularités locales peuvent, ainsi que nous l'avons indiqué plus haut (page 27) être mises en évidence sur une seule et même portion de cette surface quel que soit le nombre de points de tir avec inscription de l'onde réfractée.

Il est dans ces conditions très difficile de déterminer la valeur de la vitesse apparente de l'onde réfractée. Nous avons adopté un chiffre moyen $V'_2 = 5,9$ km/s. En supposant que la surface de réfraction soit plane en moyenne — nous faisons abstraction des ondulations mises en évidence — et que le profil ait été exécuté dans le même azimuth que la ligne de plus grande pente, on peut calculer tous les éléments de cette surface. On a

$$\sin (i+p) = \frac{V_1}{V'_2} = \frac{3,9}{5,9}$$

d'où on tire

$$i=30,8^\circ \quad p=10,7^\circ, \quad V_2 = \frac{V_1}{\sin i} = 7,6 \text{ km/s} \quad \text{et} \quad b_8 = 390 \text{ mètres.}$$

La vitesse de 7,6 km/s trouvée pour le milieu sous-jacent dépasse nettement les chiffres vraisemblables, même s'il devait s'agir de roche basaltique, des vitesses de cet ordre se rencon-

trant seulement pour des roches ultra-basiques situées à des profondeurs d'une dizaine de kilomètres. L'hypothèse d'une couche plane en moyenne est donc probablement fausse.

Il est possible de trouver des solutions qui conduisent à des valeurs acceptables des vitesses sous la glace. On peut admettre deux surfaces planes en moyenne dont les pendages sous les points d'explosion — pE — et sous les géophones — pG — sont différents. Les équations de conditions sont

$$i - pE = 20,3^\circ; \quad i + pG = 41,4^\circ \quad \text{et} \quad \sin i = \frac{V_1}{V_2}.$$

En se donnant a priori une valeur de V_2 on calcule pE , pG . L'orientation des deux éléments de surface de réfraction étant connue, il est possible de trouver par tâtonnements des positions qui donnent des temps calculés égaux aux temps observés. Les solutions ne sont pas uniques, mais on remarque que les limites de variations des différentes surfaces ne sont pas très grandes. La *figure 6* donne le résultat de ces calculs dans les 3 hypothèses $V_2 = 5,4$ km/s; $5,9$ km/s et $6,4$ km/s. Nous avons également fait figurer les résultats du premier calcul conduisant à la valeur $V_2 = 7,6$ km/s. En l'absence de mesures directes des vitesses de propagation dans les rochers voisins du profil PPR, il est impossible de donner la préférence à une position plutôt qu'à une autre. Nous précisons que nous avons fait l'hypothèse de deux surfaces planes en moyenne seulement, les possibilités d'investigations s'appliquent uniquement aux couches situées aux deux extrémités du profil soit E_8 , E_9 et G_1 G_{12} , on ne peut donc rien affirmer des parties médianes dont le relief peut modifier dans de larges mesures les résultats du calcul. Cependant on peut indiquer grossièrement que l'épaisseur de la glace doit être voisine de 500 mètres dans la région située sous les points d'explosion E_7 E_8 .

Nous avons essayé en vain de mettre en évidence des réflexions tant soit peu certaines: leur absence confirme l'hypothèse d'un socle rocheux présentant un relief tourmenté.

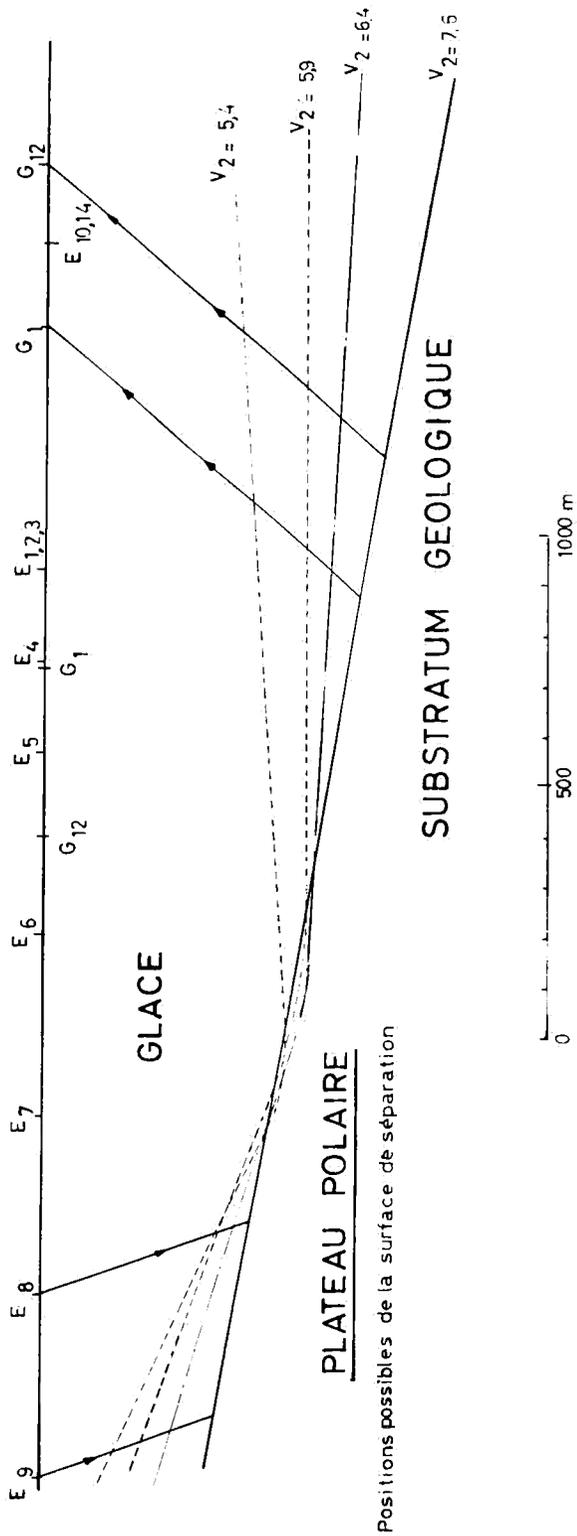


FIG. 6.

CHAPITRE VI

Le Profil RR

1. Généralités

Ce profil a été exécuté entre la base du Roi Baudouin et la côte au cours de la mi-novembre 1959.

Les coordonnées du premier géophone étaient:
latitude: 70°24,4'S; longitude: 24°17,0'E; altitude: 37 mètres.

Le premier tir (RR1) a été exécuté au milieu du dispositif des géophones 6 et 7 (*planche V*).

Les points d'explosion des tirs RR3 et RR4 étaient placés à l'Ouest de la ligne de géophones, tandis que le point d'explosion E_2 se trouvait à l'extrémité Est. A partir du tir 5, on a déplacé simultanément et de la même distance la ligne de géophones et les points de tirs. L'ensemble du profil était orienté E-W. Le procédé opératoire utilisé pour le profil correspond en partie à la méthode employée par ROBIN à Maudheim [6].

Les distances topographiques ont été déterminées aussi soigneusement que possible à l'aide d'un câble de 250 m étalonné.

Après avoir étudié assez rapidement les ondes directes et réfractées, nous aborderons plus en détail les ondes réfléchies très nombreuses, dues à la présence d'eau sous la glace. Car la zone étudiée correspond à un *Ice-Shelf* typique, soumis en particulier à la marée.

2. Ondes directes

Comme on l'a vu, le profil RR a été exécuté de façon à obtenir des données continues pour des distances croissant de 10 à 510 mètres. Au delà de cette distance, on a des morceaux d'hodochrones commençant à 1000, 1500, 2000, 3000 et 4000 mètres.

La première partie continue de l'hodochrone peut être dépouillée par la méthode de l'intégrale de HERGLOTZ. Il apparaît au simple examen des hodochrones (*planche II et figure 5*) que les variations de vitesses avec la profondeur sont très voisines de celles observées dans le profil ROR. Le résultat du calcul est donnée sur la *figure 8* (p. 63).

Au delà de 1000 mètres, il semble que l'on ait une vitesse continue ne dépassant d'ailleurs pas 3,72 km/s. Il faut noter cependant la possibilité d'une vitesse apparente atteignant 3,83 km/s pour le tir RR8 (distances 3000-3300 mètres). Enfin, on notera que les données du tir RR9 sont aberrantes. Il y a un retard inexplicable de l'ordre de 25 ms pour les temps d'arrivée de toutes les ondes.

3. Ondes réfractées

Nous avons noté pour les tirs RR8 et RR9 des ondes très faibles arrivant avant l'onde directe. Il s'agit probablement d'ondes réfractées totalement dans le rocher ou dans les sédiments marins; dans la trajectoire des ondes il faut tenir compte de la réfraction à l'interface glace-eau. On notera que la vitesse apparente de cette onde est de 5,9 km/s sur RR8. Elle pourrait correspondre aux deux premières arrivées extrêmement faibles, une sur RR9 (temps de propagation 1036 ms et 1043 ms). La vitesse de propagation apparente d'une deuxième onde plus nette sur RR9 pourrait être voisine de 4,3 km/s et attribuable à une couche de sédiments.

Après avoir étudié les réflexions, nous ferons un essai de comparaison des résultats trouvés par les deux méthodes: réflexions et réfractons.

4. Ondes réfléchies

L'eau est un excellent conducteur d'ondes longitudinales; la surface de contact eau-sédiments est un bon miroir.

Par ailleurs la surface inférieure de la glace réfléchit vers le bas avec une perte d'énergie faible: il en résulte que les séismogrammes tirés sur l'*Ice-Shelf* présentent de très nombreuses réflexions simples et multiples. Sur la *figure 7*, nous avons représenté les trajectoires d'un certain nombre de ces ondes réfléchies. Les différentes couches mises en évidence sont de haut en bas:

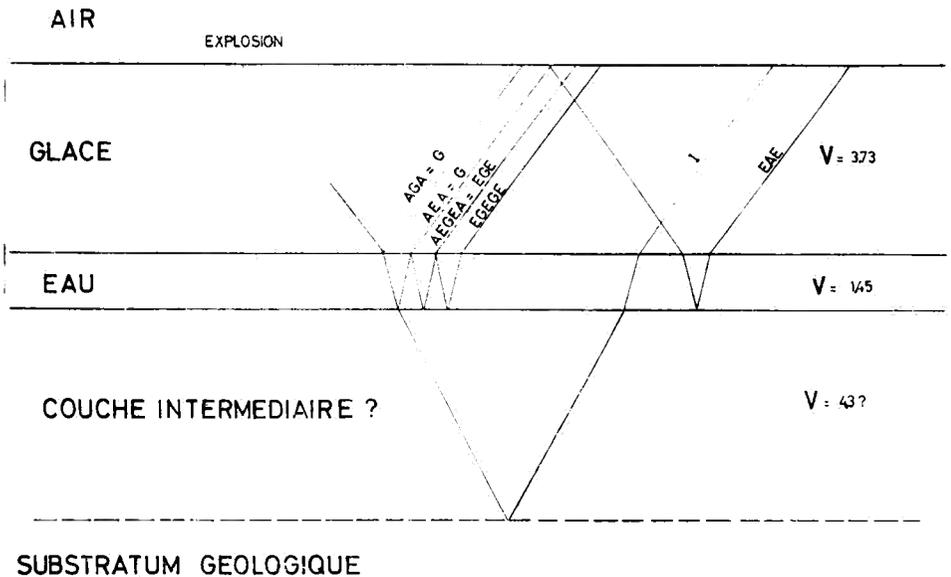


FIG. 7. — Trajets schématiques et symboles des diverses ondes réfléchies dans l'*Ice-Shelf*.

Couche	Indice de l'interface	Vitesse
Air	A	0,34
Glacc	G	3,73
Eau	E	1,45
Couche intermédiaire	I	(4,3)
SUBSTRATUM		5,9

Les vitesses des deux dernières couches doivent être considérées comme incertaines. Pour décrire le trajet des différentes ondes nous avons utilisé des symboles voisins de ceux de ROBIN [6, p. 59]. Les lettres désignent les interfaces sur lesquelles les ondes se sont réfléchies. On remarque qu'elles correspondent toujours à la lettre initiale de la surface inférieure d'une couche (par exemple: la lettre *G* correspond à l'interface Glace-Eau).

