

Avant-propos

Le présent rapport se base sur les publications suivantes :

- 1) P. A. SCHOUMSKY et A. BAUER, « Etude des variations actuelles de la couverture de glace de la partie centrale de l'Antarctide orientale en 1964 » *Bulletin des Expéditions Antarctiques Soviétiques*, pp. 37-51, n° 51, Leningrad 1965.
- 2) P. A. SCHOUMSKY et A. BAUER, « Mesures géodésiques, électriques et glaciologiques entre les stations Vostok et Mirny, Antarctique », février-mars 1964. (En préparation.)

Introduction

Les travaux effectués par le Groupe EAS-EPF de Glaciologie, IX^e Expédition Antarctique Soviétique, campagne d'été 1963-1964, sont conformes au programme général des recherches glaciologiques adopté le 29 mars 1961 par le Comité National Soviétique pour les Recherches Antarctiques, Académie des Sciences de l'U.S.S.S. Ce programme général fait siennes les recommandations formulées en juillet 1963 par le Groupe de Travail pour la Glaciologie du Comité Scientifique pour les Recherches Antarctiques (S.C.A.R.) sur proposition des scientifiques soviétiques.

Ces travaux doivent préciser les données fondamentales nécessaires à la résolution des problèmes relatifs à l'indlandsis antarctique explicités dans ce programme général, à savoir :

- problème de l'échange externe de masse et de chaleur, et en particulier de la variation de la vitesse de cet échange en fonction du temps;
- problème de l'échange interne de masse et de chaleur, et en particulier du champ des vitesses d'écoulement de la glace et de la formation de ce champ;
- problème des variations de masse et d'énergie, et en particulier de la vitesse des variations actuelles et de leurs causes.

Les solutions de ces problèmes auront une importance théorique débordant largement le cadre de la glaciologie proprement dite. Il sera alors possible de préciser les interactions entre le développement



Communication présentée au
Comité Technique
de la Société Hydrotechnique de France
le 18 juin 1965

TRAVAUX DU GROUPE DE GLACIOLOGIE DE LA IX^e EXPÉDITION ANTARCTIQUE SOVIÉTIQUE

(Été austral 1963-1964)

PAR
A. BAUER *

* Ancien élève de l'Ecole Polytechnique, Secrétaire Général de l'Expédition Glaciologique Internationale au Groenland, à Paris.

et l'évolution des indlandsis et les fluctuations climatiques des périodes glaciaires qui se sont répétées au cours de l'histoire de la terre. Au xx^e siècle, les deux régions polaires furent touchées à la fois par un même réchauffement. Il est nécessaire d'éclaircir les conséquences de ce réchauffement sur l'unique indlandsis actuel. Du même coup, seront clarifiés une série de problèmes de paléo-géographie non résolus jusqu'à ce jour. On saura alors la vérité sur l'hypothèse astronomique des causes des anciennes glaciations, qui suppose une alternance des glaciations boréales et australes, conséquence de l'alternance du refroidissement des deux pôles. Il en sera de même pour l'hypothèse du « métachronisme des glaciations », qui suppose une réaction opposée des glaciers des zones torrides et des zones polaires, conséquence d'une même variation climatique.

Cependant, la détermination de la vitesse d'échange de masse et de la variation de masse de la partie centrale de l'indlandsis antarctique demeure le problème le plus intéressant et le plus difficile. Des données sûres laissent prévoir un lent processus actuel de retrait et d'amincissement des zones bordières de l'indlandsis antarctique. Par contre, aucune donnée ne laisse supposer un processus parallèle de sa partie centrale. La plupart des calculs de bilan de masse de l'indlandsis antarctique donnent un surplus de masse considérable, mais la précision des données utilisées est nettement insuffisante pour donner quelque poids à ces conclusions. D'un autre côté, un réchauffement devrait plus augmenter les pertes de masse par accélération de l'écoulement et du vélage que les gains par augmentation des précipitations atmosphériques (Schoumsky et Evtcev, 1963). Seules des mesures *in situ* permettent de résoudre ce problème.

La vitesse de la variation de masse en un point d'un glacier peut se déterminer de quatre manières différentes.

1. Appelons m la masse élémentaire d'un prisme vertical, d'unité de section droite, en un point de coordonnées x, y dans un plan horizontal ox, oy . Elle est définie par :

$$m = \int_{z_s}^{z_B} \rho dz \quad (1)$$

et la vitesse de sa variation est donnée par :

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \int_{z_s}^{z_B} \frac{\partial \rho}{\partial t} dz + \rho_B \frac{\partial z_B}{\partial t} - \rho_S \frac{\partial z_S}{\partial t} \quad (2)$$

avec

$\rho = \rho(z, t)$ densité de la neige, du névé ou de la glace;

cotes de ce point de la base et de la surface du glacier (indices respectifs B et S) comptés le long d'un axe vertical oz orienté vers le bas;

t temps.

La méthode gravimétrique constitue la première manière. Une détermination répétée de Δg en un même point géométrique donnera la variation de masse de l'indlandsis plus celle de la croûte terrestre. Les gravimètres modernes permettent une mesure relative de g avec une précision de l'ordre de 0,2 mgal.

Une répétition de cette mesure en un même point donnera un résultat exploitable avec un intervalle de temps de sept années, si la vitesse de variation de masse était constante et de l'ordre de celle de la zone bordière près du mont Gauss (variation d'épaisseur de -17 cm par an, Schoumsky et Evtcev, 1963).

2. Si nous supposons maintenant que la densité de la glace ne change pas :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$$

il s'ensuit que :

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \bar{\rho} \left(\frac{\partial z_B}{\partial t} - \frac{\partial z_S}{\partial t} \right)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \bar{\rho} \frac{\partial Z}{\partial t} \quad (2 a)$$

avec :

$Z = z_B - z_S$ épaisseur du glacier

$$\bar{\rho} = \frac{1}{Z} \int_{z_s}^{z_B} \rho dz$$

$\bar{\rho}$ densité moyenne le long d'une section verticale.

