HAL
open science

Les inclusions gazeuses dans la glace de glacier: leur utilisation comme indicateur du site de formation de la glace polaire : applications climatiques et rhéologiques

Dominique Raynaud

To cite this version:

Dominique Raynaud. Les inclusions gazeuses dans la glace de glacier: leur utilisation comme indicateur du site de formation de la glace polaire : applications climatiques et rhéologiques. Glaciologie. Universite Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT : . tel-00788456

HAL Id: tel-00788456

https://theses.hal.science/tel-00788456

Submitted on 14 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T Grenoble (1976) 41

LES INCLUSIONS GAZEUSES DANS LA GLACE DE GLACIER ; LEUR UTILISATION COMME INDICATEUR DU SITE DE FORMATION DE LA GLACE POLAIRE ; APPLICATIONS CLIMATIQUES ET RHEOLOGIQUES.

D. RAYNAUD

FACULTÉ des SCIENCES
BIBLIOTHÈQUE
PARIS

(Thèse de Doctorat d'Etat)

BIUS JUSSIEU GR
D 909 004140 9

LES INCLUSIONS GAZEUSES DANS LA GLACE DE GLACIER ;
LEUR UTILISATION COMME INDICATEUR
DU SITE DE FORMATION DE LA GLACE POLAIRE ;
APPLICATIONS CLIMATIQUES ET RHEOLOGIQUES.

Le mémoire définitif de la thèse comportera, en plus du texte ci-joint, 3 annexes :

1 - Techniques expérimentales

2 - Tableaux détaillés des résultats

3 - Teneurs isotopiques de la glace trouvée en zone d'ablation au Groenland : implications climatiques.

BIBLIOTHEQUE INTERUNIVERS.
SCIENTIFIQUE JUSSIEU
Service des Thèses
Bât F - Mezzanine - Boîte 58
4, Place Jussieu
75252 PARIS Cedex 05
Tél. 01 44 27 31 37 - 01 44 27 53 78
Fax 01 44 27 32 57

FACULTE des SCIENCES
BIBLIOTHEQUE
PARIS

Proposition de Jury

pour la thèse d'Etat de M. D. RAYNAUD

- Monsieur H. FAURE, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie,
  Directeur du Laboratoire de Géologie du Quaternaire,
  Laboratoire de Bellevue
  1, Place Aristide Briand
  92190 MEUDON BELLEVUE

- Monsieur J. LABEYRIE, Directeur du Centre des Faibles Radioactivités,
  Centre des Faibles Radioactivités
  Laboratoire mixte CNRS - CEA
  Boîte Postale N° 1
  91190 GIF SUR YVETTE

- Monsieur L. LLIBOUTRY, Professeur à l'USMG,
  Directeur du Laboratoire de Glaciologie,
  Laboratoire de Glaciologie du CNRS
  2, rue Très-Cloîtres
  38031 GRENOBLE CEDEX

- Monsieur C. LORIUS, Directeur de Recherche au CNRS
  Chargé de cours à l'USMG
  Laboratoire de Glaciologie du CNRS
  2, rue Très-Cloîtres
  38031 GRENOBLE CEDEX

- Monsieur Guy PERRIER, Maître de Conférence à l'USMG,
  Bâtiment B - Physique - 2e étage - Domaine Universitaire, USMG,
  38400 ST MARTIN D'HERES

- Monsieur E. PICCIOTTO, Directeur du Service de Géologie et Géochimie
  Nucléaires de l'Université Libre de Bruxelles,
  7, rue Lyautey
  75016 PARIS

BIBLIOTHEQUE INTERUNIVERSITAIRE
SCIENTIFIQUE JUSSIEU
Service des Thèses
Bât F - Mezzanine - Boîte 58
4, Place Jussieu
75252 PARIS Cedex 05
Tél. 01 44 27 31 37 - 01 44 27 53 78
Fax 01 44 27 32 57

T Grenoble (1976) 47

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE GRENOBLE

T GRE
1976
RAY

FACULTE des SCIENCES
BIBLIOTHEQUE
PARIS

sciences de la terre
BIUS
JUSSIEU
CADIST

LES INCLUSIONS GAZEUSES DANS LA GLACE DE GLACIER ; LEUR UTILISATION COMME INDICATEUR DU SITE DE FORMATION DE LA GLACE POLAIRE ; APPLICATIONS CLIMATIQUES ET RHEOLOGIQUES

D. RAYNAUD

Thèse de Doctorat d'Etat

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

INTRODUCTION

I. LES INCLUSIONS GAZEUSES DANS LA GLACE DE GLACIER

I. 1. Formation des inclusions gazeuses

I. 1. 1. Processus physiques

I. 1. 2. Zones de neige sèche

I. 1. 3. Zones d'infiltration froide

I. 1. 4. Zones de glace tempérée

I. 2. Métamorphisme et migration des inclusions gazeuses dans la glace du glacier

I. 2. 1. Glace froide

A. Formes et dimensions des inclusions gazeuses

B. Nombre et répartition des inclusions gazeuses

I. 2. 2. Glace tempérée

I. 2. 3. Conclusion

II. COMPOSITION DES GAZ CONTENUS DANS LA GLACE POLAIRE

II. 1. Méthodes expérimentales

II. 1. 1. Gaz de la glace

II. 1. 2. Gaz de névé

II. 2. Composition des gaz

II. 2. 1. Gaz de la glace

II. 2. 2. Gaz de névé

./.

II. 3. Discussion

II. 3. 1. Azote, oxygène et argon

II. 3. 2. Gaz carbonique

II. 4. Conclusion

III. TENEUR EN GAZ DE LA GLACE POLAIRE EN FONCTION DU SITE DE FORMATION

III. 1. Les paramètres naturels dont dépend la teneur en gaz

III. 1. 1. T_f, température in situ à la fermeture des pores

III. 1. 2. P_f, pression in situ à la fermeture des pores

III. 1. 3. v_f, volume des pores à la fermeture

III. 1. 4. Discussion

III. 2. Mesure de la teneur en gaz de la glace

III. 3. Variations géographiques de V

III. 3. 1. Sites étudiés

A. Byrd

B. Camp Century

C. Devon Island

III. 3. 2. Résultats

III. 4. V, un indicateur de l'altitude du site de formation de la glace

IV. VARIATIONS DE LA TENEUR EN GAZ DE LA GLACE POLAIRE AVEC LA PROFONDEUR ; IMPLICATIONS RHEOLOGIQUES ET CLIMATIQUES

IV. 1. Variations théoriques de V avec la profondeur ou le temps

IV. 2. Complémentarité des teneurs gazeuses et isotopiques de la glace polaire

IV. 2. 1. Représentativité de la teneur isotopique de la glace polaire

./.

IV. 2. 2. Variations comparées des teneurs gazeuses et isotopiques en fonction de la profondeur ou du temps ; modèle théorique

A. Modèle théorique

B. Limites du modèle

IV. 3. Implications rhéologiques et climatiques de V à partir de l'étude de différents profils

IV. 3. 1. Station D 10, zone côtière de Terre Adélie

A. Site étudié

B. Variations de V avec la profondeur

C. Variations comparées de V et δ avec la profondeur

D. Discussion

IV. 3. 2. Camp Century

A. Variations de V avec la profondeur ; implications climatiques et isotopiques

a) Variations de ΔE avec la profondeur

b) Variations de la composante climatique, ΔT, avec la profondeur

B. Variations des épaisseurs de glace dans la région de Camp Century

IV. 3. 3. New Byrd

A. Variations de V avec la profondeur

B. Traitement comparatif des variations de V et de δ

a) Variations de ΔE avec la profondeur

b) Variations de la composante climatique, ΔT, avec la profondeur

IV. 4. Conclusion ; implications climatiques interhemisphériques

CONCLUSION GENERALE

INTRODUCTION

La glace des glaciers, résulte de l'accumulation au sol des précipitations solides en couches superposées. De par son caractère sédimentaire, elle stocke diverses informations sur le passé de la terre et de son atmosphère qui sont révélées par son analyse géochimique et celle des "impuretés qu'elle renferme. Cependant, dans les glaciers tempérés l'eau de fusion qui circule peut modifier ou détruire les informations liées initialement à la précipitation. Par contre, le climat des régions polaires a permis la conservation de vastes calottes dont une grande partie n'est jamais soumise à fusion. Ainsi, en ce qui concerne les deux masses de glace les plus importantes du globe, l'Antarctique et le Groenland, qui représentent à elles seules 99 % de la totalité des glaces de glacier terrestre, on trouve des épaisseurs de plusieurs milliers de mètres, la glace la plus profonde pouvant atteindre respectivement plusieurs millions d'années et 1/2 million d'années (Dansgaard et al. 1973). Les progrès de l'analyse géochimique et le développement récent des techniques de forage qui a permis d'obtenir des carottes de glace à grande profondeur ont apporté, en particulier, des informations importantes sur les 100.000 dernières années.

La composition en isotopes stables de la glace polaire a fourni des résultats spectaculaires en nous renseignant sur l'évolution du climat passé comme en témoignent les études réalisées essentiellement par Dansgaard et son équipe (cf. en particulier Dansgaard et al., 1971, 1973 ; Johnsen et al., 1972). Elle est aussi utilisée comme indicateur du site de dépôt de la précipitation dans les phénomènes d'écoulement de la glace (voir par exemple : Lorius et Merlivat, sous presse).
De manière générale, la teneur en ^{18}O ou en deutérium d'un échantillon

./.

de glace d'une calotte polaire dépend des conditions climatiques du site de sédimentation ; cependant, à partir des variations isotopiques observées en fonction de la profondeur, on ne peut séparer la contribution dûe aux variations climatiques de celle provenant d'un changement du site.

Le but de notre étude est de proposer comme information complémentaire pour la résolution de ce problème un autre indicateur glaciologique, la teneur en gaz de la glace, qui dépend en particulier de la température et de la pression atmosphérique, donc de l'altitude du site de formation de la glace polaire.
Cependant, la teneur en gaz dépend aussi d'autres paramètres dont la discussion nécessite une connaissance des processus de formation, de métamorphisme et de migration des inclusions gazeuses (Chapitre I).
La composition de ces inclusions fournit des indications précieuses sur ces processus (Chapitre II). Les mesures ont été effectuées sur une centaine d'échantillons provenant des sites de Camp Century (Groenland) et Devon Island (Territoires du Nord-Ouest, Canada) pour l'hémisphère Nord et de Byrd ainsi que de la station D 10 (Terre Adélie) pour l'Antarctique.
Elles permettent de discuter la représentativité de la teneur en gaz de la glace polaire pour caractériser le site de formation (Chapitre III) et d'analyser la complémentarité des teneurs gazeuses et isotopiques pour distinguer les effets climatiques des effets rhéologiques (Chapitre IV).
Une synthèse des résultats obtenus et des perspectives offertes par cette méthode est proposée en conclusion.

./.

I - LES INCLUSIONS GAZEUSES DANS LA GLACE DE GLACIER *

Les précipitations solides qui alimentent les glaciers en se déposant au sol constituent des couches à porosité communicante élevée. Avec le temps ce milieu poreux se consolide progressivement en un matériau à pores macroscopiquement non communicants, la glace des glaciers, qui peut contenir des inclusions solides, liquides et gazeuses. Lorsque la phase liquide est en équilibre local avec la glace, cette dernière est dite tempérée (Lliboutry, 1971). La fermeture complète des pores correspond à la transition névé-glace.

I. 1. Formation des inclusions gazeuses

Scholander et al. (1953) ont montré que la solubilité de l'air dans la glace sans bulle à la pression atmosphérique était au plus 1000 fois inférieure à celle dans l'eau à 0° C. Dans ces conditions, la teneur en gaz dissous de la glace est donc au maximum de 3×10^{-5} cm^3 par gramme de glace. Les teneurs en gaz mesurées dans la glace de glaciers étant généralement supérieures à 10^{-2} cm^3 par gramme, on peut donc pratiquement considérer que la totalité du gaz se trouve emprisonné sous forme d'occlusions réparties dans le solide au moment de la formation de la glace.

I. 1. 1. Processus physiques

Deux mécanismes fondamentaux peuvent participer à la formation des occlusions gazeuses dans les glaciers :

A) de la glace se forme par congélation de l'eau (glace congélative). Au cours de la croissance de la glace, les gaz dissous

./.

* Nous ne traiterons pas, dans le cadre de cette étude, le cas de la glace de glacier en zone d'ablation.

dans l'eau sont naturellement rejetés à l'interface glace-eau qui ainsi se sature progressivement. Lorsque la sursaturation est atteinte, il peut y avoir à l'interface nucléation et croissance de bulles qui se trouvent enveloppées par le solide en croissance (Carte, 1961 ; Maeno, 1967 ; Bari et Hallett, 1974). Comme l'eau en équilibre avec l'atmosphère a une teneur en air dissous de 0,029 cm^3 TPN/g la concentration moyenne en gaz de la glace congélative naturelle sera au maximum de 0,03 cm^3/g.

B) de la glace se forme par sédimentation de précipitations atmosphériques solides (glace sédimentaire). Les cristaux de neige au sol s'arrondissent rapidement et éventuellement se divisent en grains plus petits. La couche de surface ainsi formée qui a une porosité communicante élevée avec l'atmosphère va progressivement se consolider en un matériau à pores non communicants. Cette consolidation résulte d'un transport de matière avec réduction concomitante du volume des pores qui peut s'effectuer par différents mécanismes tels que fusion et regel, tassement des grains, évaporation et condensation, diffusion solide aux joints de grains ou dans le volume des cristaux et fluage (Anderson et Benson, 1963). Les pores, au moment où ils ne communiquent plus avec l'atmosphère, emprisonnent une quantité de gaz atmosphérique qui dépend de leur volume ainsi que de la température et de la pression régnant in situ. D'autre part, les gaz peuvent être adsorbés par la surface de la glace pure (on peut trouver une revue sur l'adsorption des gaz par la glace dans Hobbs, 1974) ; lors de leurs fermetures les pores peuvent donc retenir à leurs surfaces des molécules de gaz.

Dans les glaciers, l'importance relative de la glace d'origine congélative par rapport à celle d'origine sédimentaire dépend du degré de fusion auquel la zone à pores communicants est soumise.

./.

I. 1. 2. Zones de neige sèche

Dans les régions centrales du Groenland, dans la majeure partie de l'Antarctique ainsi que dans certaines zones très élevées des régions tempérées (sommet du Mont-Blanc par exemple, cf. Lliboutry et al., 1976) la fusion n'existe pas : ce sont des zones de neige sèche (dry snow zone, en anglais). Dans ce cas, seul le second mécanisme prend effet et le volume gazeux ainsi piégé est de l'ordre de 0,1 cm^3 TPN par gramme de glace (cf. chapitre III). L'étude de la composition de ces gaz suggère que la proportion de gaz adsorbé est de l'ordre de quelques dizièmes de % de la teneur globale (cf. chapitre II).

I. 1. 3. Zones d'infiltration froide

Dans les régions côtières de l'Antarctique et du Groenland, les glaciers subpolaires et certaines zones des glaciers en région tempérée, il y a fusion intermittente au sol mais l'ensemble du milieu poreux n'est jamais amené au point de fusion. Ceci caractérise les zones d'infiltration froide des glaciers. L'eau de fusion, alors, regèle soit en surface soit à l'intérieur des couches après percolation, formant des strates ou des lentilles de glace de congélation appauvries en gaz au sein du milieu poreux. La teneur en gaz de la glace de glacier résultante pourra donc être hétérogène et, en moyenne, intermédiaire entre celle de la glace purement congélative et celle de la glace purement sédimentaire.

I. 1. 4. Zones de glace tempérée

Dans le cas de la formation de glace tempérée, on retrouve les mêmes processus que ceux prenant place dans les zones d'infiltration froide mais l'existence d'une phase liquide en équilibre

./.

local avec le solide glace accélère sensiblement le processus de consolidation par "lubrification" des grains et appauvrit en gaz les occlusions au moment de leur formation par effet de dissolution. En particulier, l'eau de fusion non saturée en air qui provient de la chaleur de déformation du milieu peut en se formant dissoudre une partie de l'air au moment de la fermeture des pores, cette eau étant évacuée par différence de pression hydrostatique entre les grains et l'eau contenue dans les pores communicants du milieu (Berner et al., 1975). La glace résultante sera donc très sensiblement appauvrie en gaz.

I. 2. Métamorphisme et migration des inclusions gazeuses dans la glace du glacier

I. 2. 1. Glace froide

Dans la glace froide (formée dans les zones de neige sèche et d'infiltration froide) les pores individualisés enregistrent des variations de taille, forme, distribution et pression interne sous l'effet des contraintes auxquelles ils sont soumis et peuvent ainsi constituer un témoin de l'histoire mécanique de la glace. Cependant, dans le cas de glaces soumises à d'importantes contraintes naturelles, l'observation des caractéristiques physiques des occlusions est d'autant plus représentative qu'elle est faite rapidement après le prélèvement de l'échantillon. En effet, la relaxation de l'échantillon liée à la plasticité de la glace fait peu à peu augmenter la taille des occlusions et même apparaître de nouvelles cavités (voir en particulier Gow, 1971).