Le *tableau VIII* donne d'une part les temps observés des différentes réflexions pour les distances nulles (trajets verticaux). A ces temps observés nous avons ajouté une correction de + 3 ms afin de tenir compte de la profondeur de la charge (4,75 m) supposée ramenée à la surface du sol. La troisième colonne donne les chiffres calculés à partir des 3 temps principaux:

G réflexion simple sur l'interface Glace-Eau soit 131 ms

E réflexion simple sur l'interface Eau-Couche intermédiaire
soit 230 ms

I réflexion simple sur l'interface Couche intermédiaire-Roc
soit 357 ms

La quatrième colonne enfin donne les formules de calcul des temps théoriques.

Par exemple la réflexion *EAE GE GE GE* (temps observé 760 ms) correspond à une réflexion double *A-E* suivie de 3 trajets, aller-retour, à l'intérieur de l'eau. On a:

$$2E + 3(E - G) = 2 \times 230 + 3(230 - 131) = 757$$

Tableau VIII. — Temps de réflexions observés et calculés

Type probable	Temps observés ms	Temps calculés ms	Formule de calcul
<i>G</i>	131	—	—
<i>E</i>	230	—	—
<i>EGE</i>	331	329	$E + (E - G)$
<i>I</i>	357	—	—
<i>EGEGE</i>	439	428	$E + 2(E - G)$
<i>EAE</i>	462	460	$2E$
<i>IEI</i>	492	484	$I + (I - E)$
<i>EAEGE</i>	560	559	$2E + (E - G)$
<i>EAI</i>	589	587	$E + I$
<i>EGEAEGE</i>	662	658	$2E + 2(E - G)$
<i>EAEAE</i>	689	690	$3E$
ou <i>EAEGI</i>		686	$E + I + (E - G)$
<i>IAI</i>	717	714	$2I$
<i>EAEGEGE</i>	760	757	$2E + 3(E - G)$
<i>EAEAEGE</i>	791	790	$3E + (E - G)$
ou <i>EGEAI</i>		787	$E + I + 2(E - G)$
<i>EAEAI</i>	819	817	$I + 2E$
<i>EGEAGEAE</i>	890	887	$3E + 2(E - G)$
<i>EAEAEGI</i>	915	916	$2E + I + (E - G)$
ou <i>EAEAEAE</i>		920	$4E$
<i>EGEAEGEAE</i>	985		$3E + 3(E - G)$

On voit que la concordance entre les temps observés et calculés est en général excellente. Nous nous sommes efforcés de tenir compte des amplitudes relatives afin d'interpréter logiquement les réflexions. En examinant la reproduction du séismogramme RR1, on constatera qu'aucune réflexion importante ne reste inexpliquée.

Inversément, toutes les réflexions multiples fortes peuvent être interprétées comme des combinaisons immédiates de réflexions simples (par exemple la réflexion simple *I* est forte, il en est de même de la réflexion double *IAI*). Nous ne dissimulerons pas une légère contradiction: nous avons noté des réflexions doubles suivies de 3 trajets, aller-retour, à l'intérieur de l'eau alors que la réflexion simple *E* est suivie de 2 de ces

trajets mais non du troisième (la réflexion *EGEGEGE* de temps théorique $E + 3(E - G) = 538$ n'est pas visible) alors que la réflexion *EAE GEGEGE* de temps $2E + 3(E - G)$ est très apparente.

Mais la principale objection qui peut être faite à notre interprétation réside dans la très mauvaise qualité de la réflexion *G*. Ce fait est d'ailleurs tout à fait normal, c'est pour cette raison que des méthodes de contrôle ont été mises au point par divers auteurs.

Sur la base de l'interprétation donnée, il est possible de calculer les épaisseurs des trois premières couches:

Épaisseur de la glace

$$\frac{131 \times 3,73}{2} = 245 \text{ mètres;}$$

Épaisseur de l'eau

$$\frac{(230 - 131) + 1,45}{2} = 72 \text{ mètres;}$$

Épaisseur de la couche intermédiaire

$$\frac{(357 - 230) 4,3}{2} = 270 \text{ mètres.}$$

Pour cette dernière couche nous avons admis le chiffre de 4,3 km/s trouvé par les ondes réfractées.

ROBIN a indiqué une méthode de contrôle de l'interprétation [6]. Connaissant le temps de propagation de l'onde qui s'est réfléchi verticalement sur l'interface *E* (partie inférieure de l'eau), on calcule la courbe hyperbolique qui représente cette réflexion en tenant compte de la réfraction qui s'effectue à l'interface *G* (eau-glace). Un abaque traduisant la loi des sinus permet d'accélérer ce travail. On fait une série d'hypothèses sur l'épaisseur de la glace, d'où résulte immédiatement l'épaisseur de l'eau. En réalité, on ne calcule pas toute une série de courbes hyperboliques, mais seulement un point pour une certaine distance. Nous avons effectué ce calcul pour la

distance d'observation de 160 mètres. On a les éléments de calculs: $1/2$ temps vertical = 114 ms; $x = 160$ m; $1/2$ temps oblique = 117,5 ms. Vitesse dans la glace = 3,73 km/s, vitesse dans l'eau = 1,45 km/s.

Tableau IX. — Tirs de réflexion - réfraction

Epaisseur glace	150	200	250	300
$1/2$ temps vertical glace	40	54,5	67	80,5
$1/2$ temps vertical eau	74	60,5	47	33,5
Epaisseur eau	108	88	68	48
$1/2$ distance oblique glace	164	212	260	309
$1/2$ distance oblique eau	108	88	68	49
$1/2$ temps oblique glace	44,0	56,8	69,5	82,7
$1/2$ temps oblique eau	74,7	60,6	46,9	33,8
Sommes $1/2$ temps obliques	118,7	117,4	116,4	116,5

On voit que cette méthode n'est pas sensible. L'épaisseur de glace trouvée plus haut, soit 245 mètres, est en accord avec ce dernier calcul.

Nous avons également essayé de faire une vérification par les ondes réfractées en calculant les hodochrones de ces ondes et en les comparant aux faibles indications données par les tirs RR8 et RR9.

Pour la couche intermédiaire, la concordance des ordonnées à l'origine déduites des épaisseurs obtenues par les réflexions, à savoir 163 ms et celle que l'on peut déterminer des observations, soit 80 ms, n'est que très approximative. Par contre, la position calculée du socle cristallin conduit à une meilleure concordance des ordonnées à l'origine 263 contre 289 ms.

Nous ne tirerons pas de conclusions trop affirmatives de ces calculs d'ondes réfractées, ces dernières ayant vraiment été très faiblement inscrites.

CHAPITRE VII

La variation de la vitesse dans les couches superficielles entre la banquise et le plateau polaire

1. Détermination de la vitesse moyenne verticale utilisable pour le calcul des épaisseurs de glace

Les profils à grandes distances ROR, RR et PPR ont été utilisés pour la détermination des lois de variation de vitesse en fonction de la profondeur par la méthode de HERGLOTZ. Nous avons rassemblé les résultats sur la *figure 8* où nous avons adopté des coordonnées semi-logarithmiques afin de mieux séparer les différentes courbes aux faibles profondeurs. On voit immédiatement que les différences les plus notables se rencontrent aux faibles profondeurs. Le passage de la neige à la glace s'effectue plus ou moins rapidement. On sait que ce passage est fonction de nombreux éléments: accumulation annuelle, température moyenne, vent, etc. Pour le tir PPR, où la glace dure était recouverte de 60 cm de neige, nous avons admis une discontinuité de vitesses.

Dans leurs études au Groënland, JOSET et HOLTZSCHERER avaient déterminé les vitesses moyennes devant être utilisées pour le calcul des réflexions [3]. Ces vitesses variaient suivant l'altitude du point d'observation (la cause première étant la température moyenne de l'Inlandsis). D'après les résultats obtenus sur les tirs RR, ROR et PPR, il est impossible de mettre en évidence une telle variation de vitesses moyennes: d'une part, les vitesses maxima ne varient pas dans le même sens, d'autre part il faut garder à l'esprit l'anisotropie probable de la glace mise en évidence par l'étude des réflexions du profil ROR. Le calcul montre que la mauvaise connaissance de ce phénomène introduit beaucoup plus d'erreurs dans le calcul des épais-

seurs de glace que les incertitudes sur les valeurs de vitesses dans les couches voisines de la surface.

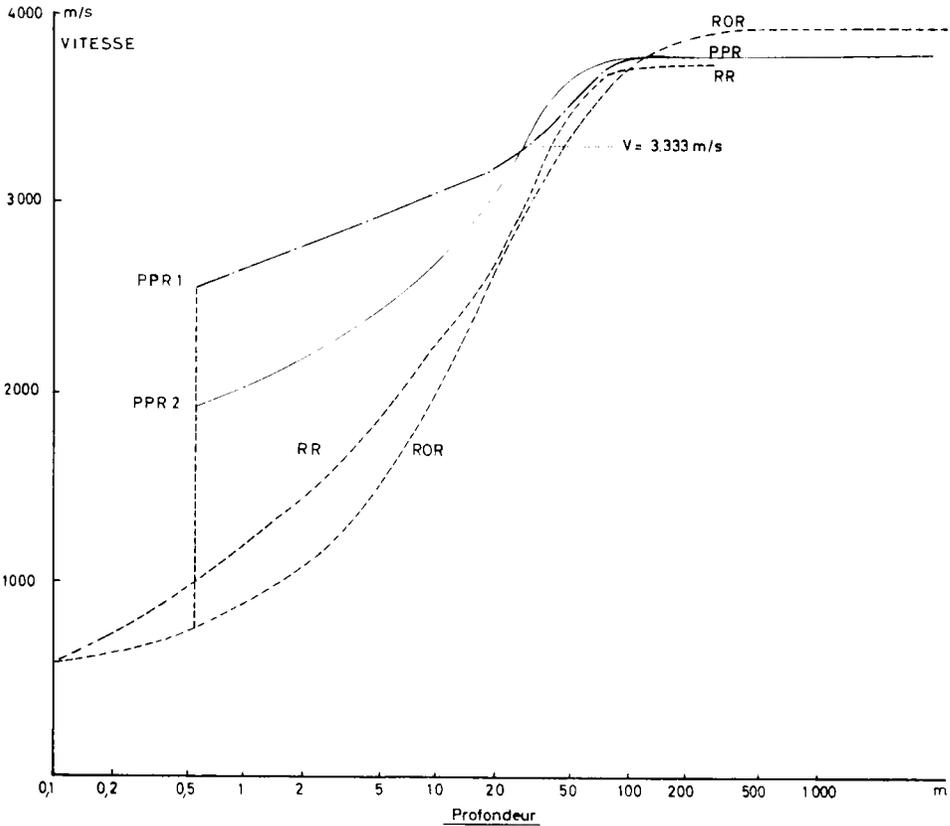


Fig. 8.

L'anisotropie suggérée par l'étude du tir ROR, doit être considérée comme très probable, mais non comme une certitude absolue. Afin de pouvoir étudier de beaucoup plus près ce phénomène, il aurait été nécessaire d'avoir les données de plusieurs tirs analogues à ROR où l'on suit une bonne réflexion sur une grande longueur. Sur la base des documents dépouillés et interprétés dans ce mémoire, tenant compte des résultats

contradictoires obtenus par divers auteurs au sujet de l'anisotropie, il nous est impossible de définir mathématiquement avec précision les vitesses moyennes verticales qui doivent être utilisées pour le calcul des réflexions.

Nous avons finalement adopté deux valeurs de vitesses qui nous paraissent les plus proches de la vérité à savoir:

3,60 km/s pour tous les tirs exécutés aux environs de la base (zone des fûts comprise);

3,70 km/s pour tous les tirs du *raid*.

L'erreur relative sur les vitesses moyennes ne dépasse probablement pas 4%. Il en résulte que l'erreur relative sur les profondeurs est du même ordre de grandeur.

2. Variations des vitesses au voisinage de la base.

Tous les tirs exécutés sur l'*Ice-Shelf* au voisinage de la base RR, XB, LB3, et BB3, présentent des similitudes assez grandes. Comme il faut s'y attendre, la constitution de la glace ne présente pas dans cette région de variation notable d'un point à l'autre, de sorte que les hodochrones tracées sont très voisines de celles du tir RR en particulier. Par contre, les tirs LB2, LB1, BB1, correspondent à des changements importants dans les propriétés physiques de la glace et doivent être décrits plus longuement. Sur la *figure 9* nous avons réunis un plan d'implantation de ces divers tirs, ainsi que les hodochrones réduites correspondantes.