Avec cette hypothèse, la vitesse de variation de masse peut être déterminée par la mesure répétée de l'épaisseur d'un glacier en un point donné. Cette deuxième manière fait appel aux méthodes géophysiques de mesure d'épaisseur des glaciers, mais le peu de précision de ces méthodes rend toute détermination illusoire. La méthode sismique permet d'obtenir l'épaisseur avec une précision de $\pm 5\%$, soit ± 150 m pour une épaisseur de 3 000 m. Si la vitesse de variation de masse était celle indiquée près du mont Gauss, un intervalle de 1750 années serait nécessaire pour obtenir un résultat valable par sondage sismique répété.

3. Pour en arriver à la troisième manière, nous supposons de plus que la base du glacier est à un niveau constant,

soit : $(\partial z_B / \partial t) = 0$, ce qui donne :

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -\bar{\rho} \frac{\partial z_S}{\partial t} \quad (2 b)$$

Dans ce cas, la vitesse de la variation de masse peut être déterminée par nivellement en déterminant la variation de l'altitude de la surface d'un glacier par rapport à un repère fixe. Comme, dans la partie centrale de l'Antarctique, il n'existe aucun repère fixe, les profils de nivellement partiront de la côte et atteindront des distances de 1 500 à 2 000 km pour des dénivellées de l'ordre de 3 000 à 4 000 m. Le nivellement répété donnerait la vitesse totale de la variation de l'épaisseur du glacier, plus celle de la différence entre le mouvement de la croûte terrestre au centre et au bord de l'Antarctique.

Un nivellement géodésique par mesure des distances zénithales réciproques simultanées, les portées étant déterminées par stadimétrie, a été réalisé le long du contour fermé de 1 540 km dans la partie centrale de l'Antarctique par la VI^e Expédition Antarctique Soviétique (*Bull. Exp. Antarctique Soviétique*, n° 43, Léninegrad, 1963). La fermeture est de 5,60 m. Avec les mêmes données du mont Gauss déjà citées, une vitesse de la variation de masse peut être obtenue avec des mesures répétées espacées de cent vingt années.

Une meilleure précision est obtenue par nivellement géométrique, tel qu'il a été réalisé sur un profil de 700 km au Groenland au cours de la campagne d'été 1959 de l'E.G.I.G. - Expédition Glaciologique Internationale au Groenland (Mälzer, 1963). La précision à l'extrémité du profil est de ± 7 cm, de sorte qu'avec les données du mont Gauss, la répétition du nivellement géométrique dans l'Antarctique donnerait un résultat exploitable avec un intervalle de temps de deux années. De telles mesures seraient d'un grand intérêt et elles sont inscrites dans le programme des futures recherches dans l'Antarctique. Mais comme le nivellement géométrique est de réalisation difficile, cette méthode ne sera utilisée que lorsque le profil suivra les lignes d'écoulement de la glace préalablement établies.

Il faut néanmoins ajouter que les trois manières énoncées de détermination de la vitesse de variation de masse sont toutes affectées du même défaut essentiel : les résultats ne donnent aucune indication sur les causes de cette variation.

4. Tout cela nous stimule à proposer la *quatrième manière* de détermination de la vitesse de variation de masse d'un indlandsis qui donne en plus une base à la connaissance des causes des variations de sa masse, de ses dimensions et de sa forme.

Les équations de base sont les suivantes :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div } \rho V = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial z_s}{\partial t} = w_s - u_s \text{tg } \alpha - \frac{a_s}{\rho_s} \quad (4)$$

$$\frac{\partial z_B}{\partial t} = w_B - u_B \text{tg } \beta + \frac{a_B}{\rho_B} \quad (5)$$

u, v, w composantes du vecteur vitesse V sur les axes ox, oy, oz respectivement;

a vitesse du gain par unité d'aire de la projection horizontale des surfaces extérieures (supérieure et inférieure) du glacier;

α, β angles de pente de la surface supérieure et inférieure le long de ox ;

S, B indices caractérisant la surface supérieure et la base.

L'équation (3) est l'équation de continuité. Elle exprime la conservation de la masse. Les équations (4) et (5), évidentes par elles-mêmes, déterminent les conditions aux limites de l'échange de masse à travers les surfaces supérieures et inférieures du glacier.

Si l'orientation de ox est celle de la composante horizontale de la vitesse V , la composante v le long de oy est nulle, et l'équation (3) s'explícite :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (6)$$

L'intégration donne :

$$\rho_B w_B - \rho_S w_S + \int_{z_s}^{z_B} \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] dz = 0 \quad (7)$$

Par substitution des deux premiers membres de (4) et (5) dans (7), nous obtenons :

$$\rho_B \left(\frac{\partial z_B}{\partial t} + u_B \text{tg } \beta \right) - a_B - \rho_S \left(\frac{\partial z_s}{\partial t} - u_s \text{tg } \alpha \right) - a_s + \int_{z_s}^{z_B} \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] dz = 0 \quad (8)$$

(2) et (8) donnent :

$$\frac{\partial m}{\partial t} = a_s + a_B - \int_{z_s}^{z_B} \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - \int_{z_s}^{z_B} u \frac{\partial \rho}{\partial z} dz + \rho_S u_s \text{tg } \alpha - \rho_B u_B \text{tg } \beta \quad (9)$$

L'équation (9) établit une relation entre les vitesses d'échange externe ($a = a_B + a_s$) et interne d'une part, et les vitesses de variation de masse, de l'autre, en un point donné du glacier. Elle exprime le fait évident que la vitesse de variation de masse de chaque colonne élémentaire est égale à la somme algébrique des masses traversant ses limites par unité de temps, tout en tenant compte des changements avec le temps de ses limites supérieures et inférieures.