A) Formes et dimensions des inclusions gazeuses

Près de la transition névé - glace les bulles ont généralement des formes irrégulières puis ont naturellement tendance à s'arrondir sous l'effet de la tension superficielle. Avec la profondeur les

Sciences de la terre BIUS JUSSIEU CADIST

occlusions entraînées par le mouvement de la glace deviennent de plus en plus sphériques ou s'ovalisent suivant que les conditions de contrainte auxquelles elles sont soumises sont essentiellement hydrostatiques ou axiales. Parallèlement leur pression interne peu à peu s'équilibre avec les contraintes appliquées, ce qui a pour conséquence une variation de leur volume physique. Ainsi dans les zones à contrainte essentiellement hydrostatique les bulles sphériques voient leur diamètre décroître avec la profondeur. Sous contrainte élevée elles peuvent même aller jusqu'à disparaître comme à la station Byrd où à partir de 800 m de profondeur les bulles sont de moins en moins abondantes pour ne plus pouvoir être observées optiquement en dessous de 1100 m (Gow et Williamson, 1975) ; les mesures effectuées par Gow et Williamson (1975) et par nous (cf. chapitre IV) indiquent que cette disparition des bulles ne correspond pas à un appauvrissement concomitant de la teneur en gaz de la glace. Dans ce cas, aucun mécanisme lié à la déformation de la glace ne peut expliquer que les bulles soient devenues trop petites pour être observées et Miller (1969) a montré que la formation d'hydrates d'air stables, de formule (N_2 , O_2), 6 H_2O, pouvait prendre place à partir de 800 m de profondeur et rendre compte de la disparition des bulles. Récemment Jones et Johari (1975) ont suggéré que cette disparition pouvait être dûe à la simple diffusion des molécules d'air dans le réseau de la glace solide sous l'effet de la pression hydrostatique.

B) Nombre et répartition des inclusions gazeuses

Au niveau de la transition névé - glace, à la station Byrd, Gow (1968) observe qu'il y a à peu près autant de cristaux que de bulles. Il suggère alors que le rapport nombre de cristaux / nombre de bulles au moment de la transformation en glace est

./.

égal à l'unité dans les zones de neige sèche de l'Antarctique. La teneur en bulles de la glace nouvellement formée pourrait donc varier géographiquement de façon sensible et serait plus importante pour la glace formée dans les régions les plus froides, ce qui est aussi suggéré par la variation observée du nombre de bulles en profondeur pour de la glace correspondant à des sites d'origines différentes (Lorius et al., 1968 ; Lorius et al., 1968 b).

En profondeur, aussi longtemps que des processus tels que la formation de clathrate ou la diffusion des molécules d'air dans le réseau de la glace solide qui ont été évoqués plus haut ne se produisent pas, la concentration des occlusions demeure de façon générale constante. Ainsi à Byrd, la teneur en bulles (de l'ordre de 200 bulles par cm^3) ne varie pas sensiblement jusque vers 800 m de profondeur (Gow, 1968 ; Gow et Williamson, 1975). Cependant le phénomène de coalescence sous l'effet de contraintes peut réduire la concentration initiale des bulles. Weertman (1968) en a fait l'étude théorique, montrant en particulier qu'il ne pouvait se produire de façon significative que pour des vitesses de cisaillement à la surface du socle rocheux de l'ordre de 0,075 par an ou supérieures ce qui correspond à des vitesses horizontales de la glace d'au moins 9 et 36 m par an pour des épaisseurs respectives de 500 et 2000 m. Compte-tenu des vitesses et des épaisseurs de la glace observées actuellement, le phénomène de coalescence ne jouerait pas de rôle significatif pour la majeure partie de la glace recouvrant l'Antarctique et le Groenland.

Une répartition inhomogène des occlusions au sein de la glace froide peut être dûe à la présence de strates de glace congélative, qui se traduit généralement par des couches de glace appauvries en bulles et donc plus translucides, mais aussi à la migration des bulles sous l'effet d'un gradient thermique. Lorsque la glace est soumise à un gradient de température, la paroi "chaude" des pores distille par sublimation ou fusion avec condensation concomitante sur la surface plus froide. Les occlusions tendent

./.

donc à avoir un mouvement relatif par rapport à la glace du froid vers le chaud. Ce processus a été étudié théoriquement par Shreve (1967) et expérimentalement par Stehle (1967). Il conduit par exemple pour l'Antarctique, compte-tenu des températures et gradients de températures mesurés ou calculés (Budd et al, 1971), à des vitesses de migration maximales très faibles, de l'ordre de 10^{-3} cm par an en surface et de 10^{-5} cm/a en zone basale. La répartition des occlusions gazeuses au sein de la glace froide peut donc être considérée comme homogène sauf pour la glace formée en zone de percolation.

I.2.2. Glace tempérée

Dans le cadre de cette étude nous signalerons seulement que dans le cas de la glace tempérée les différents phénomènes décrits ci-dessus prennent place à des degrés plus ou moins importants avec cependant une différence fondamentale : alors que dans la glace froide les pores une fois individualisés ne communiquent plus les uns avec les autres (sauf éventuellement au moment de la coalescence), par contre l'existence de canaux capillaires intergranulaires contenant une phase liquide en équilibre avec la glace tempérée conduit à une perméabilité plus ou moins importante du matériau (Lliboutry, 1971 ; Nye et Frank, 1973). Un tel processus peut prendre place dans certaines couches basales des calottes polaires qui se trouvent au point de fusion.

I.2.3. Conclusion

Si dans le cas de la glace tempérée les mécanismes de formation, de métamorphisme et de migration des inclusions gazeuses sont complexes, on peut généralement considérer que dans la glace froide les inclusions gazeuses n'ont pas de mouvement relatif important par rapport à la matrice glace.

./.

II - COMPOSITION DES GAZ CONTENUS DANS LA GLACE POLAIRE*

Le volume des gaz contenus dans les glaces polaires est de l'ordre de 0,1 cm^3 par gramme de glace (chapitre III). La composition de ces gaz a déjà été étudiée (voir par exemple Scholander et al., 1961 ; Mitsuo et Miyake, 1966 ; Raynaud, 1967 ; Alder et al., 1969 ; Raynaud et al., 1970). Il apparaît que leurs teneurs en N_2, O_2, Ar et CO_2 sont généralement différentes de celle de l'air atmosphérique standard. Les mesures dont nous présentons ici les résultats portent sur les gaz extraits de glaces provenant des forages de Camp Century (Groenland), Old et New Byrd (Antarctique). On donne aussi des résultats concernant l'air interstitiel de névés antarctiques de surface.

II.1. Méthodes expérimentales

II.1.1. Gaz de la glace

Depuis la date de leur prélèvement, les carottes ont été conservées en chambre froide et à aucun moment n'ont été mises en présence d'une source de CO_2 artificiel. Les échantillons analysés sont des cubes de 50 à 100 g découpés dans les zones non fracturées des carottes à l'aide d'une scie à ruban. Toutes les faces de ces cubes sont "fraiches". L'échantillon est placé dans une ampoule en verre au fond de laquelle on dépose deux gouttes d'acide sulfurique concentré pour favoriser l'extraction du CO_2. L'air atmosphérique de l'ampoule est évacué par pompage puis on laisse fondre l'échantillon en vase clos.

Nous avons mis au point et utilisé successivement deux techniques d'extraction des gaz (les autres techniques d'extraction utilisées pour la mesure de la teneur en gaz de la glace seront décrites dans l'annexe 1) :

* Dans ce chapitre nous ne traiterons pas du cas de la glace tempérée. Nous indiquerons cependant que, compte tenu des fractionnements dus à la présence de la phase liquide, la composition des gaz contenus dans la glace tempérée peut apporter des informations importantes sur la circulation de l'eau au sein du glacier (Berner et al., 1975).

a) Ebullition à reflux de l'eau de fusion. On effectue dans ce cas trois ébullitions successives d'une heure. Après chaque ébullition les gaz sont extraits avec une pompe de Toepler et séchés par l'intermédiaire d'un piège froid (-40°C) et d'un piège à P_2O_5. L'eau retenue dans le premier piège est renvoyée dans l'ampoule avant l'ébullition suivante.

b) Distillation directe de l'eau sur un absorbant chimique $\left[Mg(ClO_4)_2\right]$. Dans ce cas les gaz sont entraînés par le courant de vapeur d'eau et recueillis dans la pompe de Toepler. Cette technique est beaucoup plus rapide que la précédente car elle ne nécessite que trois cycles d'extraction de deux minutes chacun. Environ 10% de l'eau de fusion vient se fixer sur le piège chimique qui peut être régénéré par chauffage sous vide.

Dans les deux cas les volumes gazeux sont mesurés à l'aide d'une jauge de Mac Leod.

Les rapports O_2/N_2 et Ar/N_2 sont déterminés par spectrométrie de masse et la teneur en CO_2 par chromatographie en phase gazeuse.

Ne disposant pas de glace standard (teneur et composition en gaz connues) nous avons dû tester ces méthodes d'extraction soit par introduction d'un mélange gazeux déterminé au-dessus d'eau "dégazée" soit par mesure des gaz résiduels de l'eau de fusion.

Ces tests ont permis de conclure que les erreurs commises au cours de l'extraction sont inférieures aux erreurs relatives introduites par les méthodes analytiques qui sont de 0,5% pour N_2, O_2 et Ar et de 10% pour CO_2.

II.1.2. Gaz de névé

Les névés analysés proviennent de prélèvements effectués de 0 à 1 m de profondeur aux stations soviétiques de Pionierskaya et Vostok (Antarctique). Des conteneurs de 500 cm constitués d'un tube et de deux bouchons en PVC (l'étanchéité étant assurée par des joints toriques) ont été utilisés pour prélever et transporter les échantillons sous forme solide. Ces conteneurs sont percés

au laboratoire sur la ligne d'extraction des gaz. On prélève alors et analyse quelques cm^3 d'air interstitiel.

II. 2. Composition des gaz

II. 2. 1. Gaz de la glace

Les tableaux 1 et 2 présentent les teneurs moyennes en N_2, O_2, Ar et CO_2 ainsi que les rapports correspondants O_2/N_2 et Ar/N_2 à Camp Century et à la station Byrd. Les teneurs globales en gaz mesurées sur ces mêmes échantillons sont compatibles avec des sites de formation connus ou présumés (ce travail). Pour N_2, O_2 et Ar, l'écart-type représente respectivement 0,17%, 0,64% et 0,42% de la valeur moyenne pour Camp Century et 0,15%, 0,60% et 0,53% pour la station Byrd. Compte tenu de ces dispersions, on enregistre les effets faibles mais significatifs suivants :

- Par rapport à la composition atmosphérique standard, les gaz de la glace sont appauvris en oxygène, en moyenne de 0,83% à Camp Century et 1,2% à Byrd, et enrichis en argon de 1,2% à Camp Century et 0,75% à Byrd.
- A Camp Century, la teneur moyenne en O_2 de la glace du Wisconsin est inférieure de 0,86% à celle de la glace de l'Holocène.

Tous les gaz de glace analysés sont enrichis considérablement en gaz carbonique, la valeur de Camp Century (0,35%) étant supérieure à celle de la station Byrd (0,13%). Les dispersions sur la valeur moyenne sont respectivement de 60% et 26%. En outre, les mesures en CO_2 sur des échantillons prélevés d'une même carotte (à $\pm$10 cm) sont généralement très dispersées.

II. 2. 2. Gaz de névé

Les rapports moyens O_2/N_2 et Ar/N_2 de l'air interstitiel contenu dans 12 échantillons de névé provenant des stations Pionierskaya et Vostok sont égaux respectivement à 0,263 et 0,01185 avec des écarts-type correspondants de 0,003 et 0,00012. Par rapport à la compo-

Tableau 1 - Teneurs en N_2, O_2, Ar et CO_2 à Camp Century

Profondeur m	N_2* %	O_2* %	Ar* %	CO_2 %	O_2/N_2	Ar/N_2
108,5 H	78,22 (3)	20,83 (3)	0,946 (3)	0,55 (3)	0,266	0,0121
299,8 H	78,23	20,83	0,940	0,38	0,266	0,0120
555,5 H	78,30	20,76	0,938	0,24	0,265	0,0120
700,6 H	78,06	20,99	0,946	0,23	0,269	0,0121
898,0 H	78,11	20,94	0,945	0,17	0,268	0,0121
1000,8 H	78,19	20,87	0,946	0,22	0,267	0,0121
1080,0 H	78,16 (3)	20,90 (3)	0,949 (3)	0,67 (2)	0,267	0,0121
1150,4 W	78,50 (3)	20,545 (3)	0,953 (3)	0,59 (2)	0,262	0,0121
1201,0 W	78,265 (2)	20,79 (2)	0,944 (2)	0,74 (2)	0,266	0,0121
1245,0 W	78,28 (2)	20,78 (2)	0,936 (2)	0,28	0,265	0,0120
1300,0 W	78,29 (2)	20,765 (2)	0,945 (2)	0,17	0,265	0,0121
1321,0 W	78,51	20,545	0,944	0,19	0,262	0,0120
1345 W	78,355 (2)	20,70 (2)	0,946 (2)	0,18	0,264	0,0121
Moyenne générale	78,28 (23)	20,78 (23)	0,945 (23)	0,35	0,265	0,0121
Moyenne Holocène	78,18 (11)	20,87 (11)	0,945 (11)	0,35	0,267	0,0121
Moyenne Wisconsin	78,37 (10)	20,69 (10)	0,945 (10)	0,35	0,264	0,0121
Air atmosphérique (référence)	78,112	20,954	0,934	0,031	0,2683	0,0120

* sur la base $N_2\% + O_2\% + Ar\% = 100\%$

Note : Dans le cas de moyennes correspondant à plusieurs déterminations, le nombre de déterminations est porté ( ).

H = glace de l'Holocène

W = glace du Wisconsin

Ces glaces sont différenciées à partir des teneurs isotopiques (cf. chapitre IV).

Tableau 2 - Teneurs en N_2, O_2, Ar et CO_2 à la station Byrd

Profondeur m	N_2* %	O_2* %	Ar* %	CO_2 %	O_2/N_2	Ar/N_2
71.0 (O.B.)	78,60	20,45	0,945	0,16	0,260	0,0120
115.8 (O.B.)	78,28	20,785	0,932	0,12	0,266	0,0119
152.1 (O.B.)	78,25	20,81	0,938	0,10	0,266	0,0120
198.5 (O.B.)	78,34	20,72	0,939	0,09	0,264	0,0120
200.8 (N.B.)	78,26	20,80	0,944	0,11	0,266	0,0121
239.9 (N.B.)	78,39	20,66	0,944	0,15	0,264	0,0120
300.3 (N.B.)	78,355	20,70	0,947	0,18	0,264	0,0121
Valeurs moyennes	78,36	20,70	0,941	0,13	0,264	0,0120
Air atmosphérique (réf.)	78,112	20,954	0,934	0,031	0,2683	0,0120

* sur la base $N_2\% + O_2\% + Ar\% = 100\%$

O.B. = Old Byrd

N.B. = New Byrd

sciences de la terre BIUS JUSSIEU CADIST

sition atmosphérique (O_2/N_2 = 0,2683 et Ar/N_2 = 0,01196), les effets observés sont donc faibles mais significatifs et indiquent un appauvrissement relatif des teneurs en O_2 et en Ar. Pour CO_2, les moyennes sont égales à 0,016% à Pionierskaya (4 échantillons) et 0,024% à Vostok (6 échantillons). L'air interstitiel est donc appauvri en CO_2 par rapport à l'atmosphère (0,031%).

II. 3. Discussion

L'ensemble de ces résultats sur la composition des gaz de la glace apparaît plus homogène que ceux déjà publiés sur le même sujet. L'interprétation théorique qui est donnée des teneurs globales en gaz (ce travail) est un bon indicateur de la qualité des échantillons. On peut estimer qu'il n'y a pas eu perte de gaz par fracture ou fusion partielle de la glace et que, sauf peut-être pour CO_2, nos résultats sont représentatifs des phénomènes se produisant en glace polaire froide. L'absence de données indiscutables indiquant une différence de composition entre l'atmosphère polaire et l'atmosphère standard nous amène à rechercher quels sont les phénomènes physico-chimiques pouvant rendre compte des effets observés.

II. 3. 1. Azote, oxygène et argon

La baisse de la teneur d'oxygène ne peut être due uniquement à l'oxydation in situ des matières organiques car dans ce cas il faudrait une quantité d'impuretés organiques sans commune mesure avec ce que peut contenir la glace polaire.

La diffusion par les orifices capillaires au moment de la fermeture progressive des pores conduirait à un appauvrissement concomitant de l'oxygène et de l'argon vis-à-vis de l'azote.

Il en serait de même des phénomènes d'adsorption ; nos résultats sur l'air interstitiel des névés montrent qu'une interaction phase gazeuse-phase solide existe et qu'elle va généralement dans le sens d'une adsorption préférentielle de O_2 et Ar vis-à-vis de N_2. Des études concernant l'adsorption des gaz sur la neige et la glace ont

bien été faites au laboratoire (Adamson et Dormant 1966, Orem et Adamson 1969, Adamson et Jones 1971), mais les résultats n'en sont pas directement applicables (températures, pressions partielles et temps de contact très différents).

Le tassement du névé donne naissance à un flux gazeux ascendant et faible. Le fait qu'un mélange gazeux diffuse à travers un milieu poreux et qu'une interaction existe entre les phases gazeuse et solide en présence peut modifier la composition initiale du mélange. Les processus physico-chimiques mis en jeu étant liés à la température et à la pression in situ ainsi qu'à l'épaisseur du névé, des conditions climatiques différentes pourraient en modifier l'amplitude.

La différence en oxygène entre Holocène et Wisconsin pourrait être due soit à ce phénomène soit à une baisse de la teneur en oxygène de l'atmosphère au cours de la période froide (activité photosynthétique moindre).

II. 3. 2. Gaz carbonique

Pour Adamson et Jones (1971) l'interaction de la glace et de CO_2 peut être importante, mais lorsque la pression partielle de ce gaz est proche de la teneur atmosphérique, elle serait faible et réversible (Bucher, communication personnelle). Nos résultats sur l'air interstitiel de névé vont dans le sens d'une fixation de CO_2 sur le solide. D'ailleurs, plusieurs expériences non quantitatives sur les névés montrent que les gaz résiduels, après évacuation de la majeure partie de l'air interstitiel, peuvent contenir plus de 10% de CO_2. A notre avis, les phénomènes d'adsorption rendent compte qualitativement des fortes teneurs en CO_2 de la glace, bien que l'importance relative du CO_2 provenant de la décomposition des carbonates soit mal connue. Cependant, les différences observées entre Camp Century et Byrd sont difficilement explicables. Hemmingsen (1959) avait montré que la mobilité du CO_2 au sein de la glace est grande. Il n'est donc pas exclu que la teneur en CO_2

de la carotte de glace se soit modifiée au cours de son histoire, ce qui pourrait expliquer en partie la grande dispersion de nos résultats (II. 2. 1).