Les tirs LB2 et BB2 ont été exécutés sur le plan incliné réalisant la jonction *Ice-Shelf* à la glace de mer. Le plan incliné est constitué essentiellement par de la neige tassée amenée par le vent. Il est intéressant de constater que la vitesse des ondes séismiques reste constante dans ce milieu; elle est voisine pour les deux points de tirs (2060 et 2200 m/s).

Les tirs BB1 et LB1 ont été exécutés sur la glace de mer. Les vitesses constatées varient très fortement d'un point à l'autre. Le fait s'explique très facilement: en effet, le tir BB1 a eu

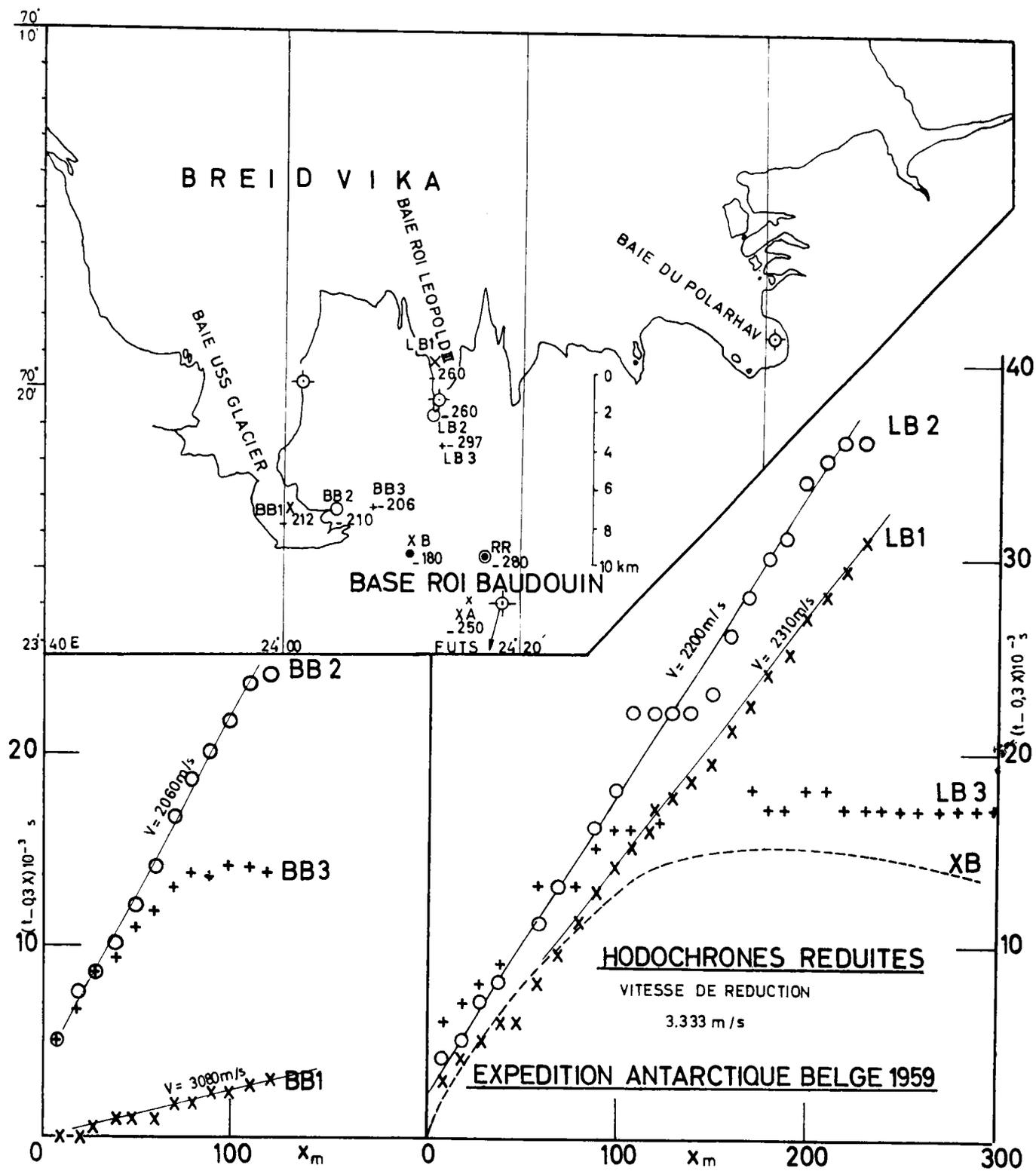


FIG. 9. — Implantation des stations au voisinage de la base et hodochrones réduites des ondes directes.

lieu au fond de la baie de Breid. On voit sur la carte que cette baie présente un étranglement. Il en résulta que la glace de mer formée au cours de l'hiver n'est pas régulièrement disloquée par les courants marins de l'été; son épaisseur peut augmenter et atteindre des valeurs de l'ordre de 5 à 6 mètres. Elle est vieille de plusieurs années et très compacte, d'où la valeur élevée de sa vitesse (3080 m/s) comparée à celle observée dans la baie Roi Léopold III (2310 m/s). Cette dernière baie est au contraire ouverte, la glace de mer de l'hiver est régulièrement détruite au printemps, de sorte que son épaisseur reste faible et ne dépasse pas 2 mètres. Par ailleurs, elle n'était pas compacte, mais saturée d'eau. La vitesse mesurée constitue en quelque sorte un moyen terme entre les vitesses de propagation dans la glace et dans l'eau. La vitesse (3080 m/s) mise en évidence dans la glace compacte, peut néanmoins paraître faible comparée à la valeur déterminée sur le Gunnestadbreen (tir GU2). On sait que la vitesse de propagation des ondes longitudinales calculées par la théorie classique de l'Elasticité

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

est valable pour un solide infini. Si l'onde se déplace dans une plaque mince, d'épaisseur e , sa vitesse est inférieure. Elle dépend du rapport λ/e , λ étant la longueur d'onde enregistrée. La théorie de ce phénomène a été donnée par EWING et PRESS [5].

La variation de vitesse est sensible à partir de $e < \lambda/3$. Au cours des tirs LB1 et BB1, la longueur d'onde est de l'ordre de 20 ± 5 mètres. Cet effet de plaque a certainement joué pour LB1 et BB1. Il est impossible d'évaluer l'effet de façon plus précise; en LB1 à cause de la présence de l'eau dans la glace, en BB1 par suite de l'ignorance sur l'épaisseur réelle de la glace.

Dans la zone des fûts, les hodochrones des ondes directes sont affectées dans une mesure non négligeable par des crevasses même non importantes. On rencontre entre deux points

de tirs des discontinuités dans les hodochrones qui atteignent 8-10 ms. Il n'est pas possible de faire une étude systématique de ces décrochements, de sorte que nous avons renoncé à en faire une description détaillée. Remarquons cependant que les ondes réfléchies sont plus régulières.

3. *Variations régionales des vitesses superficielles*

Les variations locales de vitesses mises en évidence pour les tirs effectués entre la base du Roi Baudouin et la mer, correspondaient à des changements importants de la constitution de la glace: glace de glacier où l'on suit le passage graduel de la neige à la glace, glace de mer jeune et vieille, zone de transition entre la glace de glacier et la glace de mer.

Une étude analogue peut être faite pour les tirs effectués au cours des *raids*. Il s'agit uniquement de la glace de glacier. Il existe donc une variation progressive de vitesse en fonction de la profondeur. La détermination de cette variation doit être effectuée par l'intégrale de HERGLOTZ. Les tirs exécutés au cours du *raid* devaient conduire *en premier lieu* à la connaissance des épaisseurs de glace: l'obtention de bonnes réflexions était nécessaire. La répartition sur la glace des géophones et des points de tirs correspondait à cet impératif et n'était donc pas favorable à une étude détaillée des ondes directes. La distance du point de tir au premier géophone était généralement de 10 mètres et l'écartement entre géophones de 30 mètres. Nous avons mis en évidence les difficultés rencontrées pour la détermination des vitesses aux très faibles profondeurs, détermination pour laquelle nous avons été obligés de faire appel aux résultats de BENTLEY. Ce dernier avait adopté le dispositif suivant pour l'étude détaillée d'un profil: l'écartement des géophones étant de 1,5 m seulement, le premier géophone était placé à cette même distance du point de tir, et le déroulement du papier 80 cm/s assurait une précision de lecture de 0,2 ms.

Une comparaison qualitative des hodochrones réduites permet de donner, sinon des résultats précis, du moins des indications. L'intervalle de distance horizontale couvert par les profils, correspond à une profondeur d'investigation de 50 à 100 mètres

suivant la variation plus ou moins rapide des vitesses. C'est le domaine où la vitesse varie depuis sa valeur à la surface (de l'ordre de 600 m/s) jusqu'à une vitesse proche de la valeur maximum. La vitesse de réduction utilisée (3333 m/s) conduit à des hodochrones réduites particulièrement parlantes graphiquement. La forme est, sauf exception, celle d'une queue d'aronde.

Sur la *planche 1* nous avons figuré les hodochrones réduites correspondant à tous les tirs. Les échelles sont naturellement uniformes, le début de l'hodochrone étant placé à l'aplomb du point de tir.

On voit immédiatement que le tir GU2 constitue une exception: au milieu du Gunnestadbreen, la glace compacte se trouvait sous une couche de 30 cm de neige. L'onde sismique accuse immédiatement la vitesse élevée de propagation dans la glace (3800 m/s) sans augmentation visible progressive; il y a uniquement une ordonnée à l'origine de 5 ms environ. Cette ordonnée à l'origine ne peut pas être expliquée par la faible couche de neige qui conduirait à une valeur de l'ordre de 1 ms. Il faut admettre soit une variation progressive non mise en évidence par le dispositif utilisé, soit l'influence de crevasses.

Si on examine l'ensemble des hodochrones, on remarque qu'il y a une grande analogie de forme depuis les points de tir de la base jusqu'au tir TE3 inclusivement; mais en même temps des variations systématiques progressives. Si on se base uniquement sur la valeur du maximum, celui-ci croît d'abord de 17 à 20 ms entre la base et RO1, puis décroît pour atteindre une valeur minimum en RO3 de 13 ms et croît de nouveau pour atteindre 16,5 ms en TE2 et peut-être même 22 ms en TE3, cette dernière hodochrone étant hypothétique.

Pour l'ensemble de ces tirs, le maximum a lieu aux environs de 200 mètres de distance horizontale, c'est-à-dire que la vitesse apparente atteint une valeur égale à la vitesse de réduction, soit 3333 m/s pour une distance d'observation uniforme de 200 mètres. En se référant aux courbes de la *figure 8*, on peut en conclure que cette vitesse est atteinte à une profondeur de l'ordre de 40 mètres pour toute cette région. Par contre, le déploiement du maximum en ordonnée indique des variations

continues dans la distribution des vitesses dans les couches situées entre 0 et 40 mètres. On peut supposer que la décroissance constatée entre RO1 et RO3 correspond à une diminution de l'accumulation de la neige apportée sous forme de précipitations, tandis que sa croissance constatée entre RO3 et TE3 correspondrait à une augmentation de l'accumulation, l'apport de neige pouvant se faire soit sous forme de précipitation, soit sous forme de *drift*.

Les hodochrones réduites des trois tirs TG et du tir GU1 ont une forme bien différente des précédentes. Les tirs TG sont situés à la limite inférieure de la barrière rocheuse en même temps qu'à l'extrémité du Gunnestadbreen, le tir GU1 étant sur le glacier non loin des TG. Les hodochrones présentent les caractéristiques communes suivantes:

- a) Le maximum a lieu vers 100 mètres;
- b) Sa valeur varie entre 17 et 23 ms sans que l'on puisse d'ailleurs en discerner une variation systématique;
- c) Les hodochrones semblent présenter un point d'inflexion.

On peut en conclure que dans cette région, la vitesse de 3333 m/s est atteinte à une profondeur inférieure à 40 mètres, probablement comprise entre 20 et 30 mètres. La variation de vitesse est donc plus rapide d'autant plus que les maxima des tirs TG en particulier sont assez élevés, ce qui conduit à admettre des vitesses relativement faibles dans les couches les plus superficielles. Si le point d'inflexion est réel, c'est-à-dire si la vitesse apparente, après avoir présenté un maximum d'ailleurs de l'ordre de 3800 m/s, diminue à nouveau jusque vers une valeur de 3600 m/s, il faut en conclure l'existence d'une couche de glace intermédiaire particulièrement compacte. Cette couche devrait être peu épaisse. Pour trancher cette question, il serait nécessaire d'avoir des observations des ondes directes à plus grande distance.