Pour la partie centrale de l'Antarctique, il est facile de montrer que la partie principale de (9) se réduit au premier et troisième terme, les autres étant du second ordre, soit :

$$\frac{\partial m}{\partial t} = a_s - \int_{z_s}^{z_B} \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz$$

Cette partie principale se compose de l'accumulation en surface et de la vitesse de déformation de la glace. Il est donc nécessaire de connaître les trois grandeurs :

$$a_s, \quad \rho(z), \quad \frac{\partial u(z)}{\partial x} + \frac{\partial v(z)}{\partial y}$$

ainsi que leur variation en fonction du temps t pour pouvoir déterminer la vitesse d'échange de masse, et la vitesse de variation de masse dans la partie centrale de l'indlandsis antarctique.

Comme la mesure des densités et des vitesses de déformation à l'intérieur des glaciers est difficile, déjà par suite des difficultés de forages profonds, on est contraint à limiter ces mesures aux couches superficielles pour extrapoler ensuite pour les couches profondes les résultats obtenus.

Cette extrapolation est possible par le calcul en utilisant les théories des champs de densités, tensions et vitesses de la glace dans le cas où les densités de la couche superficielle et les vitesses de déformation de la surface sont connues le long d'un profil coïncidant au mieux avec les lignes d'écoulement prenant leur origine à la ligne de partage de la glace pour le point donné.

5. En conclusion, nous pouvons donc énoncer les buts principaux des mesures à effectuer :

- détermination des tenseurs des vitesses de déformation de la surface de l'indlandsis antarctique;
- détermination des densités de la couche superficielle de l'indlandsis antarctique;
- détermination des couches annuelles dans un profil vertical et détermination de leurs températures de formation.

L'ensemble des résultats de telles investigations servira pour l'indlandsis antarctique :

- à déterminer les projections horizontales des lignes d'écoulement sur la surface;
- à déterminer la variation en fonction du temps de la vitesse d'échange externe de masse et de chaleur.

Utilisant les résultats comme conditions aux limites, on pourra calculer :

- les champs des densités,
- la vitesse de densification,
- le déviateur des vitesses de déformation des couches superficielles,
- les champs bidimensionnels des contraintes et des vitesses d'écoulement le long de profils longitudinaux.

Choix des méthodes de recherche

1. DÉTERMINATION DU TENSEUR DES VITESSES DE DÉFORMATION DE LA SURFACE DE L'INDLANDSIS.

La vitesse de déformation dV_l/dl en une direction quelconque ol est égale à :

$$\frac{dV_l}{dl} = \frac{1}{\Delta t} \int_{l_1}^{l_2} \frac{dl}{l} = \frac{1}{\Delta t} L \frac{l_2}{l_1} \quad (11)$$

avec l_1 et l_2 les longueurs initiales et finales mesurées après un temps Δt .

Pour déterminer le tenseur des vitesses de déformation en un point donné, il faut trouver les directions et grandeurs de leurs axes principaux. Comme les tensions de cisaillement dans un plan tangent à la surface du glacier sont nulles si le milieu est isotrope, deux des trois axes principaux du tenseur des vitesses de déformation doivent être dans le plan tangent et le troisième, perpendiculaire. Pour déterminer l'orientation des axes horizontaux et les composantes des vitesses de déformation sur ces axes, il est nécessaire de trouver une relation entre vitesse de déformation et direction. La figure optimale du point de vue de la précision des résultats et des moyens mis en œuvre est probablement un pentagone régulier. Des mesures répétées des longueurs des rayons et côtés donnent la vitesse de déformation dans dix directions tous les 18° .

Pour déterminer la précision nécessaire pour les mesures, il faut déterminer un ordre de grandeur de la somme des vitesses horizontales de déformation :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

dans la partie centrale de l'Antarctique. Pour cela, supposons des conditions stationnaires de l'indlandsis [$(\partial m/\partial t) = 0$] et simplifions (9) en négligeant les membres de second ordre et utilisant des valeurs moyennes des caractéristiques variant avec la profondeur; nous avons :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \sim \frac{a}{\rho z}$$

A 300 km du bord, en moyenne, nous avons :

$$a = 20 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{an}$$

$$Z = 2 \cdot 10^5 \text{ cm}$$

Dans les conditions les plus défavorables dans les parties centrales, il est possible d'avoir :

$$a = 3,5 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{an}$$

$$Z = 4 \cdot 10^5 \text{ cm}$$

avec $\bar{\rho} = 0,9 \text{ g/cm}^3$ pour les deux régions.

Dans le premier cas, la moyenne de la somme des vitesses des déformations horizontales est de l'ordre de $10^{-4}/\text{an}$, et de $10^{-5}/\text{an}$ pour le deuxième cas.

En général, la vitesse de déformation en surface est plus grande que la moyenne. Ainsi, dans les parties centrales de l'Antarctique, il est possible d'avoir :

$$10^{-5} \cdot \text{an}^{-1} \leq \frac{\partial u_s}{\partial x} + \frac{\partial v_s}{\partial y} \leq 10^{-4} \cdot \text{an}^{-1}$$

Le minimum de la vitesse de déformation en une direction quelconque peut être égal à 0 ou être négatif, mais les résultats cherchés sont déterminés par la somme des vitesses horizontales de déformation.