II. 4. Conclusion

Les teneurs en N_2, O_2 et Ar du gaz contenu dans la glace polaire sont proches de la composition atmosphérique. Pour le gaz carbonique des teneurs de quelques dizièmes de % sont mesurées, ce qui constitue un enrichissement important par rapport à la teneur atmosphérique. Les effets observés sont généralement expliqués par des processus physico-chimiques intervenant au niveau du névé mais leur ordre de grandeur suggère qu'ils ne peuvent modifier que de quelques dizièmes de % le volume de gaz emprisonné mécaniquement au moment de la fermeture des pores (cf. I. 1).

III - TENEUR EN GAZ DE LA GLACE POLAIRE EN FONCTION DU SITE DE FORMATION

III. 1. Les paramètres naturels dont dépend la teneur en gaz

Nous avons vu que dans les zones de neige sèche (seul cas que nous allons désormais étudier quantitativement) la teneur en gaz de la glace peut être considérée comme égale, à quelques dizièmes de % près, au volume de gaz atmosphériques occupant les pores du névé au moment de leur fermeture (f) définitive par rapport à l'atmosphère. Chaque pore, à ce moment, va ainsi emprisonner du gaz à la pression P_f et à la température T_f in situ. En appliquant la loi des gaz parfaits pour chaque pore et en sommant sur tous les pores, la teneur en gaz de la glace ramenée aux conditions TPN et à 1 gramme de glace contenant n pores est alors égale à :

$$V = \frac{To}{Po} \sum_{1}^{n} v_f \frac{P_f}{T_f} \qquad (1)$$

avec v_f : volume de chaque pore au moment de sa fermeture définitive par rapport à l'atmosphère ;

To et Po : température et pression normales.

V dépend donc à priori de la concentration en occlusions de la glace, de v_f, de P_f et de T_f. Ces deux derniers paramètres sont liés aux caractéristiques du site de formation comme, en particulier, l'altitude et la température ; ils peuvent être évalués à partir des données actuelles en surface, compte-tenu des intervalles de profondeur et de temps impliqués dans le processus de fermeture des pores.

Dans les zones de neige sèche on admet que la première étape de la consolidation est caractérisée par l'arrondissement et l'empilement des grains jusqu'au tassement le plus serré possible qui cor-

./.

respond au niveau critique (Anderson et Benson, 1963). A ce niveau, qui est généralement atteint à des profondeurs de 10 à 30 m, la phase solide est théoriquement discontinue et le volume des pores non communicants très faible. Plus en profondeur, les pores vont se fermer progressivement jusqu'à ce que soit atteint le niveau de porosité non communicant à partir duquel la phase solide est continue. Ce niveau correspond à des profondeurs pouvant varier entre environ 50 m vers la côte et 150 m dans les régions les plus centrales.

D'autre part, d'après Gow (1974) le temps requis à de la neige fraîchement tombée pour atteindre la transition névé - glace diminue logarithmiquement en fonction de la température du névé et varie entre la centaine d'années vers - 20° C et environ 5000 ans vers - 60° C. Comme on peut estimer à 10 % de ce temps la durée nécessaire pour atteindre le niveau critique (Fig. 1), les pores se ferment, dans les zones de neige sèche, en des intervalles de temps variant de moins de 100 ans à plusieurs milliers d'années suivant le site.

III. 1. 1. T_f, température in situ à la fermeture des pores

T_f est la température du névé au moment où les pores se ferment et dépend de façon évidente de la température en surface. Actuellement à 10 m de profondeur les variations annuelles sont réduites à environ 1 % des variations en surface et sont au maximum de 0,5° C ; cependant la température à 10 m peut être sensiblement différente de la température moyenne annuelle de l'air (variations maxima de quelques degrés), en particulier dans les régions les plus froides (Loewe, 1970). A plus grande profondeur dans le névé, les mesures existantes suggèrent des gradients variant généralement d'environ + 0,01° C m^{-1} dans les régions centrales à - 0,02° C m^{-1} dans les régions côtières (Budd et al, 1971). On peut donc globalement considérer qu'actuellement, dans

./.

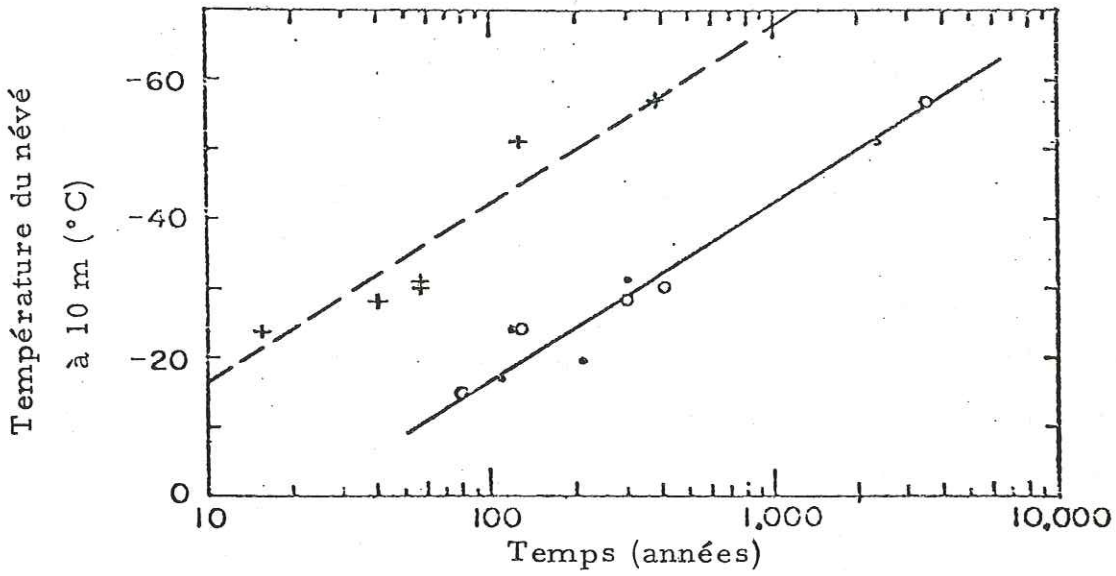

Figure 1

Temps requis pour atteindre la fermeture complète des pores (en trait plein) et le niveau critique (en pointillé) en fonction de la température du névé à 10 m de profondeur.

D'après Gow (1974) -

les zones de neige sèche, T_f varie entre environ - 20 et - 60° C suivant le site, essentiellement sous l'effet de l'altitude et de la latitude, et qu'en un même site l'écart entre T_f et la température à 10 m est au maximum d'environ 2° C. Cependant, il faut aussi tenir compte des variations de la température moyenne en surface dans le temps, en particulier dans les régions centrales où le névé peut mettre plusieurs milliers d'années pour se transformer en glace.

III. 1. 2. P_f, pression in situ à la fermeture des pores

P_f est la pression qui règne dans les pores du névé au moment de leur fermeture définitive par rapport à l'atmosphère. Elle va donc dépendre de la pression atmosphérique en surface, corrigée de la profondeur à laquelle s'effectue la fermeture. Les variations de la pression en surface vont être plus ou moins atténuées dans le névé suivant qu'elles sont à court ou long terme. Nous avons porté dans le tableau 3 les moyennes des variations mensuelles maximales actuelles en surface pour des stations représentatives. Elles indiquent, en valeur relative, une dispersion qui semble croître avec l'altitude et qui est au maximum de $\pm$ 2 %. Les variations à plus long terme, à l'échelle de centaines ou de milliers d'années, ne sont bien sûr pas connues. Cependant les cartes établies par Lamb (1972), à partir de modèles sur la circulation atmosphérique, suggèrent des effets inférieurs aux variations saisonnières actuelles. D'autre part la variation relative de P_f liée à celle de la profondeur à laquelle les pores se ferment et calculée à partir du gradient théorique pression - altitude,

$\frac{\partial P}{\partial Z} = - \frac{P}{RT}$ (R, constante des gaz pour l'air sec ; T, température de l'air), augmente aussi avec l'altitude pour atteindre une valeur maximum de l'ordre de $\pm$ 1 %.

./.

sciences de la terre BIUS JUSSIEU CADIST

Tableau 3 - Données climatiques en surface de stations antarctiques représentatives

Source des données : Schwerdtfeger, 1970.

Station	altitude (m)	$\overline{T}$ en °C Température Moyenne annuelle	$\overline{P} \pm \sigma$ Pression moyenne annuelle (mb) σ écart type	ΔP_1 (mb) Dispersion maximum de la pression moyenne mensuelle	$\frac{\Delta P_1}{P}$ %	$\frac{\overline{P}\ (mb)}{\overline{T}\ (°K)}$
Plateau 79°15'S-40°30'E	3625	- 56,4	609 ± 7 soit ± 1,15 %	22	3,6	2,810
Vostok 78°28'S-106°48'E	3488	- 55,6	624 ± 5,5 soit ± 0,88 %	15,5	2,5	2,868
Pole Sud 90°00'S	2800	- 49,3	681 ± 5 soit ± 0,73 %	13	1,9	3,042
Pionierskaya 69°44'S-95°30'E	2740	- 38,0	690 ± 6,5 soit ± 0,94 %	17	2,5	2,934
Byrd 80°S-120°W	1530	- 27,9	806 ± 6 soit ± 0,74 %	17	2,1	3,286
Eights 75°14'S-77°10'W	421	- 26,0	942,5 ± 4,5 soit ± 0,48 %	12	1,3	3,813
General Belgrano 77°58'S-38°48'W	50	- 22,3	986 ± 3,5 soit ± 0,35 %	12	1,2	3,930
Little America 78°18'S-163°00'W	40	- 20,9	982 ± 6 soit ± 0,61 %	18	1,8	3,893

Dans les zones de neige sèche P_f va donc dépendre essentiellement de la pression atmosphérique moyenne en surface donc de l'altitude. Ainsi pour l'Antarctique on passe de l'isobare 980 - 990 mb à la côte pour atteindre l'isobare 600 mb vers 4000 m d'altitude avec un gradient $\frac{\partial P}{\partial Z}$ qui décroît généralement avec l'altitude et qui varie d'environ 13 mb/100 m à 9,5 mb/100 m correspondant respectivement à des variations relatives de P_f de 1,3 et 1,6 % pour 100 m.

III. 1. 3. v_f, volume des pores à la fermeture

v_f est le volume du pore à sa fermeture. Il peut dépendre à priori des mécanismes de fermeture et de la géométrie du milieu poreux. La fermeture définitive par rapport à l'atmosphère implique qu'à partir du moment où les grains de névé ont atteint le niveau critique, essentiellement par tassement, il y ait interpénétration de la phase solide aux points de contact. Celle-ci peut se faire par diffusion solide dans le volume des cristaux ou éventuellement par fluage (Hobbs et Radke, 1967). Ces mécanismes s'effectuent à des vitesses qui dépendent de la taille des grains et de la température (voir par exemple Lliboutry, 1964, p. 40) mais ne doivent pas avoir d'influence directe sur la taille du pore à sa fermeture. Par contre v_f va être déterminé par la géométrie du milieu poreux qui peut être caractérisée de façon convenable par la porosité Π, rapport du volume des pores au volume total du milieu considéré. Le problème est de savoir dans quelle mesure cette géométrie dépend des paramètres de névéification (métamorphisme du névé) tels que accumulation et température. En particulier la taille des grains varie avec la température (voir par exemple : Gow, 1969). La théorie de l'empilement de shères identiques pour établir une corrélation entre taille des grains et taille des pores d'un milieu poreux montre que, quelque soit le mode d'empilement, la

./.

porosité est indépendante de la taille des sphères (Scheidegger, 1963). Bien entendu les grains du névé à un niveau donné ne sont ni parfaitement sphériques ni exactement de même taille, de plus la névéification ne se fait pas uniquement sous l'effet de l'empilement ; cependant cela suggère que la porosité correspondant à la fermeture des pores puisse être un paramètre relativement constant. D'après la définition même de la porosité, le volume total des pores à la fermeture contenus dans 1 gramme de glace, V_f, est lié à Π_f par la relation :

$$V_f = \sum_{1}^{n} v_f = \Pi_f \, V_e \qquad (2)$$

V_e, étant le volume massique de l'échantillon.
Comme V_e est égal à la somme du volume des pores et du volume massique, V_g, de la glace pure, on a donc :

$$V_f = \frac{\Pi_f \, V_g}{(1 - \Pi_f)} \qquad (3)$$

Ainsi que nous le verrons en III. 3. 2., les variations de V_g en fonction de la température et de la contrainte sont négligeables ; si donc Π_f est constant il en sera de même pour le volume total des pores à la fermeture.

III. 1. 4. Discussion

Pour évaluer la dispersion du rapport $\frac{P_f}{T_f}$ nous nous placerons dans le cas le plus défavorable du tableau 3, celui de la Station Plateau. Nous supposerons que les pores de l'échantillon à analyser se sont fermés durant un intervalle de temps au moins égal à une année. La pression atmosphérique moyenne annuelle en surface est de 609 mb avec un écart-type correspondant de 7 mb (tableau 3) ; la correction dûe à la profondeur à laquelle s'effectue la fermeture des pores est de l'ordre de 8 mb avec un écart-type de 5 mb. La pression moyenne à la fermeture, $\overline{P_f}$, est donc de 617 mb et l'écart type correspondant de 9 mb. La température moyenne à la fermeture, $\overline{T_f}$, est d'environ 213° K avec un

écart-type égal à 1° K. Les paramètres P_f et T_f étant indépendants, la valeur moyenne de $\frac{P_f}{T_f}$ est égale à

$\frac{\overline{P_f}}{\overline{T_f}} = 2,90$ avec un écart-type de 0,042 (soit 1,45 % de la valeur moyenne). On peut donc considérer ce rapport comme statistiquement constant. L'équation (1) s'écrit alors :

$$V = \frac{To}{Po} \frac{P_f}{T_f} \sum_{1}^{n} v_f \qquad (4)$$

soit, compte-tenu de l'équation (2) :

$$V = V_f \frac{P_f}{T_f} \frac{To}{Po} \qquad (5)$$

En conclusion, la teneur en gaz de la glace dépend du volume total des pores à la fermeture, ainsi que de la pression et de la température moyennes in situ à la fermeture et est donnée par l'équation (5) avec une dispersion du facteur $\frac{P}{T}$ qui est, dans les conditions actuelles, au maximum de l'ordre de 1,5 %.

III. 2. Mesure de la teneur en gaz de la glace

Les précautions requises pour la sélection et la préparation des échantillons qui sont fondamentales du point de vue de la représentativité des mesures, ainsi que la description comparative des différentes méthodes d'extraction et de mesure du gaz total de la glace ont été exposées par Raynaud (sous presse). Nous soulignerons cependant la nécessité de travailler sur des échantillons non fracturés et la difficulté de détecter les éventuelles microfissures. Les échantillons utilisés pour le présent travail ont été taillés dans la partie interne des carottes, avec une scie à ruban,

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU

./.

sous forme de cubes de 15 à 100 g. Les parties fracturées des carottes ont été éliminées. Les gaz ont été extraits par fusion ou sublimation sous vide (cf. annexe 1), la vapeur d'eau piégée et le gaz sec envoyé au moyen d'une pompe de Toepler dans une jauge de Mac Leod ou une burette étalonnée. L'erreur expérimentale sur une mesure individuelle est de $\pm$ 2,5 %. Les résultats présentés dans ce mémoire sont corrigés des différences systématiques existant entre les méthodes d'extraction utilisées et ramenées aux conditions expérimentales de la méthode de sublimation.

III. 3. Variations géographiques de V

La mesure de la teneur en gaz de glaces formées sous des conditions climatiques connues doit permettre de calculer V_f à partir de l'équation (5). Il n'existe, malheureusement que très peu de carottages représentatifs pour ce genre d'étude. Nous avons analysé, dans ce but, de la glace profenant des forages de Byrd, Antarctique (Figure 2) et de Camp Century et Devon Island, Arctique (Figure 3).

III. 3. 1. Sites étudiés

A. Byrd

La station Byrd (80° S - 120° W) est située dans la partie occidentale de l'Antarctique à 1515 m d'altitude dans une zone de neige sèche : la température maximale de l'air en surface enregistrée entre janvier 1957 et décembre 1966 est de 0,6° C (Schwerdtfeger, 1970). La station météorologique, installée en 1957 à l'occasion de l'Année Géophysique Internationale, permet de disposer de données représentatives sur les conditions climatiques actuelles de ce site (en particulier température et pression atmosphérique ; cf. tableau 3).

./.