Enfin, les hodochrones réduites des tirs GU3 et PP1 situés au sommet du Gunnestadbreen, présentent à nouveau les caractéristiques normales de la variation de vitesse en fonction de la profondeur.

Cette étude de la variation des hodochrones en fonction de la situation géographique du point de tir, a été entreprise ici pour essayer d'exploiter aussi complètement que possible les enregistrements. Pour obtenir des résultats quantitatifs, il aurait été nécessaire d'associer aux tirs de réflexions des tirs de réfraction à courte distance tels que ceux qui ont été exécutés en 1957 et 1958 dans l'*Ice-Shelf* de Filchner par THIEL et BEHRENDT [7].

CHAPITRE VIII

Les Réflexions - Calculs

Nous rappelons les valeurs admises pour les vitesses moyennes utilisées pour le calcul des réflexions:

$V = 3600$ m/s pour les stations effectuées autour de la base;

$V = 3700$ m/s pour les stations effectuées vers le Sud à partir du tir RO1.

Nous donnerons le calcul détaillé pour chaque point de tir en appliquant les formules développées aux cours des chapitres précédents.

1. RÉGION DE LA BASE ROI LÉOPOLD III

a) Station LBI (planche IV, in fine)

Ce tir a été effectué sur de la glace de mer vieille d'un an (voir chapitre précédent); étant épaisse de deux mètres seulement, cette couche peut être négligée. Trois réflexions principales ont été observées; elles doivent être interprétées comme les réflexions simple, double et triple du fond de l'eau (E , EAE et $EAEAE$).

On connaît les éléments suivants (en ms):

	E	EAE	$EAEAE$
Temps observés	359	720	1 078
Temps calculés	—	718	1 077

Les réflexions où intervient le fond de la glace (l'interface G) sont absentes par suite de l'épaisseur négligeable de ce premier milieu.

L'épaisseur de l'eau est $359 \times \frac{1,45}{2} = 260$ mètres. Le point de tir étant situé au niveau de la mer, la cote du fond de la mer est -260 .

La durée totale de la réflexion est de l'ordre de 50 ms, ce qui conduit à penser à une interface sans discontinuité très franche. Il n'est pas possible de mettre en évidence plusieurs trains d'onde dans ces réflexions.

La profondeur de l'eau (260 mètres) a été retrouvée à l'échosondeur du bateau qui a levé une carte bathymétrique dans cette baie après rupture de la glace de l'hiver.

Deux réflexions moins nettes ont été enregistrées. Les temps observés sont 933 et 1 268 ms. Ces deux réflexions peuvent être interprétées comme des réflexions latérales sur le front de l'*Ice-Shelf* sur le bord W et E de la baie. Les distances de ces bords au point de tir sont

$$933 \times \frac{1,45}{2} = 675 \text{ mètres} \quad \text{et} \quad 1\,268 \times \frac{1,45}{2} = 920 \text{ mètres.}$$

Ces distances correspondent à la position de LB1 dans la baie; la somme des distances, soit 1 595 mètres, est inférieure à la largeur de la baie qui peut être lue sur la photographie aérienne, soit 1 680 mètres environ. Il se peut que des avancées sousmarines de glace sur les bords de l'*Ice-Shelf* soient la cause de cette discordance. De telles avancées ont été réellement observées au cours de sorties océanographiques.

Un fait assez curieux doit être signalé: l'implantation des charges pour les différents tirs était la suivante:

Tir	Implantation	Profondeur
LB1—1	90 grammes dans l'eau sous la glace	2 m
LB1—2	1 détonateur dans l'eau sous la glace	2 m
LB1—3	1 détonateur dans l'eau sous la glace	2 m
LB1—4	2 détonateurs dans l'eau sous la glace	2 m
LB1—5	90 grammes dans la glace	0,25 m

Les tirs 2 à 5 sont très voisins et présentent uniquement les réflexions indiquées plus haut. Par contre, le premier tir a en plus de ces réflexions, donné naissance à des ondes parasites apparaissant comme de belles réflexions aux temps d'échos suivants 463 ms, 553 ms, 825 ms, 1 200 ms. Nous ne voyons pas d'explications pour ces ondes.

b) *Station LB3 (Ice-Shelf)*

Nous traitons ci-dessous cette station avant la station LB2 qui se place entre LB1 et LB3.

La station LB3 est située sur l'*Ice-Shelf* à plus de 2 km de la baie; les enregistrements présentent les caractéristiques classiques des 8 couches superposées: Glace, Eau, Couche intermédiaire (*planche IV*).

On a le tableau des temps de propagation calculés et observés des diverses réflexions notées:

Type	Temps observé corrigé ms	Temps calculé ms	Amplitude mm
X_1	219	—	1,0
<i>E</i>	250	—	2,7
<i>EGE</i>	352	—	3,2
<i>I</i>	389	—	3,0
<i>EGEGE</i>	462	454	1,0
<i>EAE</i>	497	500	2,3
X_2	526	—	1,8
<i>EAEGE</i>	603	599	2,5
<i>EAI</i>	637	639	4
<i>IAI</i>	776	798	1,3

On se rend compte que deux réflexions n'ont pu être expliquées. Ce sont d'ailleurs des réflexions d'amplitudes faibles (les valeurs d'amplitudes du tableau ont été lues sur l'inscription du tir LB3-1; toutes les réflexions importantes sont interprétables facilement. Il se pourrait que la réflexion X_1 arrivant

immédiatement avant E , soit due à la présence d'une couche morainique au-dessus de la couche intermédiaire dont les propriétés physiques seraient voisines de l'un ou l'autre milieu. On calcule les épaisseurs des diverses couches en se bornant à 3 couches:

Eau:

$$\frac{1,45}{2} (EGE - E) = \frac{1,45}{2} \times 102 = 74 \text{ mètres};$$

Glace:

$$\frac{3,6}{2} (E - GE) = \frac{3,6}{2} \times 145 = 260 \text{ mètres};$$

Intermédiaire:

$$\frac{4,3}{2} (I - E) = \frac{4,3}{2} \times 139 = 300 \text{ mètres}.$$

Le fond de la mer se trouve donc à l'altitude
 $37 - 74 - 260 = -297$ mètres.

c) Station LB2 (Jonction Banquise - *Ice-Shelf*)

Ainsi que nous l'avons indiqué au chapitre précédent, cette station est située sur un plan incliné faisant la jonction entre l'*Ice-Shelf* et la banquise, entre les deux stations LB1 et LB3. Une seule réflexion a été inscrite en cette station. Le temps observé est 317 ms. Cette réflexion n'est d'ailleurs pas simple, elle se sépare en deux vers la fin du profil pourtant court. Il n'y a aucune trace des nombreuses réflexions multiples observées aux deux stations latérales. Pour l'interprétation de la réflexion une seule donnée est connue: sous la station existe un matériau de vitesse constante de l'ordre de 2200 m/s. L'épaisseur de cette couche, selon toute probabilité, ne dépasse pas 30 mètres, étant donné que l'altitude de la station est de l'ordre de 30 mètres et que le mur de cette couche doit se trouver sur la banquise à l'altitude 0. Du temps de réflexion nous pouvons soustraire la quantité $\frac{2 \times 30}{2,2} = 27$ ms. Le temps de $317 - 27 = 290$ ms correspondra au trajet de l'onde au-dessous du niveau de la

mer. Ce temps peut logiquement correspondre à 3 possibilités de parcours:

- i) parcours dans l'eau uniquement;
- ii) parcours dans la glace uniquement;
- iii) parcours eau-glace.

Les conséquences de ces 3 hypothèses sont les suivantes:

aa) Epaisseur de l'eau: $\frac{290}{2} \times 1,45 = 210$ mètres.

Dans ce cas, le fond de l'eau présente une crête par rapport aux deux déterminations en LB1 et LB3.

bb) Epaisseur de la glace: $\frac{290}{2} \times 3,6 = 520$ mètres.

L'épaisseur calculée de la glace étant de l'ordre de 250 mètres en LB3, il y aurait donc un accroissement considérable de l'épaisseur de l'*Ice-Shelf* liée à une augmentation du même ordre de grandeur de la profondeur du fond de la mer. L'extrémité de l'*Ice-Shelf* viendrait buter dans une cuvette.

Cette hypothèse est de toute façon peu probable, car sous la glace, il y a certainement de l'eau et en général la réflexion sur l'interface eau-couche intermédiaire est beaucoup meilleure que celle sur l'interface glace-eau.

cc) Un parcours eau-glace ne peut pas être calculé sur une seule donnée. Il faut faire une hypothèse supplémentaire. On peut, par exemple supposer que la cote du fond de l'eau est intermédiaire entre celles observées en LB1 (−260 mètres) et en LB3 (−297 mètres), par exemple −280 mètres. On a immédiatement:

Epaisseur de la glace:	115 mètres;
Epaisseur de l'eau:	165 mètres.

Les résultats indiqués plus haut correspondent aux hypothèses les plus simples possibles. En réalité la présence d'une seule réflexion constitue le fait marquant de l'inscription obtenue en

LB2 (fait qui se retrouve de façon analogue en BB2). Cette observation unique correspondant probablement, comme on l'a vu, à un parcours dans l'eau et dans la glace, il est nécessaire d'admettre en outre que la position et la forme de l'interface glace-eau sont telles que les réflexions à l'intérieur de l'eau ne parviennent plus à la surface. Les résultats du calcul qui impliquent un front de l'*Ice-Shelf*, en formant des paliers en profondeur, doivent uniquement être considérés comme une possibilité.

d) *Station BB1 (Banquise)*

Cette station a été placée sur une banquise vieille de plusieurs années; l'épaisseur de la glace ne dépassant probablement pas 10 mètres, nous négligerons cette couche (*planche IV*).

5 réflexions ont été obtenues aux temps suivants:

$$293 \text{ ms (E); } 322 \text{ ms (X); } 584 \text{ ms (EAE)} \\ 609 \text{ ms (X}_2\text{); } 880 \text{ ms (EAEAE)}.$$

L'épaisseur de l'eau est $293/2 \times 1,45 = 212$ mètres et par conséquent la cote du fond est -212 mètres.

La réflexion X_1 pourrait être due à une couche peu épaisse (20 mètres) entre l'eau et la couche intermédiaire. La réflexion X_2 pourrait être interprétée comme réflexion X_1AE .

e) *Station BB3 (Ice-Shelf)*

4 réflexions ont été enregistrées: 196 ms (E); 272 ms (I); 299 ms (EGE); 389 ms (EAE); 495 ms (EAEGE) (*planche IV*).

On en déduit les épaisseurs des couches:

$$\text{Eau: } \frac{EGE-E}{2} \times 1,45 = \frac{103}{2} \times 1,45 = 75 \text{ mètres;}$$

$$\text{Glace: } \frac{E-GE}{2} \times 3,6 = \frac{93}{2} \times 3,6 = 168 \text{ mètres;}$$

Couche intermédiaire:

$$\frac{I-E}{2} \times 4,3 = \frac{76}{2} \times 4,3 = 163 \text{ mètres.}$$

Cette dernière couche doit être considérée comme douteuse par suite de la mauvaise qualité de la réflexion *l*. La cote du fond est $37 - 75 - 168 = -206$ mètres.

f) *Station BB2 (Jonction Ice-shelf - Banquise)*

Comme pour le tir LB2, une seule réflexion est visible à 255 ms, valeur qui, réduite au niveau de la mer, devient $255 - 27 = 228$ ms (voir page 73). Nous calculerons seulement les deux hypothèses vraisemblables:

i) On a de l'eau uniquement; on obtient un haut fond de -165 mètres par rapport à BB1 (-212 mètres) et BB3 (-206 mètres);

ii) Le fond de l'eau est situé vers -210 mètres, d'où on tire les épaisseurs suivantes:

Glacé:	68 mètres;
Eau:	138 mètres.

Comme pour le tir LB2, l'observation d'une seule réflexion conduit à admettre une position telle de l'interface eau-glace que les réflexions sur cet interface n'atteignent pas la surface.

g) *Station RR (Ice-shelf)*

Nous donnerons ici cette station pour mémoire, le profil ayant déjà été décrit (page 54).