Pour obtenir des résultats sûrs, l'erreur totale de deux mesures répétées doit être d'un ordre de grandeur inférieur. Si les mesures sont répétées dans un intervalle de deux ans, l'erreur ne doit pas dépasser respectivement 10^{-5} et 10^{-6} . Une telle précision ne peut être assurée qu'à l'aide de telluromètres. Il est nécessaire de mesurer des distances aussi grandes que possible, comme l'erreur propre est une constante de l'ordre de quelques centimètres.

La dimension optimale des pentagones est déterminée, d'une part, par la précision de mesure demandée, et, d'autre part, parce que les résultats doivent être caractéristiques d'un point (centre du pentagone), ils ne doivent pas comprendre dans le polygone des aires d'épaisseurs et vitesses de déformations différentes.

A la fois la diversité des vitesses de déformation et des épaisseurs croît du centre vers la périphérie; ainsi les polygones doivent se trouver plus au centre de l'indlandsis et moins près du bord. Les dimensions sont limitées par les dépenses d'essence et de temps pour le mouvement. En pratique, il semble rationnel de fixer le rayon moyen à 10 km dans les zones centrales, et à 5 km vers 300/500 km du bord, pour déterminer le temps minimal de répétition des mesures, en accord avec la précision atteinte.

Pour déterminer la vitesse de déformation le long du troisième axe principal, il est nécessaire de connaître, en plus, une composante de la vitesse de densification de la couche supérieure de la neige due à son tassement (excluant une composante de changement de densité due à des transferts par diffusion et convection).

2. DÉTERMINATION DE LA DENSITÉ DES COUCHES SUPÉRIEURES DE L'INDLANDSIS.

Les densités des couches supérieures de l'indlandsis doivent être déterminées en fonction de la pro-

fondeur pour calcul du champ de densité, et en fonction de l'âge pour calcul de la vitesse de densification et de la masse des couches annuelles. Une plus grande précision est demandée pour la deuxième partie, mais la précision des résultats finaux est limitée en grande part par l'erreur de détermination d'âge. A cause de cela et aussi à cause de l'inhomogénéité des couches superficielles, vouloir atteindre une précision supérieure à $\pm 2.10^{-3} \text{ g.cm}^{-3}$ pour ρ n'aurait pas de sens.

Le calcul précis du champ de densité :

$$\rho = \rho(x, y, z)$$

est possible seulement si nous connaissons le champ des températures en dessous de la zone des anomalies de densité qui, au centre de l'Antarctique, a une épaisseur de 150 à 200 m (Schoumsky, 1963). Le forage à cette profondeur, pour seulement déterminer les densités, avec carottage partiel, n'est pas rationnel, parce que les résultats peuvent être bien différents dans les zones supérieures à anomalies. Pour les couches profondes, une extrapolation empirique est pratiquement suffisante.

Pour obtenir la relation entre densité et âge, dans des conditions non stationnaires, des études de laboratoire pour détermination d'âge sont nécessaires. Mais des carottages profonds ne peuvent être réalisés dans les conditions de travail en raid. Ainsi, en relation avec les mesures avec telluromètres, sommes-nous limités à carotter à une profondeur de quelques dizaines de mètres. La détermination des densités, dans ce cas, doit être faite pour chaque couche par mesure de poids et volume.

3. DÉTERMINATION DES COUCHES ANNUELLES ET DE LA TEMPÉRATURE DE LEUR FORMATION.

Les couches hivernales et estivales dans un profil de l'indlandsis d'ordinaire sont différentes, et leur combinaison donne une couche annuelle entre les limites correspondantes de deux couches estivales. Dans les conditions de la partie centrale de l'Antarctique où la fonte est complètement absente, néanmoins la différence entre couches été et hiver existe, due aux différences de régime des limites des couches supérieures pendant la saison chaude et froide. Notamment, l'insolation et la radiation effective, température et humidité, direction de leur gradient, vitesse du vent et aussi caractères des précipitations, tout cela conditionne des différences de toute une série de propriétés physiques, mécaniques, structurales et de composition. Des propriétés physiques et mécaniques, les plus caractéristiques sont les différences de densité et de dureté, et peuvent être utilisées le plus aisément. Des caractéristiques structurales, des différences des dimensions et forme des cristaux, des compositions, des concentrations isotopiques 018/016, deutérium, peuvent aussi être utilisées.

Mais l'exploitation des différences physiques, mécaniques et structurales est limitée, car elles sont conditionnées non seulement par leur régime de couches limites pendant la formation d'une couche de neige donnée, mais aussi par des processus de diagénèse. Dépendant de la succession des changements des conditions, des couches estivales, hivernales et intermédiaires de différentes années ne

sont pas seulement formées, mais aussi développées différemment, durant le premier stade de leur existence; jusqu'à ce que ce processus compliqué soit mieux connu, la détermination et différenciation des différentes couches n'est pas toujours possible, et le datage peut être affecté d'une erreur importante. Lorsque ces couches arrivent à une profondeur supérieure à celle de la zone des grandes variations annuelles de température avec augmentation des pressions, la direction des processus dans toutes les couches devient égale, et les différences originales physiques, mécaniques et structurales des couches graduellement disparaissent. Seule la concentration des isotopes stables, conditionnée par la température de formation du cristal de neige, pratiquement ne dépend pas des processus ultérieurs. A cause de cela, les études isotopiques sont le seul moyen de déterminer les couches saisonnières et annuelles dans les profondeurs des indlandsis, et aussi leur température de formation. Mais les résultats obtenus avec cette méthode ne sont pas toujours en accord avec les données des mesures directes et, pour être sûr de l'application de cette méthode, plus d'études sont nécessaires.

L'âge d'une couche déterminée par la somme des couches annuelles est possible à contrôler par le datage absolu à l'aide d'un isotope naturel radioactif comme H^3 et Pb^{210} pour les premières années. Pour certaines strates, la grande concentration de poussières volcaniques ou de retombées radioactives des explosions nucléaires peuvent servir de couche repère. Le profil de distribution des sphérules cosmiques peut aussi servir au datage absolu d'une couche repère.