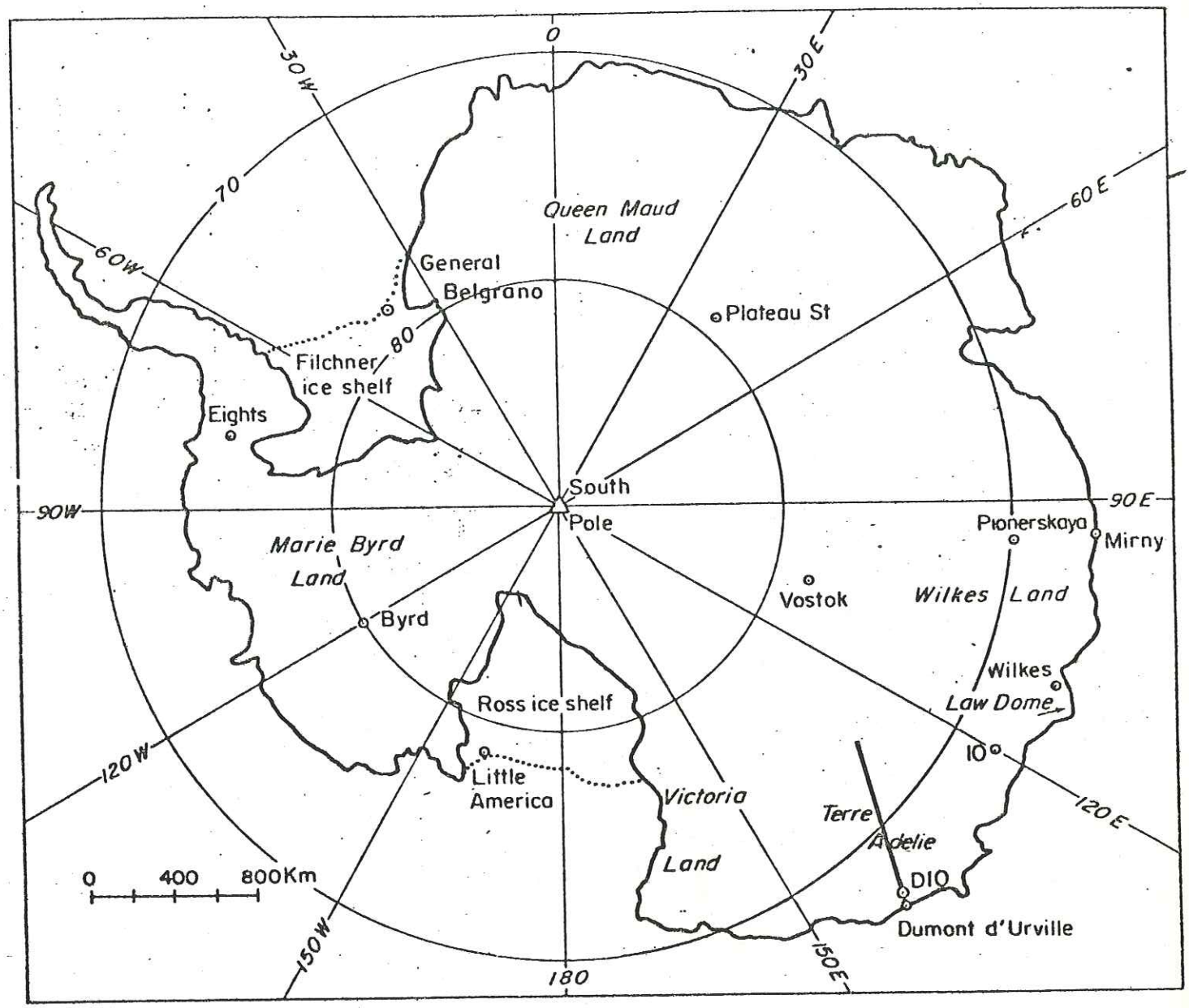

Figure 2

CARTE DE L'ANTARCTIQUE indiquant la position des différentes stations mentionnées dans le texte et le trajet du raid IAGP effectué en Terre Adélie le long de la ligne d'écoulement présumée passant par la station D 10.

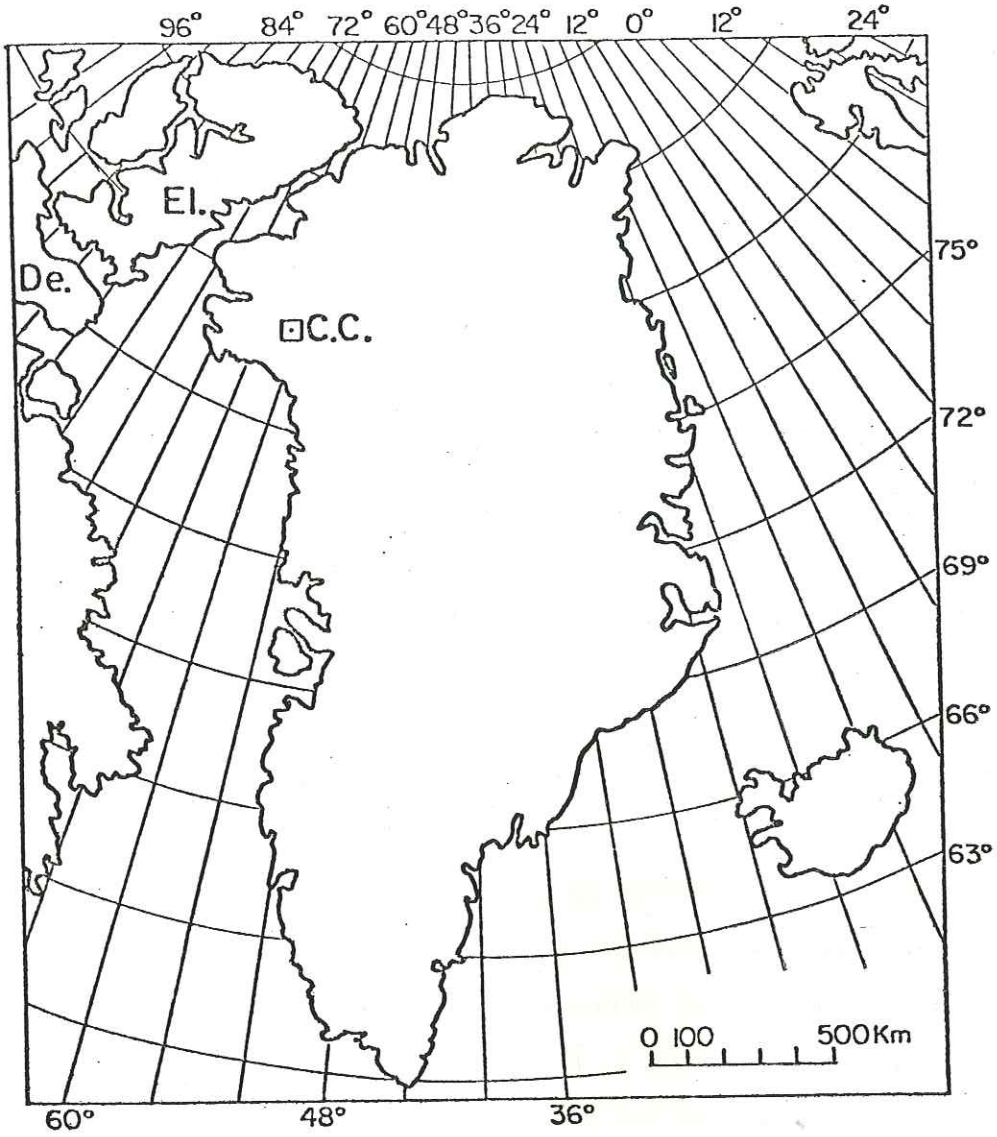

Figure 3

CARTE DU GROENLAND indiquant les positions respectives de Devon Island (De.), de la terre d'Ellesmere (El.) et de la station Camp Century (C. C.)

Les échantillons utilisés pour la détermination de V_f proviennent des forages de Old Byrd et New Byrd effectués par le CRREL (Cold Regions Research and Engineering Laboratory, U.S.A), le premier en 1957-58 et le second en 1967-68 et correspondent à des profondeurs comprises entre 70 et 200 m pour Old Byrd et 100 et 900 m pour New Byrd. D'après le traitement simultané des teneurs isotopiques et gazeuses (cf. chapitre IV) tous ces échantillons se sont formés au cours de l'Holocène, en des sites dont l'altitude est à 300 m près celle de la station actuelle ; nous nous sommes fixés cet intervalle d'altitude afin de disposer d'un nombre suffisant de mesures et compte-tenu des incertitudes liées aux différents paramètres naturels et analytiques dont dépend V.

B. Camp Century

Camp Century (77° 10'N, 61° 08'W) se trouve dans la partie nord-ouest du Groenland à 1886 m d'altitude, près de la limite de la zone de neige sèche que Benson (1962) situe à environ 2150 m d'altitude à la latitude de 77°N.
L'existence de fusion en été est donc probable mais sans doute très faible comme l'indique l'observation de seulement 2 couches prononcées de glace de fusion entre la surface et 100 m de profondeur (Kovacs et al, 1969). La température moyenne annuelle du site est de - 24° C et la pression atmosphérique moyenne annuelle de 788,4 mb (Langway, communication personnelle). Les échantillons étudiés pour la mesure de V_f proviennent de la partie "isotopiquement" Holocène du forage profond de 1387 m effectué par le CRREL entre 1963 et 1966 (Hansen et Langway, 1966) et correspondent à des profondeurs comprises entre environ 100 et 1000 m. D'après le traitement simultané des teneurs isotopiques et gazeuses (chapitre IV)

BIUS JUSSIEU CADIST

./.

tous ces échantillons se sont formés à des altitudes qui présentent une différence inférieure à 300 m par rapport à celle de la station actuelle.

C. Devon Island

Devon Island est une des îles de la reine Elisabeth, situées dans les Territoires Nord-Ouest du Canada. Elle est recouverte sur 31 % de sa surface, soit 15.570 km2, par une calotte de glace qui culmine à 1885 m d'altitude. La glace y est froide, la température à 12 m de profondeur étant de - 13° C à 300 m d'altitude dans la zone d'ablation et de - 23° C à 1800 m d'altitude en zone d'accumulation (Koerner, 1970). Le forage utilisé pour la mesure de V_f a été effectué dans le cadre du Polar Continental Shelf Project, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, à une altitude de 1830 m sous 75° 20' de latitude N et 82° 30' de longitude W. Il se situe dans une zone de percolation (Paterson, communication personnelle) en un lieu où la température du névé à 10 m de profondeur est de - 24° C. Les échantillons "Holocène" utilisés correspondent à des profondeurs comprises entre environ 70 et 180 m.

III. 3. 2. Résultats

Les conditions climatiques actuelles de ces trois stations sont indiquées dans le tableau 4 où sont aussi portées les valeurs les plus probables de P_f et T_f. Les résultats (cf. annexe 2 et figures 8 et 12) montrent que la dispersion entre plusieurs mesures correspondant au même niveau de profondeur (à $\pm$ 10 cm) varie entre $\pm$ 0,5 % et $\pm$ 4 %. Une telle dispersion s'explique aisément compte-tenu des erreurs expérimentales, des effets naturels provenant des inhomogénéités locales de v_f, P_f et T_f qui peuvent être liées à la taille

./.

relativement faible des échantillons (chosie pour les facilités de l'extraction). Il faut aussi rappeler la difficulté de détecter les microfractures.

La comparaison des valeurs moyennes entre chaque site (tableau 5) conduit à des résultats beaucoup plus homogènes. En particulier on en déduit un volume global des pores à la fermeture V_f qui est pratiquement constant compte-tenu des écarts types sur les valeurs moyennes de V : 0,132 cc g^{-1} pour Old Byrd, 0,131 cc g^{-1} pour New Byrd, 0,134 cc g^{-1} pour Camp Century et 0,129 cc g^{-1} pour Devon Island, avec une valeur moyenne pour ces 4 forages de 0,132 cc g^{-1} et un écart type correspondant de 0,0021 (soit 1,6 % de la valeur moyenne). Certains de ces résultats sont légèrement différents de ceux publiés précédemment (Raynaud et Lorius, 1973 ; Raynaud et Lorius, 1975) mais sont plus représentatifs, soit qu'ils tiennent compte d'un plus grand nombre de déterminations ou qu'ils sont calculés à partir de valeurs plus probables de P_f et T_f, soit qu'ils excluent des déterminations relatives à des échantillons probablement formés à des altitudes supérieures à celle du site actuel, de plus de 300 m. Il faut noter que la valeur la plus faible (0,129 cc g^{-1}) peut s'expliquer par la présence de glace de regel puisque le site de Devon Island est situé dans une zone de percolation.

Les volumes globaux des pores à Byrd et Camp Century (0,132 cc g^{-1} en moyenne avec un écart type égal à 1,2 % de cette valeur) sont donc plus représentatifs des zones de neige sèche. Il faut cependant souligner que les conditions climatiques des stations étudiées sont voisines (cf. tableau 4) ; en particulier l'intervalle de températures impliqué est - 24 — - 28° C et nos résultats ne permettent pas de conclure à la constance de V_f. Le seul carottage dans la glace représentatif de conditions climatiques actuelles nettement différentes est celui de Vostok (température moyenne annuelle : - 56° C) ; malheureuse-

./.

Tableau 4 - Conditions climatiques actuelles, températures et pressions in situ à la fermeture pour les sites de Byrd, Camp Century et Devon Island

Forage	Altitude de la station (m)	Pression atmosphérique moyenne annuelle (mb) *	Température névé à 10 m (°C)	Intervalle de profondeur de fermeture des pores (m) **	Tf (°C)	Pf (mb)
Old Byrd 80°S, 120°W	1510	808	- 28	10 - 65	- 28	812
New Byrd 80°01'S, 119°31'W	1530	806	- 28	10 - 55	- 28	810
Camp Century 77°10'N, 61°08'W	1886	788,4	- 24	10 - 70	- 24	793
Devon Island 75°20'N, 82°30'W	1830	789	- 24	10 - 60	- 24	793

* mesurée, sauf pour Devon Island. Pour ce site la pression a été calculée à partir des données de Resolute Bay (74° 43'N, 94°59'W ; altitude : 63,7 m, température moyenne annuelle : - 16,2° C ; pression moyenne annuelle : 1006,4 mb).

** estimé à partir des sources suivantes :

Old Byrd : Gow (1968 b)
New Byrd : Gow et al. (1968)
Camp Century : Kovacs et al. (1969)
Devon Island : Koerner, communication personnelle

Tableau 5 - Volumes globaux des pores et porosités à la fermeture déduits des teneurs en gaz mesurés à Byrd, Camp Century et Devon Island

Station	Nombre de déterminations de V	V moyen cm^3/g de glace	$V_f = \frac{V}{P_f} \frac{T_f}{} - \frac{Po}{To}$ cm^3/g de glace	$\Pi_f = \frac{V_f}{V_f + V_g}$
Old Byrd	4	0,118	0,132	0,108
New Byrd	7	0,117	0,131	0,108
Camp Century	13	0,115	0,134	0,110
Devon Island	12	0,1105	0,129	0,106

ment les échantillons qui en proviennent sont beaucoup trop fracturés pour la mesure de la teneur en gaz.

En fait, comme indiqué dans III. 1., des considérations théoriques suggèrent que la porosité correspondant à la fermeture des pores, Π_f, puisse être un paramètre relativement constant. Cette hypothèse est confirmée par les résultats obtenus à Byrd et à Camp Century qui montrent que Π_f déduit de la teneur en gaz de la glace est pratiquement constant et égal à 0,109 (tableau 5).

En portant cette valeur dans l'équation (3) qui relie V_f et Π_f nous avons calculé dans le tableau 6 la variation de V_f avec la température. Entre - 15 et - 60° C cette variation est négligeable (0,132 - 0,131 cm^3/g). L'hypothèse de V_f constant pour un large intervalle de température est de plus étayée par nos résultats sur la variation de la teneur en gaz en profondeur à la station D 10 (cf. chapitre IV).

III. 4. V, un indicateur de l'altitude du site de formation de la glace

Nos résultats indiquent donc que le volume total des pores à la fermeture (ou la porosité correspondante) est constant en accord avec ce que suggèrent certaines considérations théoriques. La teneur en gaz de la glace dépend alors essentiellement de P_f et T_f.

A partir des données météorologiques disponibles (tableau 3) et d'un volume global des pores à la fermeture constant, l'équation (5) permet ainsi d'estimer pour l'ensemble de l'Antarctique que la teneur en gaz de la glace qui se forme varie d'environ 0,14 $cm^3\ g^{-1}$ dans les régions côtières à 0,10 $cm^3\ g^{-1}$ vers 3500 m d'altitude ce qui conduit à un gradient moyen teneur en gaz - altitude de l'ordre de - 0,011 $cm^3/g/1000$ m. Au Groenland, nous disposons de moins de données climatiques en surface, cependant le gradient calculé entre Camp Century et la Station Centrale (70° 55' N, 40° 38' W ; altitude : 2993 m) est de - 0,012 $cm^3/g/1000$ m.

./.

Tableau 6

V_f en fonction de la température, calculé à partir de $V_f = \frac{\Pi_f V_g}{(1 - \Pi_f)}$ avec $\Pi_f = 0,109$

T °C	V_g cm³ /g	V_f cm³ /g
- 15	1,0886	0,133
- 20	1,0878	0,133
- 30	1,0861	0,133
- 40	1,0845	0,133
- 50	1,0830	0,132
- 60	1,0814	0,132

Les valeurs de V_g ont été calculées à partir de Bader (1964). Celles obtenues pour des températures inférieures à - 30° C ont été extrapolées.
Les variations de V_g dûes à de faibles contraintes, ce qui est le cas pour la zone de fermeture des pores, sont négligeables (Anderson et Benson, 1963 ; Bader, 1964).

Dans un travail récent, Budd et Morgan (1975) font état d'un gradient d'environ - 0,015 cm^3/g /1000 m à partir des teneurs en gaz mesurées en différents sites d'un dôme côtier situé en Antarctique oriental (Law Dome, près de la base Casey, entre 66°—67° S et 111—113° E) et qui culmine vers 1400 m. Ce gradient semble être plus élevé que celui calculé à partir des données météorologiques locales : - 0,012 cm^3/g /1000 m.

La teneur en gaz de la glace polaire formée à l'époque actuelle est donc de l'ordre de 0,1 $cm^3\ g^{-1}$. Si l'altitude du site de formation augmente de 1000 m (avec une diminution concomitante en température de l'ordre de 10° C), elle diminue d'environ 10 % ; à altitude constante sous l'effet d'un refroidissement climatique de 10° C elle augmente d'environ 4 %. La teneur en gaz de la glace est donc particulièrement sensible à l'altitude du site de formation.

sciences de la terre BIUS JUSSIEU CADIST

IV - VARIATIONS DE LA TENEUR EN GAZ DE LA GLACE POLAIRE AVEC LA PROFONDEUR ; IMPLICATIONS RHEOLOGIQUES ET CLIMATIQUES.