On a les résultats suivants:

Épaisseur de la glace:	245 mètres;
Épaisseur de l'eau:	72 mètres;
Épaisseur de la couche intermédiaire:	270 mètres;
Cote du fond marin:	— 280 mètres.

h) *Station XA (Ice-Shelf)*

En cette station proche de la base du Roi Baudouin, ont été exécutés les premiers tirs à l'arrivée de l'expédition en 1959. Malgré certaines imperfections dues à des réglages de filtres

mal appropriés, les films de ces tirs d'essais sont dépouillables. Plusieurs réflexions ont été lues aux temps suivants: 212 ms (*E*); 305 ms (*EGE*); 346 ms (*I*); 430 ms (*EAE*); 612 ms (*EAEAE?*).

On en tire les épaisseurs des diverses couches:

$$\text{Eau: } \frac{EGE-E}{2} \times 1,45 = \frac{93}{2} \times 1,45 = 68 \text{ mètres;}$$

$$\text{Glace: } \frac{E-GE}{2} \times 3,6 = \frac{119}{2} \times 3,6 = 218 \text{ mètres;}$$

Couche intermédiaire:

$$\frac{I-E}{2} \times 4,3 = \frac{134}{2} \times 4,3 = 290 \text{ mètres.}$$

La cote du fond de l'eau est: $37 - 68 - 218 = -249$ mètres.

i) *Le tir XB (Ice-Shelf)*

De même que le tir *XA*, le tir *XB* faisait partie de la série des tirs d'essais et de mise au point préliminaire. Il est situé à mi-distance entre la base et la Baie de Breid. L'interprétation a été rendue assez délicate par suite d'un pendage non négligeable du fond de l'eau. Nous sommes arrivés au résultat final suivant:

Épaisseur de la glace:	95 mètres;
Épaisseur de l'eau sous le point de tir E_1 :	88 mètres;
Aval pendage vers l'Est:	2,5°.

2. JONCTION ICE-SHELF - GLACIER

Cette région correspond aux tirs exécutés entre le fût 20 et le fût 8. Ces fûts avaient été disposés pour servir de repères au retour des *raids* vers l'intérieur. Les fûts 20 à 11 et le fût 8 sont alignés sur une droite d'azimuth 193° et passant par la Base (le fût 20 est le plus voisin de la Base). Les fûts 1 à 10 constituent un alignement perpendiculaire au précédent, le fût 8 étant à l'intersection des deux droites. La distance entre 2 fûts est 700 mètres ou 1400 mètres suivant le cas.

a) *Fût 20 (Ice-Shelf)*

Il s'agit d'une station typique d'*Ice-Shelf*. La réflexion *G* sur l'interface glace-eau est, par exception, bien visible (*planche V*).

On a le tableau ci-dessous:

Type	Temps observés corrigés	Temps calculés
<i>G</i>	137	—
<i>E</i>	208	
<i>EGE</i>	267	279
<i>I</i>	340	—
<i>EAE</i>	408	416
<i>EAEGE</i>	472	487
<i>EAI</i>	542	548

On remarque que le temps *GE* de parcours double dans l'eau, que l'on peut déduire de la différence $E - G = 71$ ms, est plus élevé que le temps déduit de la différence $EGE - E = 59$ ms.

On a les épaisseurs des différentes couches:

$$\text{Eau:} \quad \frac{140}{2} \times 3,6 = 260 \text{ mètres;}$$

$$\text{Glace:} \quad \frac{71}{2} \times 1,45 = 51 \text{ mètres;}$$

Couche intermédiaire:

$$\frac{340 - 208}{2} \times 4,3 = 283 \text{ mètres.}$$

Cote du fond de la mer: 40 — 260 — 51 — — 271 mètres.

b) *Fût 18 (Glacier?)*

L'exécution des tirs a été rendue assez difficile par les craquements continuels observés dans la glace. Une seule réflexion

est visible à 218 ms. Si cette réflexion s'est produite sur le fond de la glace, l'épaisseur de cette couche est de 380 mètres, l'altitude de l'interface est voisine de -350 mètres.

Cette altitude est inférieure aux chiffres que l'on peut calculer pour les stations situées de part et d'autres du fût 18 (fût 20 et fût 17). Il y aurait une vallée remplie par la glace. On peut ainsi supposer une épaisseur d'eau assez faible pour ne pas donner les réflexions typiques de ce milieu.

c) *Fût 17* (Glacier?)

Deux réflexions sont visibles, l'une très nette à 184 ms, la deuxième moins bonne à 243 ms. Comme pour la précédente, nous sommes obligés d'admettre que, s'il y a de l'eau sous la glace, l'épaisseur de cette couche doit être très faible. En admettant qu'il y a uniquement de la glace, son épaisseur est 330 mètres.

d) *Fût 16* (Glacier)

Ces inscriptions ont été fréquemment perturbées par des parasites instrumentaux. Une seule réflexion est certaine sur le film 2 du tir effectué entre 180 et 290 mètres de distance. Les temps de réflexion corrigés varient entre 180 et 193 ms. Il est probable qu'il n'y a plus d'eau. L'épaisseur de la glace est 312 mètres.

Sur un film on devine une amorce de réflexion à 283 ms. Il y aurait peut-être une couche intermédiaire d'épaisseur de l'ordre de 230 mètres.

e) *Fût 15* (Glacier)

Un très bel enregistrement a été obtenu à cette station (*planche V*). En plus de la réflexion principale et de ses deux premiers multiples de temps de propagation corrigés 173 ms (R_1), 354 ms (RR_1) et 524 ms (RRR_1), deux autres réflexions nettes ont été observées aux temps d'échos suivants: 263 ms et 290 ms. Ces réflexions ne peuvent pas être attribuées à une interface

eau-glace. Il faut donc admettre 2 couches sédimentaires (?) plus profondes.

L'épaisseur de la glace est de 314 mètres. Les deux autres couches auraient, sous toute réserve, des épaisseurs de 190 et 60 mètres.

f) *Fût 14*

Trois réflexions ont été observées en cette station; la principale (178 ms), sa multiple RR_1 (357 ms) et une autre réflexion à 266 ms.

Il y a ici aussi 2 couches surmontant le rocher:

- La glace d'épaisseur 320 mètres;
- La couche intermédiaire d'épaisseur 190 mètres.

g) *Fût 8*

En cette station, on observe seulement la réflexion principale et ses 2 multiples: R (202 ms), RR (402 ms), RRR (603 ms). L'épaisseur de la glace est de 364 mètres, il existe un aval pendage de l'ordre de 3° vers l'Ouest.

h) *Fût 10*

Le dernier point de tir de cette série est situé à l'W de l'alignement des précédents. Un certain nombre de réflexions ont été enregistrées. Elles sont consignées dans le tableau ci-dessous.

Interprétation	R_1	R_2	R_3	R_4	RR_1	RR_2
Temps corrigés	171,5	212	242	273	332	403

La réflexion la plus importante fait apparaître un pendage du miroir réfléchissant. Ce pendage peut être calculé de différentes manières.

i) en utilisant les tirs directs et inverses. Il faut noter cependant que la réflexion du tir inverse est perturbée par le parasite instrumental et de là assez difficile à lire. Les chiffres ont été obtenus par lecture de *maxima* et *minima* tardifs et comparés aux ondes analogues de tir direct. On a en définitive:

$$\begin{array}{ll} T_{out} = 167 \text{ ms;} & T_{12d} = 163 \text{ ms;} \\ T_{oi} = 155 \text{ ms;} & T_{ii} = 163 \text{ ms.} \end{array}$$

Le pendage est $\sin p = \frac{12}{2} \times \frac{3,6}{120}$ d'où $p = 10,5^\circ$

ii) par utilisation de la formule (10).

Pour $x = 100$ mètres, on a:

$$T_o = 167 \text{ ms;} \quad T_d = 167 \text{ ms;} \quad T_k = 180 \text{ ms;}$$

$$\sin p = \frac{3,6 (180^2 - 167^2)}{100 \times 4 \times 167} = 0,238 \quad \text{d'où } p = 13,8^\circ$$

On peut admettre un pendage moyen de 12° , il s'agit d'un aval pendage vers l'Ouest. Le miroir réfléchissant, ayant donné lieu à la réflexion R_1 , étant certainement le fond de la glace, l'épaisseur de celle-ci est de 300 mètres.

Il est impossible d'interpréter les autres réflexions (sauf RR_1). Les temps de propagation ne se prêtent à aucune combinaison linéaire permettant de penser à la présence de l'eau sous la glace. Il s'agit sans doute de couches morainiques et sédimentaires surmontant le matériau cristallin.

3. LES TIRS DU RAID.

Tandis que pour les stations précédentes, on observait le passage progressif de l'*Ice-Shelf* au glacier sans qu'il soit possible de conclure de façon absolue de la présence ou à l'absence de l'eau à partir du fût 18, il n'y a certainement plus d'eau à l'aplomb des stations séismiques faisant partie du *raid*. Nous examinerons successivement les différentes stations en les groupant suivant les unités glaciologiques traversées.

a) *Les stations du raid entre les fûts et Romnaesfjellet (RO).*

Les stations signalées par les lettres *RO* présentent une grande unité étant donné qu'elles se trouvent dans une région du glacier où aucun pointement rocheux n'apparaît à la surface; la dernière station *RO3* étant située à 15 km de Romnaesfjellet. De très belles réflexions ont été enregistrées.

i) *La station RO₁ (Planche V)*

Les deux tirs exécutés en cette station ont fourni de très belles réflexions double et triple. Les temps observés sont les suivants:

	<i>R</i>	<i>RR</i>	<i>RRR</i>
Point de tir	T_1	T_{12}	T_1
E_d	356	367	707
E_i	360	346	703

Les temps observés pour les tirs inversés E_i sont systématiquement inférieures à ceux du tir direct E_d ; on devrait avoir: $T_{12}(E_d) = T_1(E_i)$. Dans ces conditions, il n'est pas possible de trouver un pendage et celui-ci sera considéré comme nul.

L'épaisseur de la glace obtenue en prenant la moyenne des T_{od} et T_{oi} et en ramenant le point de tir à la surface, est $\frac{355 \times 3,7}{2} = 660$ mètres.

Une réflexion moins bonne est visible à 390 ms en moyenne. En calculant la base de la vitesse de 4,3 km/s on obtient une épaisseur de couche intermédiaire de 85 mètres.

ii) *La station RO₂.*

D'excellentes réflexions simples et doubles ont été inscrites à cette station. Les temps de réflexion ramenés à la surface sont:

	R		RR
	T_1	T_{12}	T_1
E_d	388	396	772
E_i	394	379	761

Les deux temps T_1 (E_d) et T_{12} (E_i) étant pratiquement égaux, on peut calculer le pendage en utilisant la formule

$$\sin p = \frac{V}{2} \frac{T_{od} - T_{oi}}{E_d E_i} = \frac{3,7}{2} \times \frac{9}{350}$$

d'où $p = 2,8^\circ$

Il s'agit d'un aval pendage vers le sud.

Les épaisseurs de glace sous E_d et E_i sont respectivement 720 mètres et 700 mètres.

Une deuxième réflexion incertaine est enregistrée vers 600 ms.

iii) *La station ROR*

Cette station a été décrite en détail au cours du chapitre IV.

L'épaisseur de la glace est de 840 m, le pendage est nul.

iiii) *La station RO₃ (Planche VI)*

Deux belles réflexions simples et doubles ont été notées à cette station. Les temps corrigés sont:

R_1 576 ms; RR_1 1 148 ms;

R_2 600 ms; RR_2 1 191 ms.

L'épaisseur de la glace est de 1 065 mètres.

La dernière couche qui pourrait être constituée par une moraine, aurait une épaisseur de 50 mètres (vitesse 4,3 km/s).

b) *Les stations situées entre Romnaesfjellet et Teltet (TE).*

A l'est comme à l'ouest de cette partie du *raid*, apparaissent souvent des montagnes à grande distance; on peut s'attendre à

des variations notables du fond de la glace et à des pendages des miroirs réfléchissant non négligeables.

i) *La station TE₁*

Cette station située entre Romnaesfjellet et Seal a mis en évidence une épaisseur de glace faible. La première réflexion est perdue dans l'inscription des ondes directes. Le temps de propagation calculé de la première réflexion est, après correction due à la profondeur de la charge:

$$\frac{RR}{2} = \frac{(208)}{2} = 104 \text{ ms}; \quad \frac{RRR}{3} = \frac{318}{3} = 106 \text{ ms};$$

$$\frac{RRRR}{4} = \frac{421}{4} = 105 \text{ ms.}$$

Pour un temps de propagation petit, on ne peut garder la vitesse moyenne de 3,7; d'après les résultats de la détermination des vitesses moyennes, il faut admettre un chiffre de 3,3 km/s seulement. L'épaisseur est donc

$$\frac{105}{2} \times 3,3 = 173 \text{ mètres}$$

ii) *La station TE₂ (Planche VI)*

Les deux tirs directs et inversés exécutés en cette station ont révélé deux réflexions, d'une part la réflexion principale sur le fond de la glace et sa multiple, d'autre part une réflexion plus profonde. On a le tableau ci-dessous concernant la réflexion principale:

	R		RR	
	T ₁	T ₁₂	T ₁	T ₁₂
E _a	491	502	986	997
E _i	503	495	988	989

Il y a un léger pendage ne dépassant pas $1,2^\circ$.