Ainsi, la détermination des couches annuelles et de leur température de formation demande l'obtention d'échantillons solides, et nécessite leur étude en détail avec comparaison des propriétés physiques, mécaniques, caractéristiques structurales, composition isotopique et concentration des impuretés solides.

4. CONCLUSION.

Le programme des recherches entreprises par le Groupe EAS-EPF de Glaciologie découle de l'ensemble de ces considérations, ainsi que des possibilités opérationnelles et d'exploitation.

Pour la première fois dans l'histoire de la Glaciologie, le problème de l'étude de la variation actuelle d'un indlandsis a été posé avec clarté et attaqué rationnellement sur le terrain.

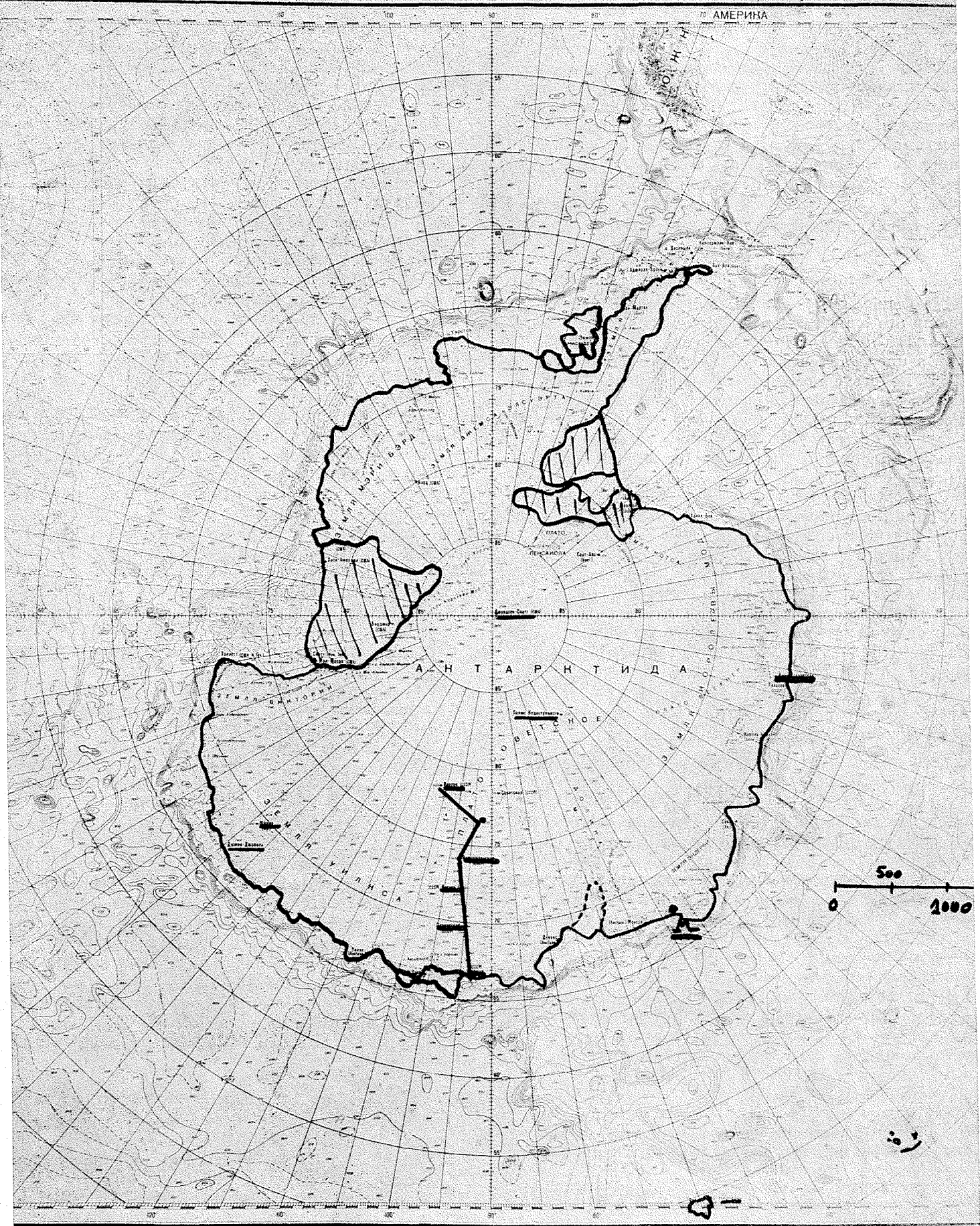
Réalisation des travaux

Sur invitation de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., les Expéditions Polaires Françaises ont participé aux travaux de glaciologie de la IX^e Expédition Antarctique Soviétique (EAS-EPF).

Le Groupe de Glaciologie, sous la direction de P. A. Schoumsky, comprenait vingt scientifiques et techniciens dont cinq français :

— Professeur A. Bauer, ancien élève de l'Ecole Polytechnique, chef adjoint et responsable français;

РЕЛЬЕФ АНТАРКТИКИ



Route parcourue de Vostok à Mirny, par Crête, Komsomolskaya, Vostok 1, Point 173, Pionerskaya (d'après la carte au 1/12 000 000, « Relief de l'Antarctique » par A.F. Trechnikov, Institut Arctique et Antarctique, Leningrad, 1961).

/1/

Route followed from Vostok to Mirny, via the Crest Station, Komsomolskaya, Vostok 1, point 173 and Pionerskaya (from the 1:12,000,000 scale Relief Map of the Antarctic, A.F. Trechnikov, Arctic and Antarctic Institute, Leningrad, 1961).