Toute particule de glace se déposant à la surface d'une calotte polaire va, dans le temps, suivre une trajectoire qui sera déterminée par les différentes contraintes in situ. Elle aura à la fois tendance à s'enfoncer par effet de sédimentation et à s'écouler de par les propriétés plastiques de la glace. On peut généralement considérer que cet écoulement s'effectue perpendiculairement aux courbes de niveaux avec des vitesses variables. Le calcul effectué à partir des lois d'écoulement de la glace et une calotte en équilibre stable conduit par exemple pour l'Antarctique à des vitesses horizontales moyennes qui typiquement croissent de quelques mètres par an dans les régions centrales à 100 à 200 m par an dans les régions côtières pour atteindre aux fronts des grands "ice shelfs" de l'ordre de 1000 à 2000 m/an (Budd et al., 1971).
En un site de forage donné, l'échelle de profondeur représentera donc aussi bien une échelle temporelle que spatiale du dépôt de la précipitation ou de la formation de la glace.

IV. 1. Variations théoriques de V avec la profondeur ou le temps

Nous considérons les variations de V avec la profondeur en un site de forage donné en faisant les deux hypothèses préliminaires suivantes : les bulles, au cours de leur histoire, n'ont pas migré par rapport au solide (cf. I. 2. 3.) ; V_f n'a pas varié dans le temps comme le suggèrent les conclusions du chapitre III.
D'après l'équation (5) du paragraphe III. 1. 4. et en posant, pour

./.

simplifier, $P_f = P$ et $T_f = T$, la teneur en gaz est égale à :

$$V = k \frac{P}{T} \quad (6) \text{ avec } k = V_f \frac{To}{Po} = \text{cste}$$

Les variations de V avec la profondeur Z seront obtenues en dérivant l'équation (6) par rapport à Z.
Cependant comme le paramètre temps est celui généralement utilisé pour l'interprétation et qu'il existe une relation entre la profondeur et l'âge de la glace nous considérerons la dérivée de V par rapport au temps :

$$\frac{dV}{dt} = V \left[\frac{1}{P} \frac{dP}{dt} - \frac{1}{T} \frac{dT}{dt} \right] \qquad (7)$$

Les variations de V peuvent être dûes d'une part aux variations $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_E$ et $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_E$ de la pression et de la température en un site de formation d'altitude donnée E qui sont liées aux variations climatiques et d'autre part aux variations $\frac{dE}{dt}$, de l'altitude du site de formation dans le temps, d'où :

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial E} \frac{dE}{dt} + \frac{\partial P}{\partial t} \qquad (8)$$

et

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial E} \frac{dE}{dt} + \frac{\partial T}{\partial t} \qquad (9)$$

A partir de l'équation hydrostatique appliquée à l'atmosphère, on a :

$$\frac{\partial P}{\partial E} = - \frac{g}{R} \frac{P}{T} \qquad (10)$$

avec g : accélération de la pesanteur ;

R : constante des gaz pour l'air sec.

En combinant les équations (7), (8), (9) et (10), nous obtenons :

$$\frac{dV}{dt} = - V \left[\left(\frac{g}{R} + \frac{\partial T}{\partial E} \right) \frac{1}{T} \frac{dE}{dt} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial t} \right] \qquad (11)$$

Pour discuter cette équation qui représente la variation de V en un

./.

site de forage donné nous nous placerons dans deux cas simples :

A) Les variations de V sont dûes uniquement aux variations de l'altitude du site de formation. Dans ce cas, $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} = 0$ et

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{V}{T}\left(\frac{g}{R} + \frac{\partial T}{\partial E}\right)\frac{dE}{dt} \qquad (12)$$

Le gradient température - altitude varie géographiquement. Il peut aussi varier dans le temps. En intégrant l'équation (12) sur chaque intervalle où l'on peut considérer $\frac{\partial T}{\partial E}$ comme constant et égal à γ on obtient $E = f(V)$:

$$E = \frac{T_i}{\gamma}\left(\frac{V}{V_i}\right)^{-\frac{R\gamma}{R\gamma + g}} + E_i - \frac{T_i}{\gamma} \qquad (13)$$

L'utilisation de cette équation nécessite de connaître T_i, V_i et E_i en un site, i, donné. Ainsi, à partir de T_f, V_f et de l'altitude au site de forage ainsi que du gradient γ de la zone impliquée, la mesure de V fournit l'altitude du site de formation. Il faut cependant souligner que ce calcul est basé sur des hypothèses concernant γ et en particulier sur la constance du gradient température - altitude dans le temps. La variation relative de V ainsi obtenue, compte-tenu des conditions climatiques actuelles, est de l'ordre de - 10 % pour une augmentation de 1000 m de l'altitude du site de formation.

B) Les variations de V sont essentiellement le fait des variations des conditions climatiques dans le temps.

$$\frac{dV}{dt} = V\left(\frac{1}{P}\frac{\partial P}{\partial t} - \frac{1}{T}\frac{\partial T}{\partial t}\right) \quad (14)$$ ce qui est, bien sûr,

équivalent à $$\frac{dV}{dt} = k\left[\frac{d\frac{P}{T}}{dt}\right]_E \qquad (15)$$

Pour évaluer l'effet climatique sur V nous pouvons faire l'hypo-

thèse que P moyen est constant dans le temps ($\frac{dP}{dt} = 0$), (cf. chapitre III). Dans ce cas un refroidissement climatique de 10° C impliquerait une augmentation relative de V comprise entre environ 4 et 4,7 % dans une gamme de températures allant de - 20° C à - 60° C. En vue de faire une estimation plus proche de la réalité, comme nous ne disposons pas de données dans le cas d'une variation climatique générale à grande échelle, nous avons analysé les variations moyennes mensuelles actuelles de la pression atmosphérique en fonction de la température, pour différentes stations représentatives de l'Antarctique.
Elles montrent que le rapport $\frac{P}{T}$ croît de façon systématique lorsque T diminue et que la variation relative de $\frac{P}{T}$, donc de V, est comprise entre 3,3 et 4,3 % pour une variation de 10° C (Tableau 7). Nous estimons donc que V diminue, en moyenne, de 4 % pour une augmentation de la température de 10° C.

IV.2. Complémentarité des teneurs gazeuses et isotopiques de la glace polaire

IV.2.1. Représentativité de la teneur isotopique de la glace polaire

La répartition géographique de la teneur en isotopes stables (mesurée à partir des rapports D/H et ^{18}O / ^{16}O) des précipitations se déposant en régions polaires dépend de nombreux paramètres atmosphériques liés à l'origine et à l'histoire thermodynamique des masses d'air, et en particulier de la différence entre la température de condensation au site de dépôt et celle où le processus de précipitation de la masse d'air concernée a débuté (Dansgaard, 1964 ; Dansgaard et al., 1973). Cette teneur, δ , est généralement exprimée en δ ‰ et rapportée au SMOW (Standard Mean Ocean Water). Les températures de condensation impliquées ne sont généralement

./.

Tableau 7

Station	Intervalle de variation de T (°C)	Intervalle de variation de $\frac{P\ (mb)}{T\ (°k)}$	$\Delta\left(\frac{P}{T}\right)$ °C	Intervalle de variation relative de $\frac{P}{T}$ par 10°C %
Plateau	- 32 — - 71	2,571 — 2,970	0,0102	3,4 — 4,0
Vostok	- 33 — - 68	3,029 — 2,626	0,0113	3,7 — 4,3
Byrd	- 15 — - 37	3,148 — 3,395	0,0111	3,3 — 3,5
Little America	- 06 — - 31	3,710 — 4,031	0,0132	3,3 — 3,6

Source des données sur P et T :

Schwerdtfeger, 1970

sciences de la terre BIUS JUSSIEU CADIST

pas connues mais les laboratoires travaillant en glaciologie isotopique ont essayé de corréler empiriquement le δ moyen des précipitations annuelles déposées au sol avec la température moyenne annuelle du site de dépôt. Dansgaard et al (1973) pour le Groenland et Lorius (sous presse) pour l'Antarctique présentent les synthèses les plus récentes de ces résultats : pour le Groenland et les stations antarctiques situées à plus de 1000 m d'altitude on peut mettre en évidence des relations linéaires entre δ moyen et température moyenne annuelle valables pour certains secteurs ; la pente et l'ordonnée à l'origine de ces relations varient suivant les secteurs. Dans ces régions, on peut donc considérer la teneur isotopique moyenne de la glace comme un indicateur de la température du site de dépôt de la précipitation. Du fait même de sa dépendance avec la température δ va varier avec l'altitude mais on n'a pas mis en évidence de relations mathématiques entre ces deux paramètres.

Comme indiqué dans l'introduction, l'observation des variations climatiques à long terme en région polaire à partir des variations isotopiques de la glace en profondeur constitue l'un des résultats les plus spectaculaires de la glaciologie moderne. Cependant l'interprétation directe des variations de δ en terme de température est rendue incertaine pour différentes raisons (cf. par exemple Dansgaard et al., 1973). En particulier la distribution en surface a pu changer en raison de variations de la composition isotopique de l'eau de mer, du rapport des précipitations estivales et hivernales et des caractéristiques principales de la circulation atmosphérique ; d'autre part il faut corriger les teneurs isotopiques de l'effet d'origine du site de dépôt en tenant compte du fait que les caractéristiques de l'écoulement et les altitudes en surface des calottes ont pu être différentes.

./.

IV.2.2. Variations comparées des teneurs gazeuses et isotopiques en fonction de la profondeur ou du temps ; modèle théorique

En profondeur δ et V vont donc dépendre en particulier de l'altitude du site de dépôt de la précipitation ou du site de formation de la glace et des conditions climatiques. Cependant ils vont réagir différemment aux variations d'altitude et de température. Considérons, par exemple, en un site de forage deux niveaux de profondeur donnés et supposons que δ soit lié à la température par : $\delta = aT + b$. Si l'effet isotopique mesuré entre les deux niveaux correspond à 5° C, et que le gradient température - altitude du secteur impliqué n'a pas varié dans le temps et est égal à 1° C/100 m, alors la variation de δ mesurée peut s'expliquer indifféremment soit par une variation d'altitude du site de dépôt de + 500 m soit par une variation climatique de - 5° C. Par contre ces mêmes variations en altitude (+ 500 m) et en température (- 5° C) feront varier V différemment d'environ - 5 % dans le premier cas et + 2 % dans le second.

A) Modèle théorique

Nous avons vu en IV. 1. qu'en supposant, en particulier, le volume des pores à la fermeture constant dans le temps, les variations de V sont données par :

$$\frac{dV}{dt} = -V\left[\left(\frac{g}{R} + \frac{\partial T}{\partial E}\right)\frac{1}{T}\frac{dE}{dt} + \frac{1}{T}\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{1}{P}\frac{\partial P}{\partial t}\right]$$

qui peut aussi s'écrire :

$$\frac{dV}{dt} = -V\left[\frac{g}{RT}\frac{dE}{dt} - \frac{1}{P}\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{T}\frac{dT}{dt}\right] \qquad (16)$$

./.

Si nous admettons que dans l'intervalle de temps considéré, la teneur isotopique dépend essentiellement en un lieu donné des variations de la température moyenne au sol et que dans le secteur de dépôt des précipitations impliqué T et δ soient liés linéairement par :

$$T = a\,\delta + b \qquad (17)$$

on aura alors

$$\frac{dT}{dt} = a\,\frac{d\delta}{dt} \qquad (18)$$

En admettant, de plus, que l'âge et la température correspondant au dépôt de la précipitation soient identiques à ceux correspondant à la fermeture des pores, la combinaison des équations (16), (17) et (18) conduit à :

$$\frac{dV}{dt} = -V\left[\frac{g}{R(a\delta + b)}\,\frac{dE}{dt} - \frac{1}{P}\,\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{a}{(a\delta + b)}\,\frac{d\delta}{dt}\right] \qquad (19)$$

Si on suppose que la variation de la pression atmosphérique moyenne est négligeable, comme cela est suggéré dans le chapitre III, $\frac{\partial P}{\partial t} = 0$ et on obtient :

$$\boxed{\frac{dE}{dt} = -\frac{R}{g}\left[\frac{a\delta + b}{V}\,\frac{dV}{dt} + a\,\frac{d\delta}{dt}\right]} \qquad (20)$$

et à partir des équations (9), (18) et (20) :

$$\boxed{\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{R}{g}\,\frac{\partial T}{\partial E}\,\frac{a\delta + b}{V}\,\frac{dV}{dt} + a\left[1 + \frac{R}{g}\,\frac{\partial T}{\partial E}\right]\frac{d\delta}{dt}} \qquad (21)$$

./.

L'idée d'un modèle théorique a été proposée initialement par Jenssen (sous presse) ; bien que le développement présenté dans ce travail soit différent, les équations (20) et (21) sont équivalentes à celles données par cet auteur et permettent théoriquement d'obtenir d'une part les variations de l'altitude du site de formation $\left(\frac{dE}{dt}\right)$ et d'autre part les variations climatiques en température $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)$ à partir des variations de δ et V.

B) Limites du modèle

Ce modèle repose sur un certain nombre d'hypothèses dont les plus importantes sont rappelées ci-dessous :

a) le volume des pores à la fermeture est constant dans le temps ;

b) $T = a\delta + b$ et a et b sont constants dans le temps ;

c) la variation de la pression atmosphérique moyenne en fonction du temps est considérée comme négligeable ;

d) le gradient température - altitude est constant dans les intervalles de temps considérés.

Si chacun de ces paramètres sont généralement connus pour la période présente ce n'est pas le cas pour le passé ; la méthode est donc d'autant plus spéculative que la glace est agée, en particulier pour des périodes antérieures à l'Holocène. D'autre part l'utilisation rigoureuse des équations (20) et (21) implique que l'âge du dépôt de la précipitation et celui de la fermeture des pores sont identiques. En fait une telle condition n'est généralement pas remplie. Comme indiqué en III. 1., le temps requis à de la neige fraîchement tombée pour se transformer en glace varie entre la centaine et plusieurs milliers d'années. Au cours de tels intervalles de temps des différences de température entre site de dépôt de la précipitation et site de formation de la glace correspondante peuvent

./.

s'établir ; de plus l'origine de ces sites peut varier sous l'effet de l'écoulement ou d'une variation rapide des altitudes en surface. Cependant, comme nous le verrons plus bas (IV. 3. 2.) l'effet de tels déphasages sur le traitement simultané des teneurs isotopiques et gazeuses est généralement faible.

IV. 3. Implications rhéologiques et climatiques de V à partir de l'étude de différents profils

Les données actuelles sur les variations géographiques de V montrent qu'on peut utiliser la teneur en gaz comme indicateur de l'altitude du site de formation de la glace à condition de travailler sur des valeurs moyennes (cf. chapitre III). Pour les résultats présentés ci-dessous nous appliquerons donc les considérations théoriques exposées en IV. 1. et IV. 2. 2. aux variations moyennes de V avec la profondeur.

Ces variations moyennes ont été obtenues par lissage pondéré sur 3 niveaux de profondeur à partir de la formule :

$$V = \frac{P_{i-1} V_{i-1} + P_i V_i + P_{i+1} V_{i+1}}{P_{i-1} + P_i + P_{i+1}}$$

V_i étant la teneur en gaz moyenne mesurée pour le niveau i et P_i, le nombre de déterminations effectuées à ce même niveau.

IV. 3. 1. Station D 10, zone côtière de Terre Adélie

A) Site étudié

En 1973-74 le laboratoire de Glaciologie de Grenoble a effectué un forage profond de 303 m jusqu'au socle rocheux à la station D 10 en Terre Adélie. Le site de forage est proche de la base Dumont d'Urville (66° 40' S, 140° 01' E), à 5 km de la côte et à une altitude de 270 m. Il se trouve dans une zone d'accumulation et de faible percolation estivale. Le profil

./.

de température du trou (Rado, communication personnelle) indique que la glace est froide en tout point avec une température à 10 m de l'ordre de - 14° C et une température maximale à la base de - 7° C. Les variations de la teneur isotopique en fonction de la profondeur sont expliquées essentiellement par des sites d'origine de la glace différents (Lorius et Merlivat, sous presse).

B) Variations de V avec la profondeur

Nous avons mesuré la teneur en gaz sur une trentaine d'échantillons correspondant à des profondeurs comprises entre 54 et 247 m. La partie inférieure du forage étant très fracturée nous n'avons pu y analyser qu'un seul niveau à environ 289 m. Les variations de V avec la profondeur sont indiquées sur la Figure 4. Dans le cas de plusieurs déterminations correspondant à un même niveau la dispersion des valeurs autour de la moyenne décroît de 2,7 % vers 120 m de profondeur à 0,6 - 0,7 % à partir d'environ 150 m, les échantillons devenant plus représentatifs avec la profondeur (cf. IV. 3. 2.). Une valeur extrême a été arbitrairement éliminée (V = 0,142 $cm^3 g^{-1}$ vers 125 m de profondeur). Les variations moyennes de V, en fonction de la profondeur, tracées sur la Figure 4 à partir des moyennes glissantes sur 3 niveaux de profondeur, présentent les caractéristiques générales suivantes :

- V croît entre 55 m et environ 100 m, cet effet étant particulièrement marqué jusque vers 70 m,
- V décroît de plus de 20 % de façon plus ou moins régulière entre 100 et environ 215 m, la décroissance étant très prononcée à partir d'environ 195 m,
- V croît à nouveau de quelques % entre 215 et 245 m.

./.

sciences de la BIUS JUSSIEU CADIST

Légende de la Figure 4

STATION D 10 - Variations des teneurs en gaz et en deuterium en fonction de la profondeur.

On a porté pour V à la fois les valeurs moyennes pour chaque niveau analysé et la variation lissée sur 3 niveaux et pour δ D la variation des valeurs moyennées sur 5 m.