L'épaisseur de la glace est de 910 mètres.

La réflexion la plus profonde est visible seulement sur le tir inverse et due à un miroir présentant un pendage important par rapport à la surface. Les temps observés aux géophones 12 (distance 10 mètres) et 1 (distance 340 mètres) sont respectivement 695 ms et 730 ms. Un calcul approximatif conduit à un pendage de l'ordre de 20° et à une épaisseur de la deuxième couche de l'ordre de 400 mètres.

iii) *La station TE₃ (Planche VI)*

La distance des points de tirs directs et inverses au géophone le plus rapproché était de 500 mètres. Ces enregistrements présentent deux particularités intéressantes:

1. Les ondes superficielles sont très bien développées. On voit très facilement la dispersion;

2. Une seule réflexion apparaît de façon certaine sur les tirs directs uniquement. La vitesse apparente négative conduit à un fort amont pendage dans la direction G_1G_{12} . Le calcul conduit à une pente de $13,5^\circ$.

La distance du point de tir E_a au miroir est de 1 570 mètres.

c) *Les stations Teltet — Gunnestadbreen (TG)*

Ces stations correspondent à un profil EW effectué à la base du Gunnestadbreen. Celui se termine par une large cuvette de 11 km limitée par Teltet à l'ouest et Smalegga à l'est. La topographie du fond du glacier devient de plus en plus accusée, ce qui conduit en partie à des réflexions très mauvaises.

i) *La station TG₁*

Cette station est située à proximité de Teltet vers l'extrémité W de la cuvette. Une seule réflexion de qualité médiocre est visible sur les tirs directs et inverses.

Les éléments des calculs sont les suivants:

	T_1	T_{12}
E_d	539	587
E_i	585	600

Le pendage est tel que $\sin p = \frac{61 \times 3,7}{2 \times 350} = 0,332$, d'où $p = 19,4^\circ$; il s'agit d'un aval pendage de l'ouest vers l'est ce qui est tout à fait plausible dans cette cuvette.

Les distances des points E_d et E_i au miroir sont 975 et 1 110 mètres respectivement.

ii) *La station TG₂*

Cette station est située au milieu de la cuvette. Deux réflexions sont visibles. La deuxième est d'une qualité beaucoup meilleure que la première, au contraire de ce qui se passe généralement. Il semble que les deux surfaces de séparation ne soient pas très nettes ni l'une ni l'autre. De plus, il y a des pendages assez élevés et opposés.

Les éléments du calcul sont:

	R_1		R_2	
	T_1	T_{12}	T_1	T_{12}
E_d	911	894	967	984
E_i	888	866	989	979

Les points de tirs E_d et E_i ayant eu lieu à 50 mètres des géophones G_1 et G_{12} respectivement, nous avons été obligés d'appliquer des corrections supplémentaires pour les temps observés à des temps d'échos. La première interface présente un aval pendage de l'ordre de 12 à 13° de l'ouest vers l'est, les distances des points E_d et E_i à cette surface étant de 1 690 et 1 600 mètres respectivement.

La deuxième interface présenterait par contre un léger amont-
pendage. L'épaisseur moyenne de la couche intermédiaire for-
mée probablement d'une moraine non compacte pouvant être de
l'ordre de 180 mètres.

iii) *La station TG₃*

Aucune réflexion n'a pu être enregistrée à cette station située
dans la partie orientale de la cuvette nord du Gunnestadbreen.
Il est certain que le fond de la glace présente un relief très
accusé.

d) *La Montée du Gunnestadbreen (GU)*

Le glacier est encaissé entre les deux chaînes du Widerøefjel-
let et du Walnumfjellet qui dominent souvent de plus de 1 000
mètres. Le glacier étant infranchissable en véhicule en son milieu
par suite de la présence de nombreuses crevasses et de séracs, la
montée s'est effectuée en longeant le bord occidental du glacier.

Il faut donc ici s'attendre à des réflexions latérales de la
paroi rocheuse de même qu'à de mauvaises réflexions venant
d'un fond à topographie tourmentée.

i) *La station GU₁*

Avec beaucoup de peine, on distingue sur un film deux
réflexions vers 760 et 1 134 ms. Elles peuvent être interprétées
comme les réflexions doubles et triples, la simple réflexion
étant perdue dans l'agitation du début. On aurait:

$$R = \frac{RR}{2} = 380 \text{ ms et } R = \frac{RRR}{3} = \frac{1134}{3} = 378 \text{ ms}$$

On aurait ainsi une épaisseur du glacier de l'ordre de
700 mètres.

ii) *La station GU₂*

A cette station où la glace vive apparaissait sous 30 cm de
neige et où une forte vitesse se révélait immédiatement, une seule

amorce de réflexion est visible vers 610 ms. S'agit-il d'une réflexion simple ou d'une double? Nous ne donnerons pas de chiffres d'épaisseur correspondant.

iii) *La station GU₃*

A cette station deux réflexions d'assez bonne qualité ont été inscrites.

On a d'abord une réflexion dont les temps observés aux géophones 1 et 12 sont 403 et 394 ms, le point de tir étant situé à 40 mètres de G_1 . Il y a donc un pendage amont de G_1 vers G_{12} , c'est-à-dire vers l'intérieur du glacier.

Le pendage calculé est de l'ordre de 12° , la distance du point de tir au miroir étant de 740 mètres.

Une deuxième réflexion a été inscrite aux temps suivants: T_1 : 620 ms; T_2 : 698 ms. Il ne peut s'agir d'une réflexion profonde, car le calcul conduit à une impossibilité pour le pendage de sorte que nous avons pensé à une réflexion latérale, les ondes se propageant horizontalement pour la plus grande partie du parcours.

La paroi fait un angle de 60° environ avec la ligne de géophones; la distance du point de tir à la paroi étant de 1 130 mètres.

e) *Les deux tirs du Plateau Polaire (PP)*

Ces deux tirs doivent être considérés comme des échecs du point de vue réflexion; aucune onde de cette espèce n'ayant pu être mise en évidence ni en PP_1 ni en PPR .

Par contre, des ondes réfractées ont été mises en évidence à la station PPR . Elles ont été décrites au chapitre V.

CHAPITRE IX

Les Réflexions. Discussion des Résultats

De même que pour la description des différents enregistrements, nous étudierons successivement la région de la base, puis le profil levé au cours des raids.

1) *La région de la Base Roi Baudouin.*

Cette région se caractérise par l'*Ice-Shelf* proprement dit et son passage au glacier reposant sur un milieu rocheux. Nous avons rassemblé les résultats dans le *tableau X* et sur la *figure 10*. A l'exception des stations XB et fût 10, tous les points de tir peuvent être groupés selon deux profils, un court profil WE au voisinage de la Baie de Breid et un profil NS allant de la Baie Roi Léopold III jusqu'au fût 8: ce dernier profil constitue également le début du grand profil exécuté au cours des raids.

On constate immédiatement une différence relativement importante entre la glace au voisinage de la Baie de Breid et celle du Roi Léopold III: les épaisseurs de glace diffèrent de près de 50 % (168 et 260 mètres), l'épaisseur de la couche d'eau étant la même. L'épaisseur de cette couche que l'on peut déterminer en un certain nombre de points entre la baie du Roi Léopold et le fût 20, reste sensiblement constante sur une longueur de près de 10 km. Il se peut qu'autrefois le glacier s'étendait beaucoup plus loin à l'emplacement de l'*Ice-Shelf* actuel. La diminution de l'épaisseur de la glace pourrait être en partie un résultat de l'affouillement effectué par l'eau de mer. Signalons à ce sujet qu'au cours de recherches océanographiques effectuées dans la baie Roi Léopold III, on a constaté l'existence de courants marins dirigés vers l'intérieur sous la glace. L'épaisseur de la glace diminue légèrement de l'extérieur vers l'intérieur,

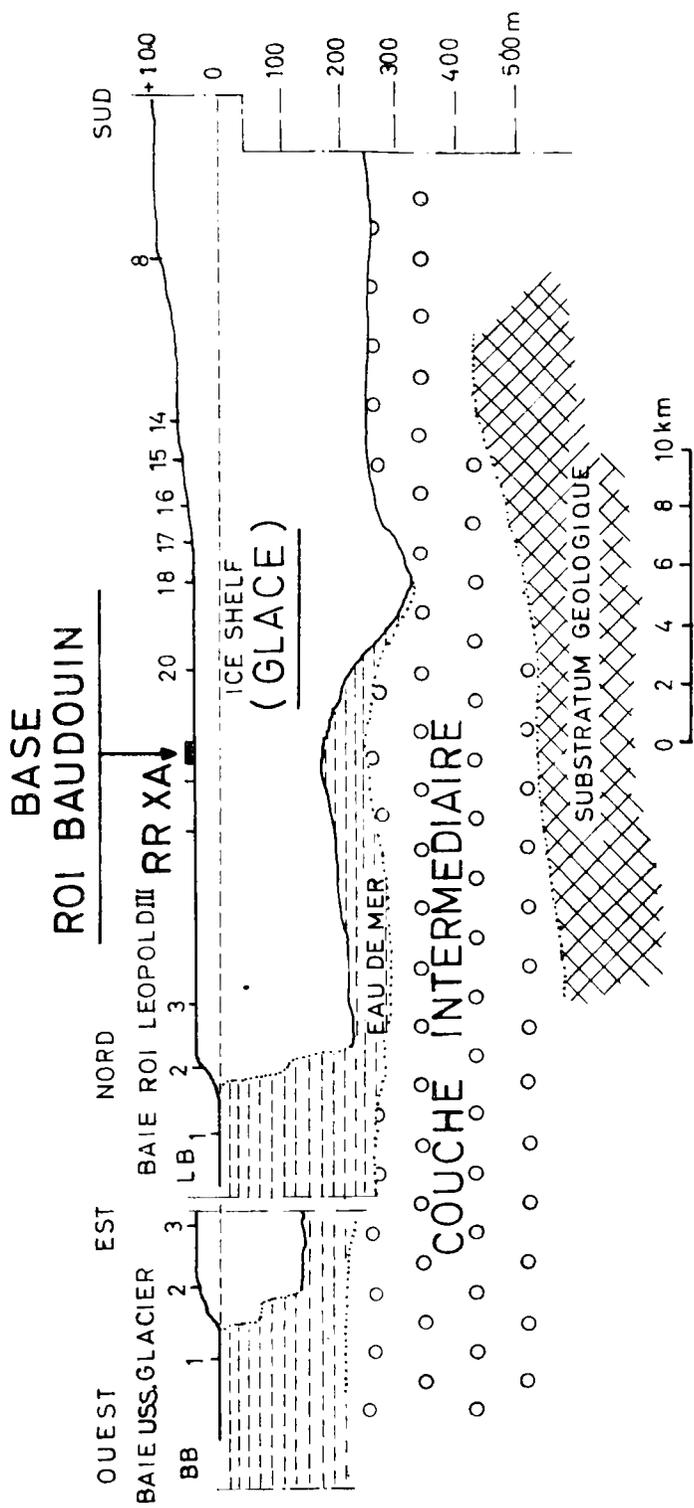


FIG. 10. — Résultats schématiques des tirs effectués dans les environs immédiats de la Base Roi Baudouin.