- J. Bulle, électronicien, Direction des Transmissions des Troupes de Marine;
- P. Camaret, électronicien, Compagnie Française de Prospection Sismique;
- P. Chaveyron, ingénieur-électronicien (Ecole Supérieure d'Electricité et Radio-Electricité de Grenoble).
- J. L. Le Goff-Charpentier, topographe, Cie Générale de Géophysique.

La chronologie générale est la suivante :

- 7 décembre 1963 : embarquement des Français au Havre à bord du M.S. « Estonia »;
- 11 janvier 1964 : arrivée devant Mirny, débarquement et séjour préparatoire à Mirny;
- 26 janvier 1964 : vol de Mirny à Vostok. Préparation du raid;
- 16 février 1964 : départ du convoi de Vostok. Tracteurs Karkhovchenka de 34 t;
- février 1964. Station Crête;
- 1^{er} mars 1964 : Station Komsomolskaya;
- 12 mars 1964 : Station Vostok I;
- 19 mars 1964 : Station Point 173;
- 24 mars 1964 : Station Pionerskaya;
- 3 avril 1964 : arrivée à Mirny;
- 4 avril 1964 : départ de Mirny à bord du D.E. « Ob »;
- 7 mai 1964 : arrivée au Havre.

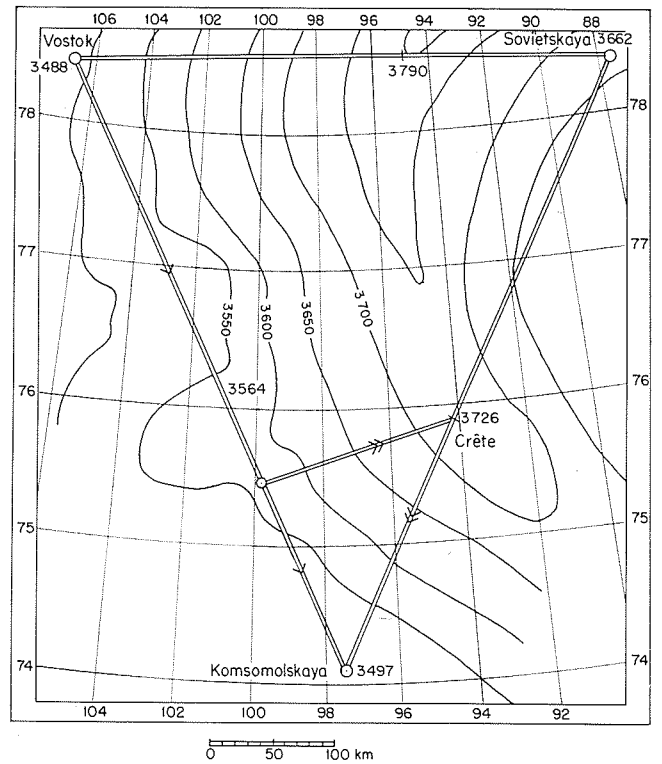
Les mesures des six pentagones et les carottages ont été effectués dans la plus cordiale collaboration avec tous nos collègues soviétiques du Groupe de Glaciologie, mais en particulier avec le Chef de Groupe P. A. Schoumsky, le glaciologue A. Bajev et le topographe O. Vinogradov, et cela malgré des conditions de travail très sévères.

Stations où furent implantés et mesurés les pentagones :

STATIONS	ALTI-TUDE (m)	DISTANCE A PAR-COURIR JUSQU'À MIRNY (km)	MOIS	TEMPÉRATURES EXTRÊMES (°C)
Vostok.	3 488	1 620	février	— 40 à — 50
Crête.	3 727	1 090	février	— 49 à — 59
Komsomol-skaya	3 498	870	mars	— 52 à — 66
Vostok I.	3 252	645	mars	— 45 à — 62
Point 173.	2 962	515	mars	— 46 à — 68
Pionerskaya. . .	2 741	376	mars	— 40 à — 54

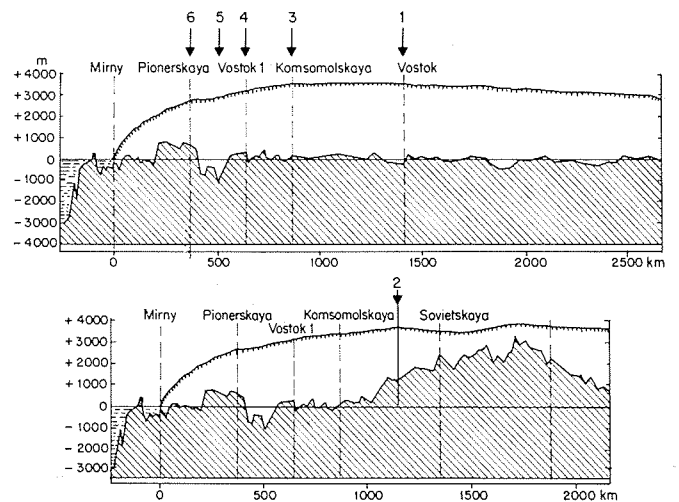
Mesures avec telluromètres

Utilisé pour la première fois dans les régions arctiques au cours de l'Expédition Glaciologique Internationale au Groenland en 1959, le telluromètre est un équipement radar travaillant avec une longueur d'onde de 10 cm et permettant des mesures de distance rapides jusqu'à 50 km et plus, avec une très grande précision.



2/ Détail de la route Vostok-Crête-Komsomolskaya (d'après le Bulletin des Expéditions Antarctiques Soviétiques, n° 43, Leningrad, 1963).

Detail of the route from Vostok to Komsomolskaya via the Crest Station (from Bull. Soviet Antarctic Expeditions, No. 43, Leningrad, 1963).