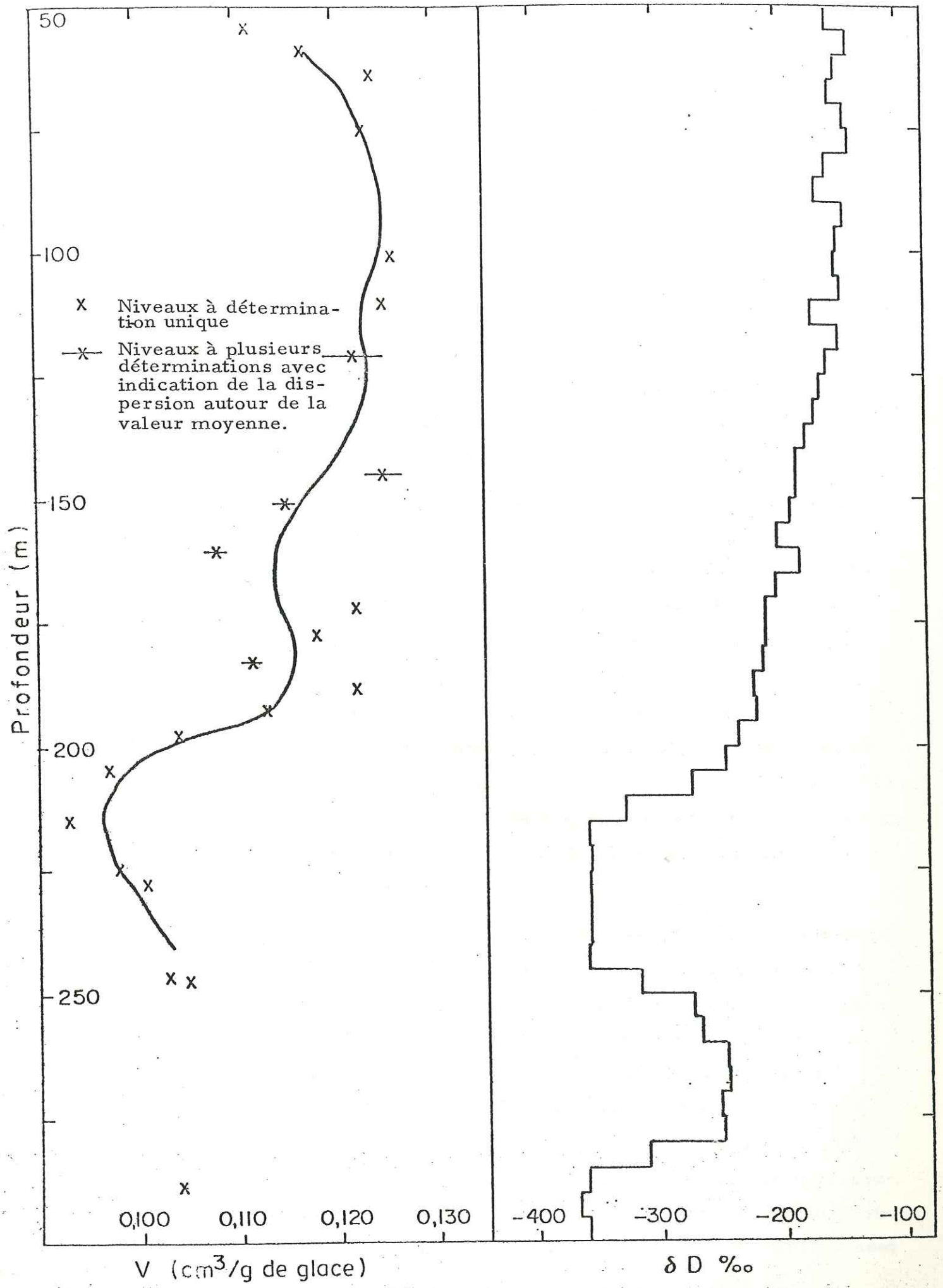
50
100
150
200
250
Profondeur (m)
Niveaux à détermination unique
Niveaux à plusieurs déterminations avec indication de la dispersion autour de la valeur moyenne.
0,100
0,110
0,120
0,130
V (cm3/g de glace)
-400
-300
-200
-100
δ D ‰

Figure 4

En supposant que l'échelle de profondeur représente une échelle continue dans le temps et que la composante climatique ait un effet négligeable sur les variations de V, ces dernières peuvent être interprétées de la façon suivante :

- L'augmentation de la teneur en gaz entre 55 et environ 100 m est très vraisemblablement liée à la proximité de la transition névé - glace, ce qui est en accord avec le fait que l'effet est plus marqué dans la partie supérieure, et reflète une fermeture des pores fragile ou incomplète (en particulier, la méthode d'extraction nécessite de faire le vide préalablement sur l'échantillon).

- La décroissance de V entre 100 et 215 m peut s'expliquer par une variation de l'altitude du site de formation de la glace. En supposant V_f constant et des gradients $\frac{\partial T}{\partial E}$ de - 0,01° C m^{-1} jusqu'à une altitude de 2300 m et de - 0,02° C m^{-1} au-delà de 2300 m qui sont globalement en accord avec le profil température - altitude mesuré le long de la ligne d'écoulement présumé (voir Fig. 5 et Lorius et Merlivat, sous presse), la différence entre les altitudes des sites de formation de la glace trouvée respectivement à 215 m et 110 m de profondeur et calculée d'après les variations de V à partir de l'équation (12) est de l'ordre de + 3000 m (Raynaud et Lorius, sous presse).

- De la même façon on peut rendre compte de la décroissance de V entre 215 et 245 m par une diminution de l'altitude du site de formation de la glace avec la profondeur. L'origine supposée lointaine de cette glace rend difficile le choix du gradient $\frac{\partial T}{\partial E}$ à utiliser qui varie typiquement dans les régions centrales de l'Antarctique oriental entre 0,005° C m^{-1} et 0,02° C m^{-1} (Budd et al, 1971). Cependant l'effet d'altitude correspondant à ces deux gradients serait respectivement de l'ordre de - 500 m et - 1100 m. Une telle diminution de l'altitude du site de formation semble difficilement explicable.

sciences de la terre BIUS JUSSIEU CADIST

./.

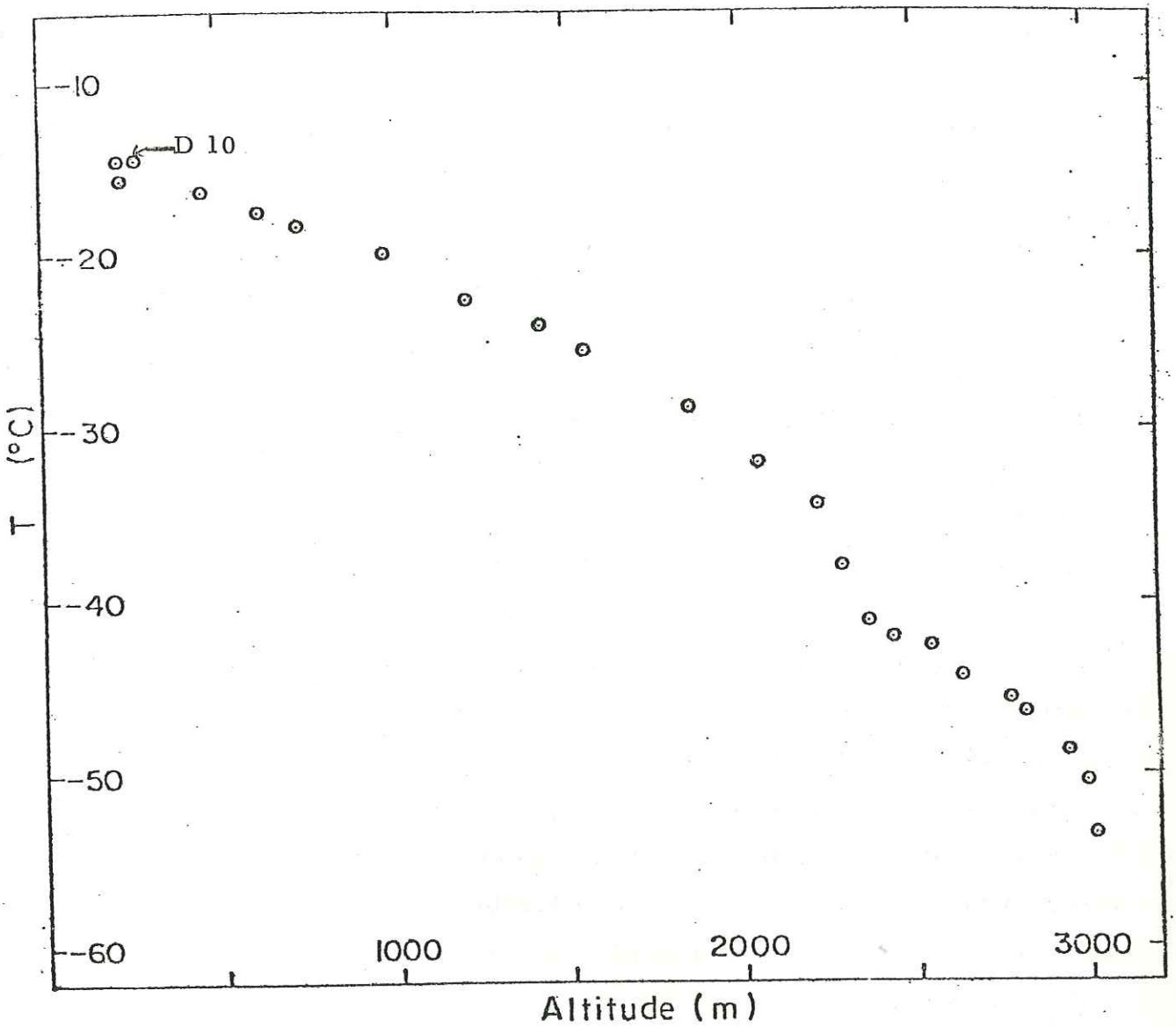

Figure 5

Température du névé à 10 m de profondeur en fonction de l'altitude en surface le long de la ligne d'écoulement présumée passant par la station D 10.

C) Variations comparées de V et δ avec la profondeur

L'interprétation du profil isotopique (Fig. 4) en terme d'origine de la glace déduite de la variation actuelle de δ en surface, c'est-à-dire sans tenir compte d'une éventuelle variation climatique, a été donnée par Lorius et Merlivat (sous presse). Elle indique jusqu'à 215 m de profondeur des sites d'origine dont la distance en amont du lieu de forage croît avec la profondeur de :

- 0 à 30 km pour des profondeurs comprises entre 0 et 110 m,
- 30 à environ 700-750 km entre 110 et 215 m de profondeur.

Entre 215 et 245 m la teneur isotopique est constante et correspond, suivant le même modèle, à une origine située à 700-750 km du lieu de forage.
En tenant compte du profil actuel des altitudes en surface le long de la ligne d'écoulement présumée, la différence d'altitude entre les sites de dépôt de la précipitation correspondant à 110 et 215-245 m de profondeur serait de l'ordre de 2100 m. Les valeurs de δ relativement constantes mesurées entre 215 et 245 m sont difficilement explicables. Lorius et Merlivat (sous presse) ont proposé de façon spéculative les idées suivantes : influence d'un écoulement complexe, variation de la teneur isotopique dans le temps, constance de la teneur isotopique dans de vastes zones des régions centrales.
La caractéristique essentielle des variations de V et δ jusque vers 245 m de profondeur qui est constituée par une décroissance globale de ces teneurs entre environ 100 et 215 m s'explique donc par des origines des sites de dépôt de la précipitation ou de formation de la glace différentes. Outre les incertitudes liées aux mesures expérimentales (essentiellement mesure de l'altitude par nivellement barométrique et mesure

./.

de la teneur en gaz) et aux hypothèses faites essentiellement sur $\frac{\partial T}{\partial E}$, V_f et $\delta = aT + b$, deux facteurs peuvent rendre compte au moins partiellement de l'écart entre les effets d'altitude déduits (de l'ordre de 3000 m pour V et de 2100 m pour δ) :

a) La différence entre les sites de dépôt de la précipitation et de formation de la glace. En particulier dans la région côtière les vitesses d'évoulement de la glace et la pente en surface étant relativement importantes, on peut s'attendre à des altitudes des sites de formation de la glace sensiblement inférieures à celles des sites de dépôt de la neige correspondante pour la partie supérieure du forage. La différence d'altitude obtenue à partir des valeurs V doit donc être plus prononcée que celle obtenue à partir des variations de δ.

b) L'existence d'un évènement climatique au cours de l'échelle de temps impliqué. En particulier, compte-tenu des distances importantes que la glace de la partie inférieure du forage a pu parcourir, celle-ci s'est peut-être formée au cours de la dernière glaciation.

Pour séparer une éventuelle composante climatique de l'effet d'altitude nous avons appliqué les équations (20) et (21) aux variations moyennes de V et δ entre 110 et 245 m de profondeur. Les calculs ont été effectués à partir de la relation $\delta D‰ = 6,04\ T\ (°C) - 51$ déduite des variations actuelles de la teneur isotopique en surface en fonction de la température moyenne le long de la ligne d'écoulement présumée et valable entre - 20 et - 50° C (Lorius et Merlivat, sous presse). En moyenne, l'altitude du site de formation par rapport au niveau 110 m, ΔE, ainsi obtenue en fonction de la profondeur (Fig. 6) augmente entre 110 et environ 220 m pour atteindre à cette profondeur une différence ΔE de l'ordre de 2550 m, la varia-

./.

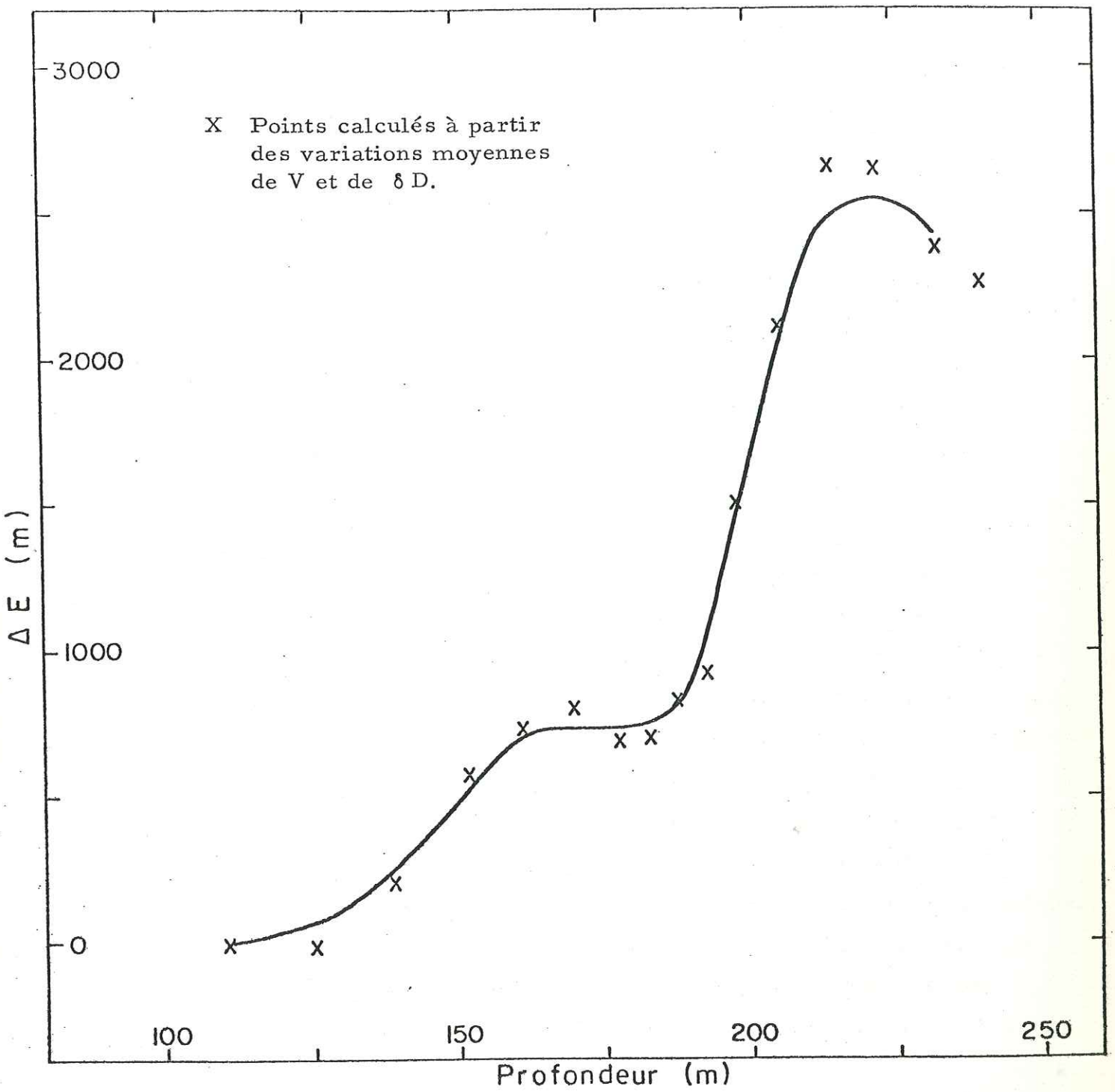

Figure 6

STATION D 10 - Variation lissée de l'altitude du site de formation de la glace par rapport au niveau 110 m, obtenue par le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques, en fonction de la profondeur.

Sciences de la BIUS JUSSIEU CADIST

tion étant particulièrement prononcée sur les 30 derniers mètres. Entre 215 et 240 m de profondeur, les points de mesure non inclus dans la courbe lissée suggèrent pour ΔE une décroissance de l'ordre de 300 m (Fig. 6).

La composante climatique ΔT par rapport à la "température isotopique" du niveau 110 m a été calculée à partir de l'équation (21) pour un gradient $\frac{\partial T}{\partial E}$ égal à - 0,01° C m^{-1} jusqu'à 205 m de profondeur et à - 0,02° C m^{-1} au-delà de ce niveau, en accord avec le profil température - altitude mesuré le long de la ligne d'écoulement présumé et la relation empirique δ - température actuels. Les variations de ΔT en fonction de la profondeur (Fig. 7) montrent que, compte-tenu des incertitudes liées à la méthode (cf. IV.2.2.), la composante climatique de la température n'a pas varié sensiblement jusque vers 195 m ; par contre un "accident climatique" apparaît clairement entre 200 - 205 et 240 m.