Tableau X. — Premières topographies sous-glacières résultant des différents tirs

Stations	Latitude	Longitude	Altitude de points de tir m	Épaisseur glace m	Épaisseur eau m	Épaisseur couche intermédiaire m	Cote du fond de la glace
LB1	70°19,1	24°12,5	0	2	260		— 2
LB2	70°20,3	24°12,7	30	(145)	(165)		
LB3	70°21,3	24°13,0	37	260	74	300	— 223
BB1	70°23,3	24°00,9	0	(10)	212		(— 10)
BB2	70°23,4	24°04,5	30	(68)	(138)		(— 38)
BB3	70°23,0	24°07,2	37	168	75	163	— 131
RR	70°24,6	24°17,0	37	245	72	270	— 208
XA	70°25,6	24°17,3	37	218	68	290	— 180
XB	70°24,6	24°11,0	35	95	88		— 60
Fût 20	70°26,6	24°18,0	37	260	51	283	— 223
Fût 18	70°27,4	24°17,3	32	380	faible?		— 348
Fût 17	70°27,8	24°17,0	30	330			— 300
Fût 16	70°28,1	24°16,6	* 45	312			— 267
Fût 15	70°28,5	24°16,3	* 64	314		(190+60)	— 250
Fût 14	70°28,9	24°16,0	60	320		190	— 260
Fût 8	70°30,2	24°15,0	150	364			— 214
Fût 10	70°29,7	24°10,7	200	300			— 100
RO1	70°39,7	24°13,3	150	660		85	— 510
RO2	71°00,5	24°09,6	460	720			— 460
ROR	71°06,3	24°07,5	570	840			— 270
RO3	71°21,0	24°04,1	730	1065		50	— 335
TE1	71°32,5	24°04,5	* 906	173			+ 733
TE2	71°41,5	24°03,3	1066	910		(400)	+ 156
TE3	71°54,0	23°51,5	1300	1570			— 270
TG1	71°59,5	23°46,4	* 1350	975			+ 375
TG2	71°59,4	23°53,2	* à	1690		180	— 340
TG3	71°59,3	23°59,5	* 1360	?			?
GU1	72°02,3	23°43,8	* 1425	(700)			(+ 725)
GU2	72°06,5	23°43,2	* 1502	?			?
GU3	72°08,6	23°42,5	1600	740			+ 860
PP1	72°13,2	23°41,4					
PPR	72°18,4	23°40,0		(500)			

N.B. — Des lectures gravimétriques ont été faites aux stations marquées *.

— Les altitudes des points de tirs en italique ont été estimées par K.V. BLAIRLOCK.

260 mètres en LB₃, 235 mètres en RR, 218 mètres en XA. Le résultat est en contradiction avec le profil indiqué par Robin [6, p. 106, fig. 48] où l'épaisseur de la glace augmente de l'extrémité de l'*Ice-Shelf* vers l'intérieur. Mais l'auteur indique lui-même que ces épaisseurs ne sont pas sûres, étant donné que pour aucun de ces tirs la réflexion *G* n'a été visible. Cette absence de réflexion visible sur le fond de la glace semble être très fréquente. Sur 36 tirs effectués sur l'*Ice-Shelf*, ROBIN ne trouve cette réflexion que pour 6 d'entre eux. Nous l'avons mis en évidence uniquement sur le film RR₁ et au fût 20. Etant donné qu'elle arrive très rapidement après les ondes directes, elle est cachée par ces dernières.

Nous avons systématiquement interprété la première belle réflexion sur l'*Ice-Shelf* comme une réflexion *E* (fond de la mer) et la réflexion suivante généralement comme une *EGE* (*E*+réflexion à l'intérieur de l'eau). On pourrait interpréter de façon différente:

E devient *G*

et *EGE* devient *E*.

Les vérifications de temps sont assez bonnes, quoique toutes les réflexions ne soient plus interprétables. Il en résulte un accroissement considérable de l'épaisseur de la glace, l'épaisseur de l'eau demeurant sans changement. Dans cette interprétation, l'extrémité de l'*Ice-shelf* vient buter contre un seuil sous-marin existant en LB₁ et BB₁. La coupe que l'on peut tracer à la suite de cette interprétation ne semble pas vraisemblable.

ROBIN a donné un tableau permettant d'apprécier l'épaisseur de la glace de l'*Ice-shelf* d'après son altitude [6, p. 113]. Ce tableau traduit l'équilibre hydrostatique qui doit être réalisé; il tient compte de la variation de densité de la glace en fonction de la profondeur. L'altitude de la base étant de 37 mètres, il en résulte que l'épaisseur de la glace doit être de l'ordre de 210 mètres (une variation de 10 mètres en altitude correspondant à une variation d'épaisseur de 90 mètres). D'après l'interprétation adoptée, l'épaisseur est de 235 mètres en RR et 218 mètres en XA. Les chiffres sont en bonne concordance avec ceux tirés du tableau de ROBIN. Par contre, l'interprétation

conduisant à des profondeurs plus grandes qui sont respectivement 410 et 380 mètres, doit, pour cette raison, également être rejetée.

L'épaisseur relativement grande de glace à l'aplomb du fût 18 conduit à admettre une vallée dans le soubassement. Le versant sud de cette vallée semble être la limite extrême d'avancée de l'eau. L'abondance de crevasses visibles à la surface autour du fût 16 confirme les résultats séismiques. Dans cette région se trouve la charnière autour de laquelle tourne l'*Ice-Shelf* sous l'influence de la marée.

La position de la couche intermédiaire est très incertaine par suite de l'incertitude sur la vitesse de propagation. Les calculs d'épaisseur ont été faits sur la base de la vitesse de 4,3 km/s qui apparaissait dans le dépouillement du profil RR. Il est fort possible que la vitesse réelle soit inférieure de façon très notable à ce chiffre. On ne retiendra que la diminution d'épaisseur de cette couche du N au Sud.

Sur la *figure 9* nous avons reporté les altitudes du fond de la mer. Ces chiffres sont naturellement trop peu nombreux pour permettre une représentation cartographique.

2. Les profondeurs observées au cours des raids

Les profondeurs déterminées par le dépouillement des films séismiques ont servi à tracer la coupe de la *planche I*. Un simple examen de cette coupe montre qu'une grande partie de la base de la glace se trouve *sous* le niveau de la mer. Ceci est réalisé de façon continue jusqu'aux abords de Romnaesfjellet, le premier affleurement rocheux rencontré. Les cotes négatives ne dépassent pas -500 mètres. Une deuxième région de cote négative du mur de la glace est située à l'aplomb de TE3.

Sous la station TG nous avons dessiné le soubassement d'après les résultats de la station TG2, placée approximativement au centre d'une très large cuvette. En TG1 en effet, on a des épaisseurs de glace beaucoup moins importantes.

Nous avons indiqué une discontinuité entre TG2 et GU1: en effet, les stations GU ont été effectuées sur le bord Ouest

du glacier, le milieu de celui-ci étant infranchissable en véhicule; il en résulte que les profondeurs reportées ne sont pas significatives de l'épaisseur maximum de la glace. Enfin, l'épaisseur de glace représentée sur le plateau polaire en PPR est une valeur correspondant à des vitesses moyennes dans le deuxième milieu (voir page 48).

Les réserves faites au sujet de l'épaisseur de la couche intermédiaire au cours de la discussion des résultats des tirs exécutés près de la base, sont d'autant plus justifiées qu'il faut s'attendre à des variations importantes des vitesses dans cette couche. Plus on s'éloigne de la mer, plus on a des chances que les couches consolidées formées, soit de sédiments relativement anciens, soit de moraines gelées, aient des vitesses de propagations variables.

Il est, dans ces conditions, impossible d'évaluer les vitesses de propagation. Les chiffres indiqués calculés sur la base d'une vitesse uniforme de 4,3 km/s sont donnés sous toutes réserves.

Le tracé du profil a été naturellement le résultat d'un certain nombre d'hypothèses. On sait que les affleurements sont formés par des roches cristallines; il faut donc représenter les pointements par le symbole correspondant (hachures); il est probable que sous la couche intermédiaire on ait le roc. Nous avons admis que dans le lit du Gunnestadbreen la glace reposait directement sur le roc. En RO2 et en ROR où une seule réflexion est visible, il n'est pas possible d'indiquer s'il s'agit d'une réflexion sur la couche intermédiaire ou sur le rocher proprement dit.

3. *Comparaison avec les résultats obtenus par d'autres expéditions*

Deux points doivent être retenus du dépouillement et de l'interprétation des réflexions:

a) *La profondeur réduite de l'Ice-Shelf*

Cette profondeur est en effet très faible: elle ne dépasse guère une vingtaine de kilomètres. Si on se réfère à la carte

résumée de ROBIN [6, fig. 61], on se rend compte que l'*Ice-Shelf* peut subir des variations très importantes comprises entre 0 et 250 km. D'après le rapport de BENTLEY et OSTENSO, l'*Ice-Shelf* de ROSS s'étend en profondeur sur 200 km.

Il est probable d'ailleurs que dans la région de la Base Roi Baudouin des variations notables de la profondeur pourraient être mises en évidence. Rappelons à ce propos la variation importante de l'épaisseur de la glace constatée entre les points BB3 et LB3, variation confirmée par les tirs en XB et à un degré moindre par celui en fût 20. L'épaisseur de la glace est plus faible à l'ouest de la base qu'au voisinage de celle-ci. Il se pourrait très bien que ces variations d'épaisseur de glace soient en rapport avec des variations de profondeur de l'*Ice-Shelf*.

b) *Les cotes négatives du fond de la glace*

Les résultats décrits plus haut confirment pleinement nos connaissances sur l'altitude de la base de la glace.

Toutes les expéditions ont déterminé ce même fait: la base de la glace se trouve dans l'Antarctique sur de très importantes surfaces sous le niveau de la mer de façon non négligeable. Sur les 225 km intéressés par le raid jusqu'au plateau polaire, le fond du glacier se trouve à une cote négative sur une longueur de 140 km environ. On calcule facilement que la cote moyenne du fond du glacier entre la mer et Romnesfjellet est de -290 mètres (longueur du profil 125 km); le calcul effectué sur la portion de *raid* au-delà de Romnesfjellet n'a que peu de signification, les épaisseurs mesurées de glaces étant certainement trop fonction de la distance plus ou moins grande des points de tirs aux pointements rocheux. Signalons enfin que l'épaisseur moyenne de la glace sur la même première portion du profil est voisine de 700 mètres.

Le profil présenté sur la *planche I* est certainement beaucoup trop schématique; il sera intéressant d'utiliser ultérieurement les données gravimétriques afin de compléter les résultats sismiques.

Conclusion

Le dépouillement et les essais d'interprétation des films sismiques obtenus au cours de la deuxième expédition antarctique belge permettent, à partir du bilan des résultats obtenus, d'établir des programmes de travail pour des expéditions futures dans la même région.

Un grand nombre de renseignements ont pu être obtenus en de nombreux points de tirs; il a été possible de déterminer l'épaisseur de la glace et de l'eau dans le cas de l'*Ice-Shelf* avec une précision acceptable. Tous les points de tirs sont pratiquement situés sur un profil et si l'on voulait tracer la carte du « mur » de la glace il suffirait de multiplier les *raids* et les points de tir en utilisant les mêmes techniques sur un appareillage analogue.

Mais au cours d'une nouvelle campagne, il devrait être possible de préciser un certain nombre de points, de résoudre certains problèmes dont la solution, pour diverses raisons, n'a pas été possible.

Pour mieux connaître l'état physique de la glace, il serait nécessaire de posséder, non seulement l'hodochrone des ondes longitudinales, mais aussi celle des ondes transversales, ce qui implique l'enregistrement simultané des composantes verticales et horizontales.

L'épaisseur de la couche intermédiaire entre la glace et le soubassement cristallin n'a pu être évaluée qu'en faisant des hypothèses sur les valeurs de la vitesse de propagation dans ce milieu. Afin de donner une base expérimentale à ces calculs, il est indispensable d'effectuer des profils de réfraction assez longs pour que les ondes réfractées issues de la couche intermédiaire et du soubassement puissent être analysées sans équivoque possible. De tels profils de réfraction comprenant des

tirs directs et des tirs inverses longs d'au moins 5 kilomètres pour une épaisseur de glace comprise entre 800 et 900 m (région de tir ROR), devraient être exécutés de préférence par déplacement de la ligne de géophones. Des tirs de réflexion permettraient de suivre les ondulations des surfaces de séparation entre les divers milieux. Toute précaution devrait être prise pour que les distances de tirs ne soient affectés d'aucune erreur systématique.

La région de passage entre l'*Ice-Shelf* et le glacier proprement dit mériterait une étude détaillée afin de confirmer ou d'infirmier l'épaississement de la glace mise en évidence près du fût 18.