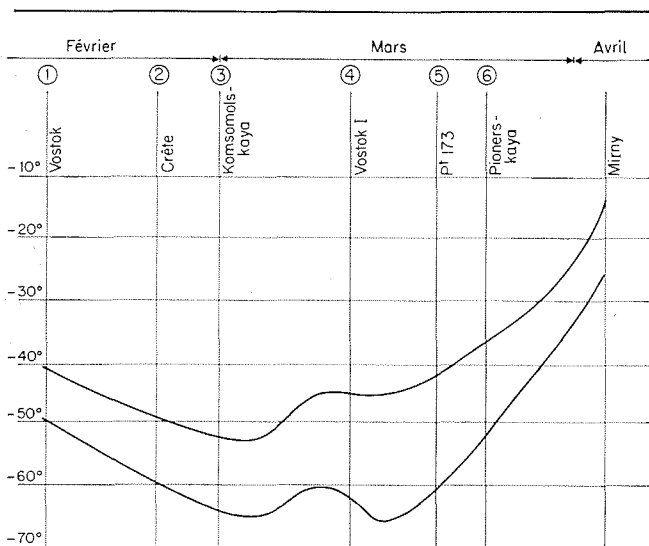


3/ Epaisseur de la glace et relief sous-glaciaire :
— sur le profil Vostok-Mirny (pentagones 1-3-4-5-6);
— sur le profil Sovietskaya-Komsomolskaya (pentagone 2);

(d'après A. P. Kapitza : « Ice cover thickness of the Central Regions of Eastern Antarctica, Geophysical Bulletin, n° 13, Moscou, 1963).

Ice cover thickness and underlying ground relief :

- between Vostok and Mirny (pentagons 1, 3, 4, 5 and 6);
 - between Sovietskaya and Komsomolskaya (pentagon 2)
- (from A. P. Kapitza : "Ice cover thickness of the Central Regions of Eastern Antarctica", Geophysical Bulletin, No. 13, Moscow, 1963).



4/ Températures extrêmes pendant les mesures.
Extreme temperatures during the survey.

La distance est donnée par $d = vt$, le temps de parcours t de l'onde est donné par le telluromètre servant pour ainsi dire de chronomètre en nanosecondes, alors que la vitesse de propagation v de l'onde est calculée à partir d'une formule établie d'après les données météorologiques moyennes de l'atmosphère traversée par l'onde utilisée. La détermination de v est un problème de physique, et c'est surtout de l'incertitude de v que dépend en général la précision obtenue sur d .

1. DÉTERMINATION DE t AVEC TELLUROMÈTRE.

Pour le travail avec MRA2 dans les conditions du centre de l'Antarctique, nous avons utilisé l'expérience acquise au cours de l'E.G.I.G. au Groenland par K. Nottarp, de Francfort. Le réflecteur avec dipôle est séparé du reste de l'appareil qui, lui, reste à l'intérieur du véhicule (température au cours du raid entre -29 et $+43$ °C). Le réflecteur est placé au sommet d'une balise repliable pendant le transport et fixé sur le toit du véhicule, solution adoptée pendant le raid. Le réflecteur se trouve entre 6 et 7 m au-dessus du sol, hauteur nécessaire pour éviter les basses couches pour des portées de l'ordre de 10 km.

L'étalonnage des quartz A des trois appareils avant et après la campagne ont donné une variation de fréquence de 18, 45 et 47 périodes, soit 18, 45 et $47 \cdot 10^{-7}$ pour une période de cinq mois. Ce drift est absolument normal pour toutes conditions et permet une interpolation linéaire pour le moment des mesures. Ce drift donne une incertitude bien inférieure à 10^{-6} sur les distances mesurées.

Par suite de l'homogénéité presque parfaite des visées, de la surface, ainsi que les conditions météorologiques très favorables aux basses températures et ainsi de très faible tension de vapeur, les différentes fréquences utilisées (36 mesures fines au maximum) montrent que pratiquement il n'y a aucune réflexion parasite (swing négligeable). Donc l'incertitude de t mesuré est de l'ordre de la millimicroseconde.

Les mesures sont naturellement corrigées de la constante indépendante de la distance ($+7$ cm),

déterminée en France avant le départ sur la base géodésique de Chalons-sur-Marne, et contrôlée au cours des mesures d'essai de Vostok.

Les centres et sommets des pentagones sont matérialisés par des balises de 10 m enfoncées de 3 m et dépassant donc la surface de 7 m. La précision des mesures avec telluromètres est donc directement dépendante de la précision avec laquelle ont été mesurés les excentremments entre le centre du réflecteur (en l'air, à environ 7 m) et le repère à la surface de la neige au moment de la mesure. Ces excentremments ont été mesurés avec le plus grand soin à l'aide de théodolites Wild T 2 et T 3. La précision de la mesure de la variation des longueurs dépendant directement de la conservation du repère mesuré au cours de l'intervalle de temps qui sépare les deux mesures (deux à trois ans), la balise placée verticalement et, dans la mesure du possible, assurée par deux autres éléments de balises, dans une région pratiquement sans vent et à très faible accumulation, doit répondre à ces exigences.

En ce qui concerne la mesure des excentremments entre le repère du réflecteur en l'air et le repère au sol, le réflecteur est stabilisé à l'aide de quatre haubans dont trois sont fixés sur le toit du véhicule et l'un d'eux au sol. La neige est tassée avant la mesure par plusieurs va-et-vient du véhicule avant son arrêt pour la mesure. Les excentremments sont mesurés avant et après la mesure et, sauf accident — tassement brutal — toujours possible, l'incertitude est celle de lecture, soit 0,5 cm, ce qui montre la stabilité des véhicules lourds après tassement de la surface.