Le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques confirme donc l'importante variation de l'altitude des sites d'origine de la glace, la différence d'altitude ainsi obtenue pour l'intervalle de profondeur 110-215 m (ΔE = 2500 m) étant intermédiaire entre celle suggérée par l'analyse des variations de V et celle déduite des variations isotopiques ;

la diminution de l'altitude du site de formation déduite des seules variations de V dans la partie inférieure du profil et qui semblait difficilement explicable est notablement réduite. Il indique, en outre, un évènement climatique marqué entre environ 200 - 205 et 240 m. L'ordre de grandeur de cet accident climatique (Fig. 7) et une chronologie établie à partir d'un modèle d'écoulement de la glace (Budd, Jenssen et Young, communication personnelle) suggèrent qu'il pourrait correspondre à la transition Würm - Holocène. Il permettrait d'expliquer les valeurs de δ relativement constantes observées entre 215 et 245 m (Lorius et Merlivat, sous presse) mais une interprétation quantitative est particulièrement spéculative pour les

./.

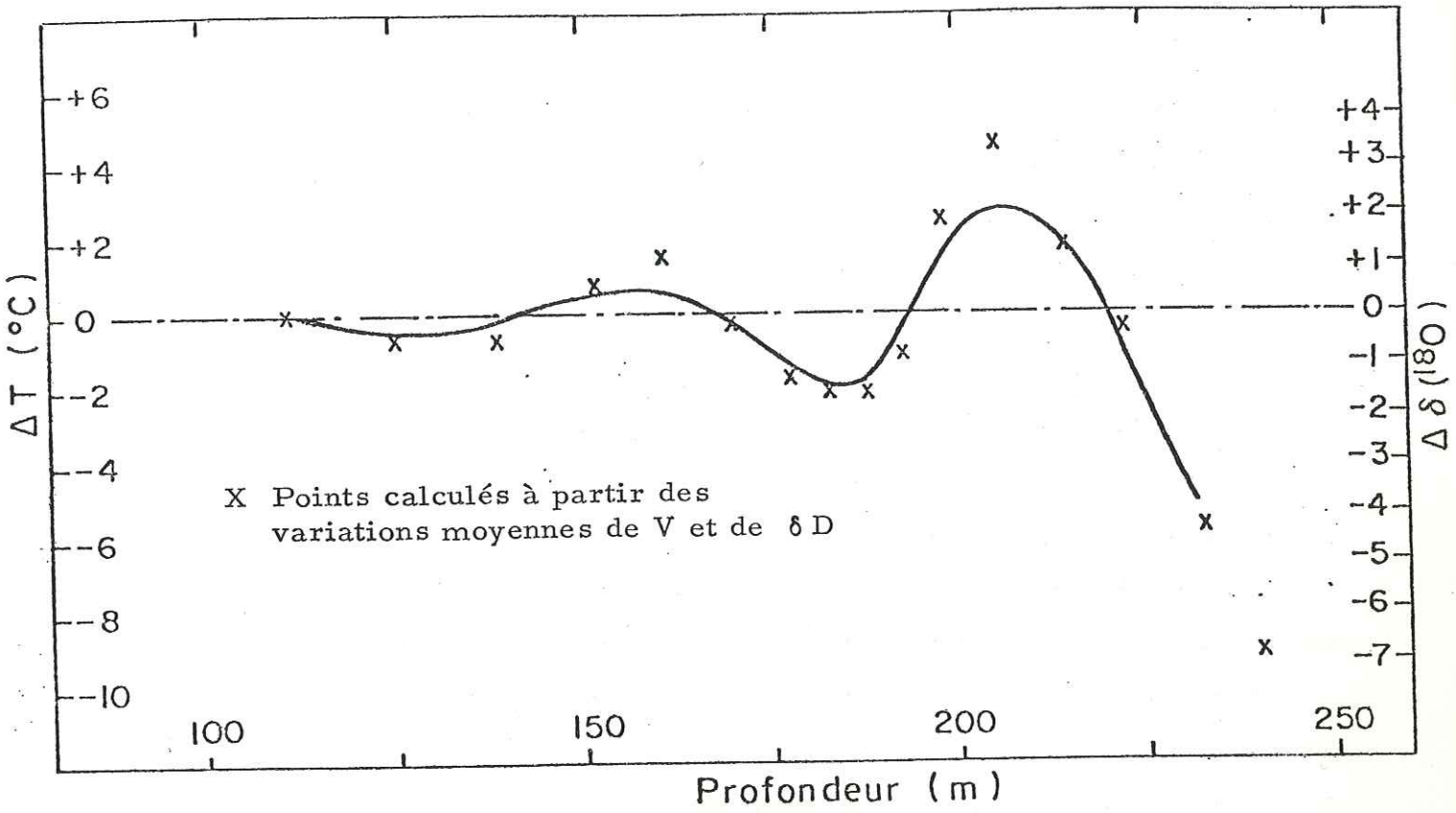

Figure 7

STATION D 10 - Variation lissée de la composante climatique par rapport au niveau 110 m, obtenue par le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques, en fonction de la profondeur.

La composante climatique est donnée en °C, échelle de gauche, par le calcul - L'échelle de droite a été obtenue à partir d'un gradient isotope-température égal à 0,75 ‰ °C^{-1}.

raisons énoncées en IV.2.2. ; en particulier on ne dispose pas d'une chronologie, même approchée, permettant d'évaluer l'effet de déphasage entre dépôt de la précipitation et fermeture des pores.

D) Discussion

Si l'importante variation climatique ainsi mise en évidence correspond bien à la transition Würm - Holocène, il semble raisonnable, d'après les conclusions énoncées au Chapitre V, de lui associer une variation isotopique de l'ordre de 5 $\delta^{18}O$ ‰ qui est celle obtenue à partir du profil isotopique du forage profond de Vostok (dans les régions centrales de l'Antarctique oriental, Figure 2) pour le changement climatique entre la dernière glaciation et l'Holocène (Barkov et al., 1974). En supposant que le palier isotopique trouvé entre 215 et 245 m de profondeur à D 10 corresponde à de la neige déposée durant la dernière glaciation et que l'effet isotopique associé à la variation climatique soit du même ordre de grandeur qu'à Vostok, la différence d'altitude entre les sites de dépôt de la précipitation pour la glace trouvée respectivement à 215 et 110 m de profondeur serait de l'ordre de 1800 m (valeur déduite à partir du profil actuel des altitudes en surface le long de la ligne d'écoulement présumée). Le ΔE ainsi obtenu est inférieur d'environ 600 m à l'effet d'altitude obtenu à partir des variations de δ et de celles de V. Cet écart peut s'expliquer, par la différence entre les sites de dépôt de la neige et ceux de la formation de la glace correspondante pour la partie supérieure du forage.
En effet, à partir des estimations suivantes :

1) l'altitude du site de dépôt correspondant à la glace trouvée à 110 m de profondeur est de l'ordre de 900 à 1000 m d'après la teneur isotopique de cette glace ;

./.

2) l'âge correspondant à la transition névé - glace serait d'environ 250 ans, compte-tenu d'une estimation chronologique locale (Lorius, communication personnelle) ;

3) les vitesses moyennes d'équilibre dans la région de D 10 sont de l'ordre de 100 à 150 m/an ;

la différence d'altitude entre site de dépôt et site de formation correspondant à la glace trouvée à 110 m de profondeur et calculée en tenant compte de la variation d'altitude en fonction de la distance à la côte serait d'environ 500 m.

En conclusion, les effets d'altitude déduits d'une part du traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques et d'autre part des variations isotopiques, corrigées d'un effet climatique de l'ordre de 5 $\delta\ ^{18}O$ ‰ en dessous de 215 m de profondeur, sont pratiquement identiques. Ce résultat fournit donc une preuve empirique de la représentativité de V comme indicateur du site de formation de la glace pour des altitudes comprises entre environ 500 et 3000 au-dessus du niveau de la mer et des températures entre environ - 16 et - 50° C (ces paramètres correspondant approximativement aux niveaux 110 et 215 m).

./.

IV. 3. 2. Camp Century

L'étude détaillée de la teneur isotopique de la glace provenant du forage profond de 1387 m à Camp Century a permis l'observation des variations climatiques jusqu'au-delà des 100.000 dernières années, semblant en particulier révéler tous les évènements connus par d'autres méthodes indépendantes au cours de l'Holocène et du Würm/Wisconsin (Dansgaard et al., 1969 ; Dansgaard et al., 1971). Les auteurs de ce travail fondamental ont donné un certain nombre de raisons pour lesquelles ils n'ont pas essayé de traduire en terme de températures les variations isotopiques observées : en particulier le refroidissement général par rapport au climat actuel suggéré par les teneurs isotopiques extrêmement faibles de la glace du Würm pourrait ne pas être aussi marqué si les altitudes de dépôt des précipitations correspondant à la glace de la dernière glaciation avaient été sensiblement plus importantes que celle du site actuel de Camp Century. L'utilisation de la teneur en gaz de la glace comme indicateur de l'altitude du site de formation peut donc apporter une information précieuse à ce sujet.

A) Variations de V avec la profondeur ; implications climatiques et isotopiques

Nous disposons d'une quarantaine de mesures représentatives de 24 niveaux de profondeur compris entre 100 et 1322 m. Une valeur extrême à 200,9 m de profondeur a été arbitrairement éliminée. Dans le cas de plusieurs déterminations correspondant à un même niveau ($\pm$ 10 cm) la dispersion des mesures varie de $\pm$ 0,5 % à $\pm$ 4 %. Les variations lissées de la teneur en gaz en fonction de la profondeur obtenues par le calcul de la moyenne mobile sur 3 niveaux sont portées sur la Figure 8. Elles présentent les caractéristiques suivantes :

./.

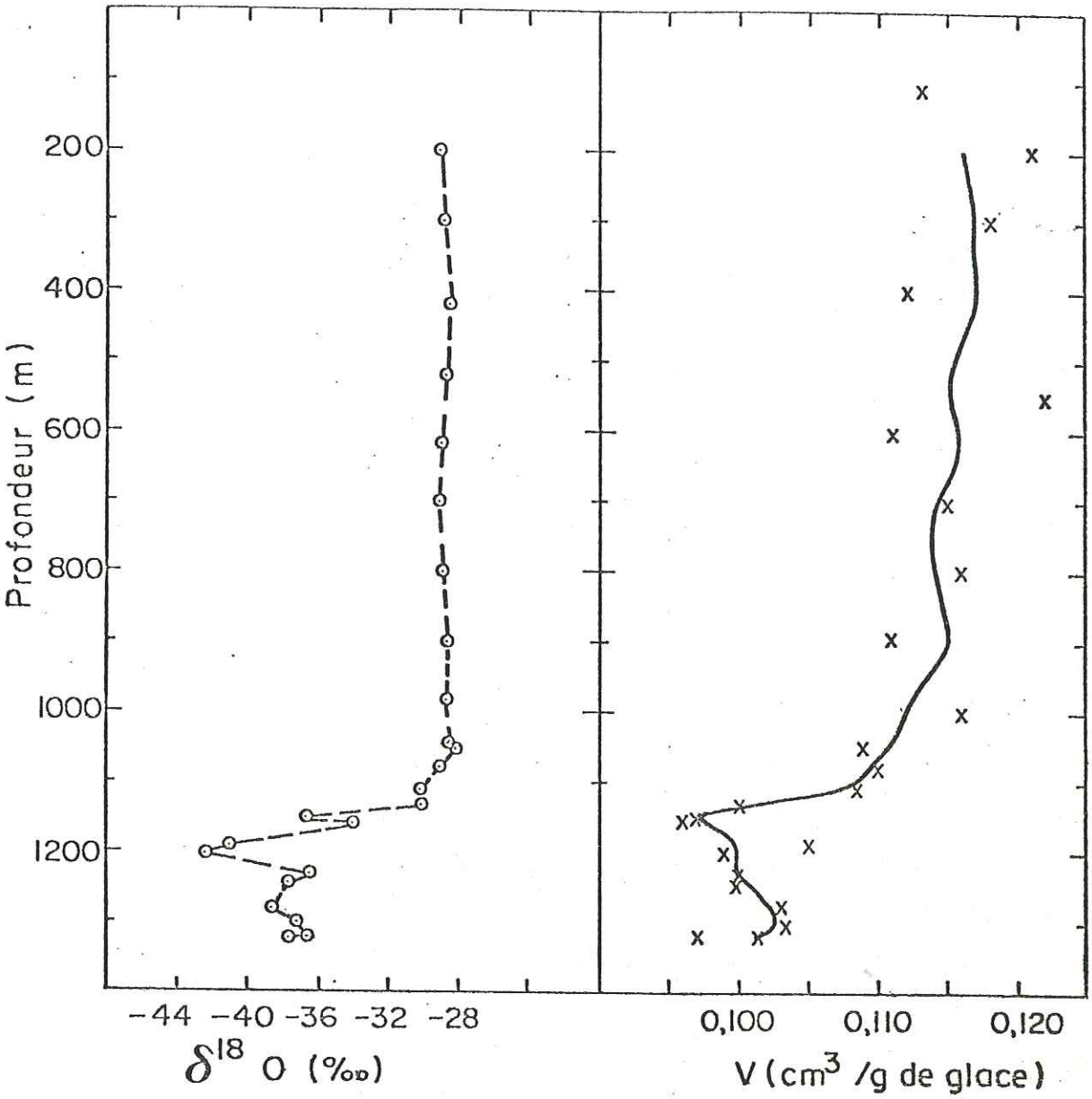

Figure 8

STATION CAMP CENTURY - Variations des teneurs isotopiques et gazeuses en fonction de la profondeur.

Pour V nous avons porté à la fois les valeurs moyennes pour chaque niveau de profondeur analysé et la variation lissée sur 3 niveaux. La variation en $\delta\ ^{18}O$ a été tracée à partir des valeurs utilisées pour le calcul de ΔE et de ΔT (cf. texte p. 62).

- V est sensiblement constant entre 200 et 900 m de profondeur,
- V décroît entre 900 et 1150 m, cet effet étant particulièrement prononcé à partir d'environ 1100 m,
- V croît, de façon irrégulière, de quelques % entre 1150 et 1315 m.

La discontinuité correspondant à environ 1100 m de profondeur, qui constitue la particularité essentielle de la variation de V en fonction de la profondeur, correspond à la transition Würm-Holocène comme l'indique le profil isotopique (Fig. 8). Alors que des températures globalement plus froides au cours du Würm auraient eu tendance à augmenter la teneur en gaz de la glace, l'appauvrissement moyen en gaz de la glace du Würm par rapport à celle de l'Holocène, de l'ordre de 12 %, a été interprété par des altitudes des sites de formation de la glace au cours de la dernière glaciation nettement plus élevées que celle actuelle de la station Camp Century (Raynaud et Lorius, 1973 ; sous presse) ; ainsi, la différence d'altitude calculée à partir d'un volume des pores à la fermeture constant et d'un gradient température - altitude probable actuel de - 0,009° C m^{-1} pour le nord du Groenland (Mock et Weeks, 1965) est de l'ordre de 1200 m. Toute diminution générale de la température liée à la dernière glaciation aurait pour conséquence d'augmenter cette différence. A partir du gradient empirique actuel δ - température nous avons suggéré que cet effet d'altitude pourrait expliquer plus de la moitié de la variation isotopique observée entre la fin du Würm et l'Holocène (Raynaud et Lorius, 1974 ; sous presse).

Afin de préciser l'interprétation des variations moyennes de V et leurs implications isotopiques nous avons calculé, en fonction de la profondeur et par rapport au niveau 200 m, les variations de l'altitude du site de formation, ΔE, et de la composante climatique, ΔT, à partir des équations (20) et (21). Les

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

./.

teneurs isotopiques mesurées en deutérium sur les échantillons destinés à la détermination de V et converties en O^{18} à partir de la relation :

$$\delta D \% = 8,0\ \delta O^{18} \% + 10\ \% \text{ (Craig, 1961 ; Dansgaard, 1964)}$$

ont été comparées aux variations moyennes de la teneur isotopique en ^{18}O en fonction de la profondeur obtenues par le Laboratoire de Géophysique Isotopique de Copenhague (Dansgaard et Johnsen, communication personnelle). Jusque vers 1050 m de profondeur nos valeurs sont sensiblement dispersées par rapport aux variations moyennes, ce qui s'explique par la mauvaise représentativité temporelle de nos échantillons dans la partie supérieure du forage, liée à leur faible taille : en effet jusque vers cette profondeur chaque échantillon représente généralement moins d'une année de précipitation. Au-delà de 1050 m, la représentativité temporelle de la glace analysée varie entre environ une et quelques dizaines d'années et nos mesures sont en bon accord avec les variations moyennes de δ. Nous avons donc tenu compte, dans le calcul de ΔE et de ΔT, des valeurs lissées de V et des teneurs isotopiques suivantes :

- entre 200 et 1050 m de profondeur, teneurs isotopiques obtenues à partir des variations moyennes de δ en fonction de la profondeur (cf. Fig. 8) ;
- entre 1050 et 1300 m de profondeur, teneurs isotopiques mesurées sur les "échantillons gaz" (cf. Fig. 8) ; en effet dans cette zone les variations de δ en fonction de la profondeur sont très rapides et de grande amplitude, ce qui rend imprécise l'identification de la teneur isotopique correspondant à un niveau donné à partir du profil.

La transformation teneur isotopique - température a été effectuée à partir du gradient empirique actuel pour les régions non côtières du Groenland de 0,62 ‰ en $\delta\ ^{18}O$ par °C (Dansgaard et al., 1973).