L'exécution du programme de recherches ci-dessus fournirait des renseignements précieux sur la glaciologie et la morphologie glaciaire dans la région de la Base du Roi Baudouin.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] BENTLEY, Ch., POMEROY, P. et DORMAN, H.: Seismic Measurements on the Greenland Ice Cap (*Ann. de Géophysique*, T. 13, N° 4, pp. 253-285, 1957).
- [2] — et OSTENSO, N.: Seismic program on the Marie Byrd Land Traverses 1957-1958 (*I.G.Y. Glaciological Report*, Series N° 2, New-York, 1959).
- [3] JOSET, A. et HOLTZSCHERER, J.J.: Etude des vitesses de propagation des ondes sismiques sur l'Inlandsis du Groënland (*Ann. Géophysique*, T. 9, N° 4, pp. 329-344, 1953).
- [4] POULTER, T.C.: Geophysical Studies in the Antarctic (Stanford Research Institute, Stanford, California, 1950).
- [5] PRESS, F. et EWING, M.: Propagation of elastic waves in a Floating ice sheet (*Trans. Amer. Geoph. Union*, Vol. 32, 5, pp. 673-678, 1951).
- [6] ROBIN, G. de Q.: Seismic Shooting and related Investigations (*Glaciology III*, Norsk Polarinstitut, Oslo, 1958).
- [7] THIEL, E. et BEHRENDT, J.: Seismic Studies on the Filchner Ice Shelf, Antarctic 1957-1958 (*I.G.Y. Glaciological Report*, Series N° 2, New-York, 1959).

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	3
SAMENVATTING	3
SUMMARY	4
Préface du Professeur J. VAN MIEGHEM	9
Introduction du Professeur J.P. ROTHÉ	13
Signification des symboles et abréviations	16
I. APPAREILLAGE UTILISÉ	17
1. Description	17
2. Installation	19
3. Fonctionnement	20
II. PÉRIODES D'OBSERVATIONS ET RÉGIONS EXPLORÉES	21
1. Première période. Mars-avril 1959	21
2. Deuxième période. Septembre 1959 - janvier 1960	21
a) Septembre-octobre 1959	21
b) Novembre-décembre 1959	22
c) Janvier 1960	22
III. EQUATIONS ET MÉTHODES UTILISÉES	24
1. La méthode de déplacement du point d'explosion et ses conséquences	24
a) Couches parallèles	24
b) Couches non parallèles	26
2. Calcul des pendages des miroirs réfléchissants	28
3. Emplois et particularités des hodochrones réduites	30
IV. LE PROFIL ROR	33
1. Généralités	33
2. Onde longitudinale directe	34
a) Influence de la profondeur de la charge	35
b) Les décrochements des hodochrones et leurs causes probables	35
c) Variation de vitesse avec la profondeur	37

3. Ondes réfléchies	39
a) Calcul du pendage du miroir réfléchissant	40
b) Evaluation de la vitesse moyenne verticale d'après les réflexions	42
c) Les réflexions multiples	44
d) L'onde transversale S	45
e) L'onde SP	45
4. Conclusions de l'étude du profil ROR	46
V. LE PROFIL PPR	48
1. Généralités	48
2. Ondes directes	48
3. Onde réfractée	50
VI. LE PROFIL RR	54
1. Généralités	54
2. Onde directe	55
3. Ondes réfractées	55
4. Ondes réfléchies	56
VII. LA VARIATION DE LA VITESSE DANS LES COUCHES SUPERFI- CIELLES ENTRE LA BANQUISE ET LE PLATEAU POLAIRE	62
1. Détermination de la vitesse moyenne verticale utilisable pour le calcul des épaisseurs de glace	62
2. Variations des vitesses au voisinage de la base	64
3. Variations régionales des vitesses superficielles	66
VIII. LES RÉFLEXIONS - CALCULS	70
1. Région de la Base Roi Léopold III	70
a) Station LB1	70
b) Station LB3 (<i>Ice-Shelf</i>)	72
c) Station LB2	73
d) Station BB1 (Banquise)	75
e) Station BB3 (<i>Ice-Shelf</i>)	75
f) Station BB2 (Jonction <i>Ice-Shelf</i> - Banquise)	76
g) Station RR (<i>Ice-Shelf</i>)	76
h) Station XA (<i>Ice-Shelf</i>)	76
i) Le tir XB (<i>Ice-Shelf</i>)	77
2. Jonction <i>Ice-Shelf</i> - Glacier	77
a) Fût 20 (<i>Ice-Shelf</i>)	78
b) Fût 18 (Glacier ?)	78
c) Fût 17 (Glacier ?)	79
d) Fût 16 (Glacier)	79
e) Fût 15 (Glacier)	79
f) Fût 14	80

g) Fût 8	80
h) Fût 10	80
3. Les Tirs du <i>raid</i>	81
a) Les stations du <i>raid</i> entre les fûts et Romnaesfjellet (RO)	82
b) Les stations situées entre Romnaesfjellet et Teltet (TE)	83
c) Les stations Teltet - Gunnestadbreen (TG)	85
d) La Montée du Gunnestadbreen (GU)	87
e) Les deux tirs du Plateau Polaire (PP)	88
IX. LES RÉFLEXIONS - DISCUSSION DES RÉSULTATS	89
1. La région de la Base Roi Baudouin	89
2. Les profondeurs observées au cours des <i>raids</i>	93
3. Comparaison avec les résultats obtenus par d'autres expéditions	94
CONCLUSION	96
BIBLIOGRAPHIE	98
TABLE DES MATIÈRES	99
PLANCHES III À VI et PHOTOS	<i>in fine</i>

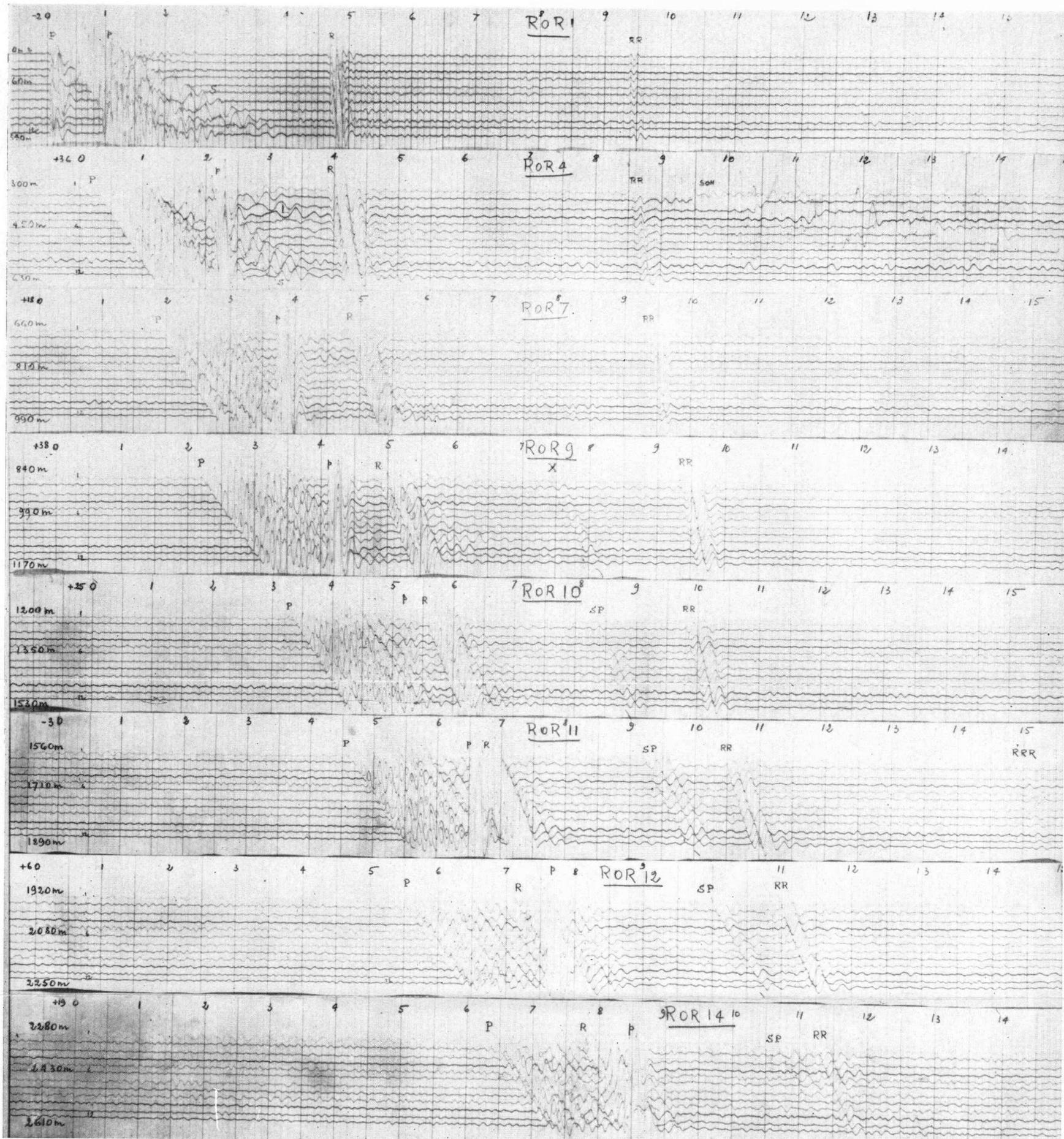


PLANCHE III

Choix de films obtenus sur le profil à grande distance ROR.

P : onde directe longitudinale
S : onde directe transversale

L : onde superficielle
R, RR, RRR: onde réfléchi simple, double et triple longitudinale
SP: onde réfléchi avec changement de type au point de réflexion
P : parasite instrumentale







PHOTO 1. — Forage des trous à l'aide de la tarière « Sipre ».



PHOTO 2. — La tarière est débarrassée de sa carotte de neige.



PHOTO 3. — Liaison Radio avec le Snocat séismique avant le tir (Profil RR).



PHOTO 4. — Le Tir.



PHOTO 5. — Le Snocat séismique en disposition de tir à grande distance (Profil RR).
Au premier plan, l'antenne doublet.

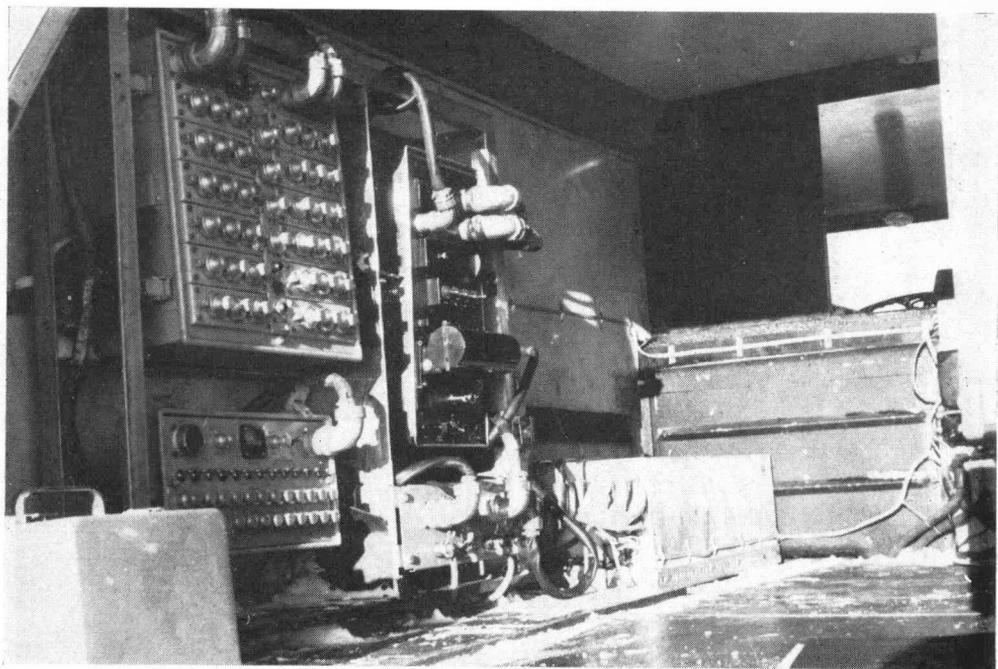


PHOTO 6. — Amplificateur et la caméra dans le Snocat « Mannekenpis ».



PHOTO 7. — Vue vers Walnumfjellet depuis la station GU₂ sur le Gunnestadbreen.



PHOTO 8. — Trou d'explosion dans la glace vive du Gunnestadbreen.

Achévé d'imprimer le 25 août 1964
par l'Imprimerie SNOECK-DUCAJU et FILS S.A., Gand-Bruxelles