2. DÉTERMINATION DE LA VITESSE DE PROPAGATION.

La vitesse de propagation v est fonction :

- de la température,
- de la pression atmosphérique,
- de la tension de vapeur d'eau,

pour une atmosphère moyenne traversée par l'onde utilisée.

Température : pour des températures entre -35 et -60 °C à 3 500 m d'altitude, la variation de longueur d'une distance de l'ordre de 10 km varie de 0,7 à $1,1 \cdot 10^{-6}$ pour une variation de 1 °C. Cette précision est largement atteinte :

- en mesurant la température en l'air à la hauteur du réflecteur avec deux thermomètres différents étalonnés, avant, pendant et après la mesure avec telluromètre, et cela naturellement aux deux extrémités de la longueur mesurée. Le gradient vertical est fort, ce qui nécessite de mesurer les températures à la hauteur des réflecteurs. Mais les moyennes donnent de bonnes valeurs de la température moyenne de l'atmosphère traversée, parce que :
l'air est toujours brassé par un vent léger;
la variation de la température pendant la mesure est très faible;
- en ne mesurant qu'avec du vent;
- comme les visées sont parfaitement homogènes, et en général les situations anticycloniques parfaitement stables.

Pression atmosphérique : une erreur de 1 mm Hg sur la pression dans les conditions du centre de

A. BAUER

puis carotter au fond du puits par une température de l'ordre de -60°C ;

— à partir de 10 m de profondeur, par suite des basses températures, il est difficile de casser et décoller la carotte.

Tous les échantillons ont été amenés en France à l'aide d'une chambre froide installée à bord de l'« Ob » pour étude au C.E.G.R.A.A. (Centre d'Etude Glaciologique des Régions Arctiques et Antarctiques) en collaboration avec le Laboratoire des Faibles Radio-Activités de Gif-sur-Yvette (C.E.A. et C.N.R.S.).

Echantillons solides rapportés en France.

LIEU DE PRÉLÈVEMENT	MONOLITHES ET CAROTTES PROFONDEUR (en m)
Vostok. { puits I.	4,50 à 11,97
{ puits II.	0,00 à 20,71
Crête. puits III.	0,00 à 12,16
Komsomolskaya. . . puits IV.	0,00 à 14,10
Vostok I. puits V.	0,00 à 15,10
Pionerskaya. { puits VI.	0,00 à 7,00
{ puits VII.	0,00 à 13,12

- longueur totale des monolithes et carottes : 90,18 m;
- échantillons de surface supplémentaires : 16 entre Vostok et Mirny.

Conclusion

Il est à espérer que les mesures seront répétées dans un délai bref. Ce n'est qu'après cette seconde opération que les résultats escomptés seront acquis.

Bibliographie

- LAZAREV (G. Ye). — Trigonometric levelling along the profile Komsomolskaya - Sovietskaya - Vostok - Komsomolskaya. *Geophysical Bull.*, n° 13 (1963), pp. 49-56, Moscou.
- MELZER (H.). — Das Nivellement über das Grönländische Inland der Internationalen Glaziologischen Grönland Expedition. *Meddelelser om Gronland*, Bd 173, Nr 7 (1964), Copenhague.
- SCHOUMSKY (P. A.). — Cinématique du glacier stationnaire. *Recherches glaciologiques*, n° 9 (1963). Résultats A.G.I., Moscou.
- SCHOUMSKY (P. A.) et EVTEEV (S. A.). — Direction des variations actuelles de la couverture de glace de l'Antarctique. *Antarctique*, Moscou (1963).

Discussion

Président : M. CHAPOUTHIER

M. le Président remercie vivement M. BAUER de son très intéressant exposé et lui demande des précisions sur le plomb 210 dont la présence dans un glacier l'a surpris.

M. BAUER indique que le radon est un élément radioactif naturel gazeux, donc bien réparti dans l'atmosphère; il donne naissance par désintégration α à des métaux lourds comme le plomb 210 et le polonium. Ces indicateurs radioactifs naturels, donc non influencés par les produits de fission artificiels, existent dans la glace, en provenance de l'atmosphère. La vie moyenne est de vingt-trois ans, et l'on peut ainsi effectuer un datage absolu d'une glace jusqu'à un âge d'environ deux cents ans, ce qui est suffisant pour dater les quelques dizaines de mètres de névé superficiel étudiés dans l'Antarctique central. Les concentrations chimiques sont difficiles mais on arrive à des précisions de l'ordre de 10^{-15} !

Ces études sont faites au Laboratoire des Faibles Radio-activités (C.N.R.S. et C.E.A.) de Gif-sur-Yvette : c'est le rôle des physiciens comme MM. Labeyrie et Lambert. Malgré que les physiciens soviétiques soient à l'avant-garde du pro-

grès, il n'existe pas à sa connaissance, de travaux analogues de datage de la glace par des chercheurs soviétiques.

M. le Président conclut que les auditeurs et lui-même ont beaucoup apprécié la variété de la communication de M. BAUER parce qu'elle avait à la fois un élément technique et scientifique ainsi qu'un élément humain et pittoresque.

M. BAUER tient à ajouter qu'il est prêt à repartir travailler avec les scientifiques et techniciens soviétiques, car ce sont des hommes réalisant non seulement un travail très dur dans des conditions extrêmes, mais aussi une vie en commun d'une amitié simple et sans faille. Et l'expérience humaine qui découle du contact avec nos amis soviétiques n'est pas le moindre gain dans l'expédition commune réalisée. De plus, il a été ainsi montré que la coopération effective est possible dans le domaine scientifique comme dans d'autres domaines.

M. le Président termine cette séance en disant qu'il est toujours intéressant de se mettre à plusieurs pour arpenter un domaine et remercie à nouveau M. BAUER.