./.

a) Variations de ΔE avec la profondeur

Les variations de ΔE ainsi obtenues en fonction de la profondeur (Fig. 9) présentent les caractéristiques suivantes :

- ΔE ne varie pas sensiblement (variations de l'ordre de la centaine de mètres) entre 200 et environ 900 m de profondeur ;
- ΔE croît en moyenne d'environ 1500 m entre 900 et approximativement 1200 m de profondeur, cette croissance étant très prononcée dans l'intervalle de profondeur 1075-1150 m ;
- ΔE décroît en moyenne de quelques centaines de mètres au-delà du niveau 1200 m.

Ces résultats précisent donc l'importante différence entre les altitudes moyennes des sites de formation de la glace du Würm et de l'Holocène. En outre, ils suggèrent :

- des altitudes maximales des sites de formation à la fin du Würm, il y a environ 15.000 ans d'après la chronologie proposée par Dansgaard et al (1971) qui sera adoptée pour les âges de Camp Century mentionnés ci-après ;
- une diminution sensible et continue des altitudes des sites de formation durant la première partie de l'Holocène jusqu'à il y a environ 5.000 ans.

L'essentiel de la discontinuité isotopique correspondant à la fin de la dernière glaciation s'est produit durant un laps de temps relativement court : variations de 8 ‰ ($\delta\ ^{18}O$) en 1.000 ans et d'environ 10 ‰ en 2.000 ans (Dansgaard et al., 1971). Les teneurs isotopiques de l'ordre de - 40 ‰ mesurées à la fin du Würm pourraient correspondre, à partir de la relation empirique actuelle température - δ, à des températures de l'ordre de - 40° C. D'après Gow (1974), le temps requis entre le moment du dépôt de la précipitation et celui de la transformation

./.

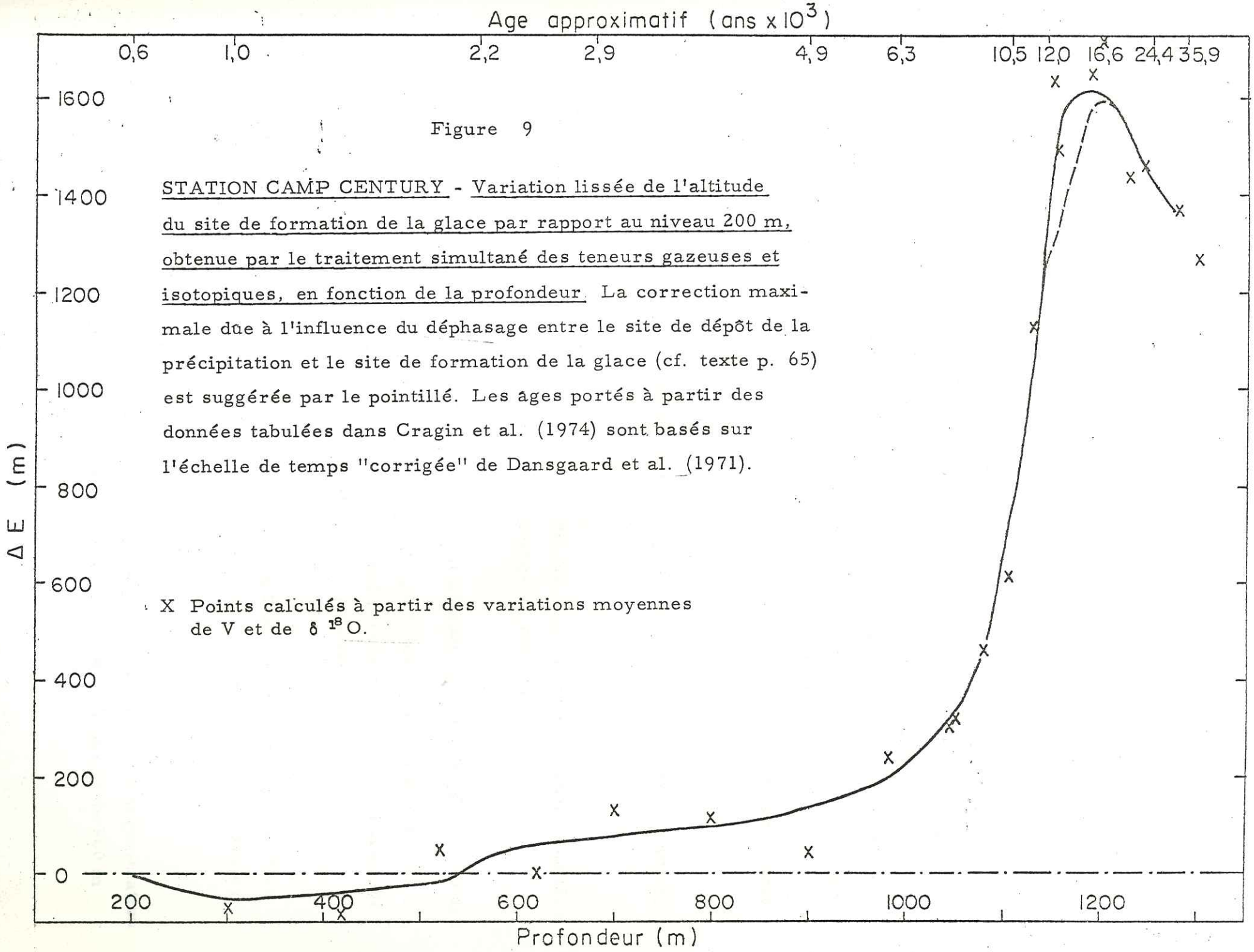

Figure 9

STATION CAMP CENTURY - Variation lissée de l'altitude du site de formation de la glace par rapport au niveau 200 m, obtenue par le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques, en fonction de la profondeur. La correction maximale due à l'influence du déphasage entre le site de dépôt de la précipitation et le site de formation de la glace (cf. texte p. 65) est suggérée par le pointillé. Les âges portés à partir des données tabulées dans Cragin et al. (1974) sont basés sur l'échelle de temps "corrigée" de Dansgaard et al. (1971).

Figures 10 a et 10 b

STATION CAMP CENTURY - Variation lissée de la composante climatique par rapport au niveau 200 m en fonction de la profondeur, obtenue par le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques pour des gradients température-altitude, γ, de - 0,0065 °C m^{-1} (Figure 10a) et de - 0,009 °C m^{-1} (Figure 10b).

La conversion entre les échelles de droite et de gauche correspond au gradient isotope-température égal à 0,62 ‰ $°C^{-1}$.

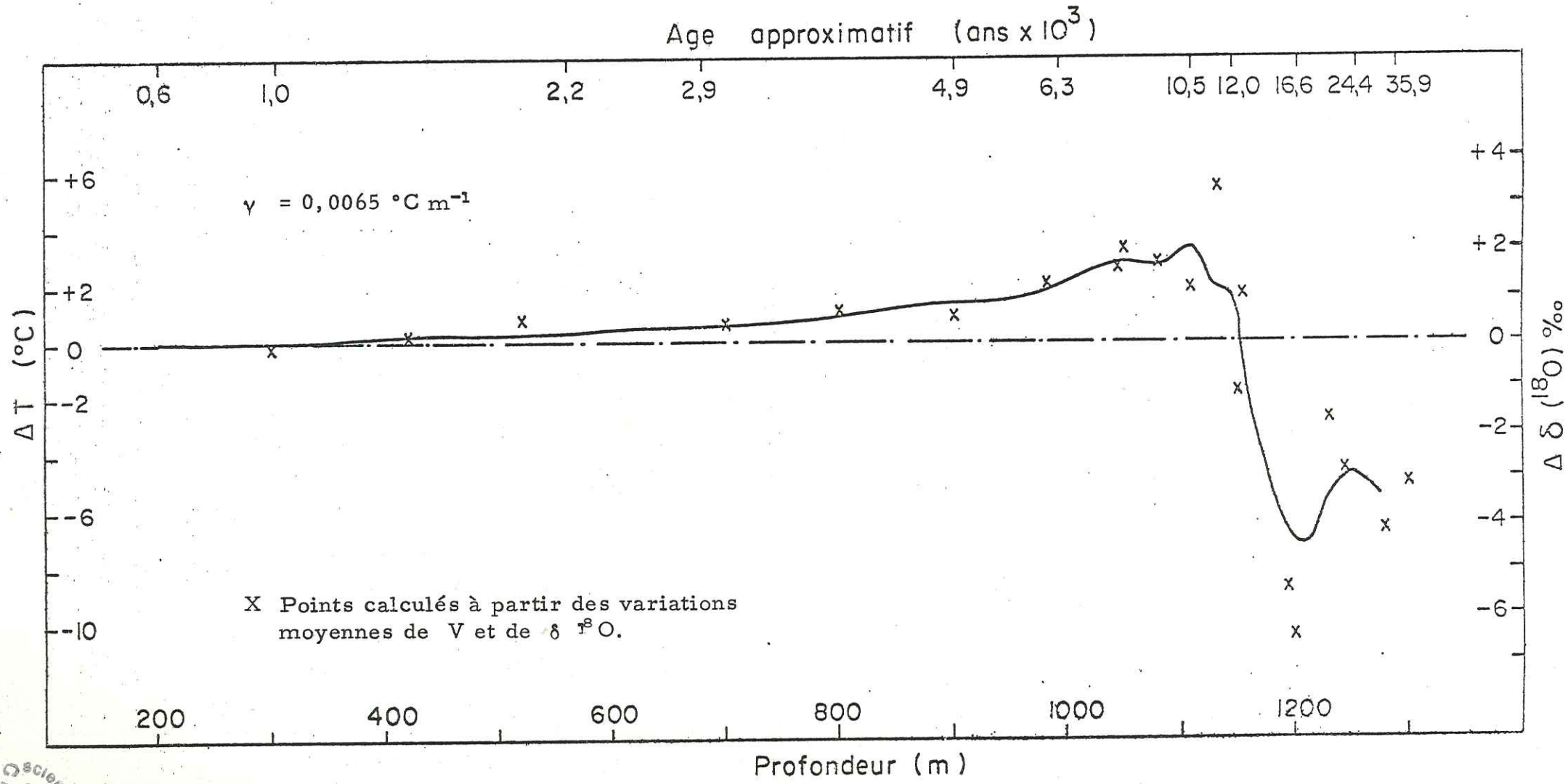

Figure 10 a

Sciences de la Terre Bibliothèque Jussieu

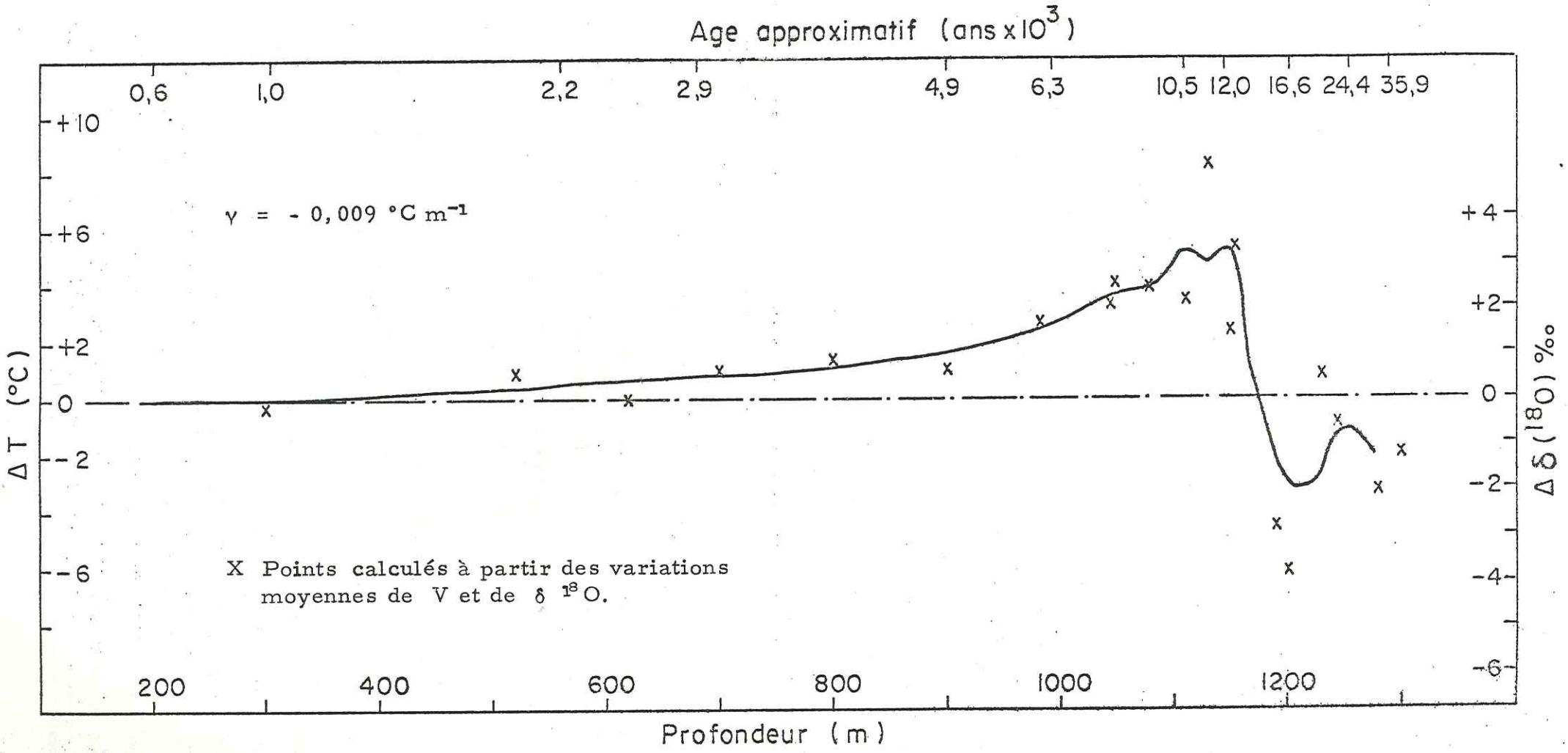
Age approximatif (ans x 10³)
0,6
1,0
2,2
2,9
4,9
6,3
10,5
12,0
16,6
24,4
35,9
γ = - 0,009 °C m⁻¹
ΔT (°C)
+10
+6
+2
0
-2
-6
Δδ(¹⁸O) ‰
+4
+2
0
-2
-4
-6
X Points calculés à partir des variations moyennes de V et de δ ¹⁸O.
200
400
600
800
1000
1200
Profondeur (m)

Figure 10 b

- ΔT décroît de façon extrêmement marquée entre environ 1150 et 1200 m ;
- ΔT semble augmenter de façon irrégulière au-delà de 1200 m.

Ces variations conduisent à partir du gradient empirique actuel δ - température (0,62 ‰ δ (^{18}O) °C^{-1}) aux composantes climatiques des variations isotopiques moyennes portées dans le tableau 8 :

composante climatique de l'effet isotopique moyen entre :	$\frac{\partial T}{\partial E}$ = - 0,0065°C m^{-1}	$\frac{\partial T}{\partial E}$ = - 0,009°C m^{-1}
fin du Würm - début de l'Holocène	de l'ordre de 6 ‰	de l'ordre de 5 ‰
fin du Würm - niveau 200 m	de l'ordre de 4,5 ‰	de l'ordre de 2 ‰
moyenne du Würm - niveau 200 m	3,5 à 4 ‰	1 à 1,5 ‰

Tableau 8 - Composantes climatiques des effets isotopiques moyens (δ ^{18}O) entre différentes périodes caractéristiques pour des gradients température - altitude de - 0,0065 et - 0,009° C m^{-1}.

Le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques montre donc que :

1) Les variations de ΔT avec la profondeur obtenues pour chacun des 2 gradients température - altitude évoluent généralement en parallèle et sont, en valeur absolue, en bon accord jusque vers 1000 m ; au-delà de cette profondeur une valeur plus faible de $\frac{\partial T}{\partial E}$ conduit à un climat passé plus chaud et le choix du gradient adiabatique humide (0,0065° C m^{-1}) permet d'obtenir des résultats

./.

plus conformes à l'histoire climatique telle qu'elle est généralement décrite ;

2) La composante climatique qui apparaît au-delà de 900 m sur les figures 10 a et 10 b et qui correspond au début de l'Holocène est nettement positive par rapport au niveau 200 m, ce qui suggère que les effets isotopiques liés aux séquences "chaudes" du début de l'Holocène et en particulier à l'optimum climatique post-glaciaire puissent être plus prononcés que tels qu'ils sont révélés par le profil isotopique brut (Dansgaard et al., 1971).

En outre il confirme que l'importante variation en δ observée vers 1150 m de profondeur (Dansgaard et Johnsen, communication personnelle) est liée à la transition climatique Würm - Holocène et que l'effet d'altitude peut rendre compte d'environ la moitié ou plus de l'effet isotopique enregistré entre la fin de la dernière glaciation et l'Holocène puisque ce dernier est de l'ordre de 11 ‰ (Dansgaard et al., 1971). D'après le tableau 8, la composante climatique de l'effet isotopique moyen correspondant à la transition Würm - Holocène serait de 5 à 6 ‰ ; on peut à ce sujet noter que les teneurs isotopiques les plus basses observées en zone d'ablation occidentale au Groenland sont de 4 à 5 ‰ inférieures aux δ des précipitations qui se déposent actuellement dans les régions centrales les plus froides de la calotte (cf. annexe 3).
Il faut aussi signaler que, comme pour ΔE, l'effet d'un déphasage de 1.000 ans à la fin du Würm entre site de dépôt et site de formation ne modifie pas sensiblement les caractéristiques générales des variations de ΔT.

B) <u>Variations des épaisseurs de glace dans la région de Camp Century</u>

Les ΔE obtenus à partir des teneurs gazeuses et isotopiques sont représentatifs de la différence d'altitude entre les sites de formation de la glace trouvée en profondeur et au niveau 200 m. Compte-tenu des altitudes actuelles dans la région de Camp Century et de la composante horizontale de la vitesse de la glace en surface à la station qui est de l'ordre de

./.

5 à 10 m a^{-1} (Budd et Young, sous presse), la glace du niveau 200 m qui provient de précipitations déposées il y a environ 600 ans est d'origine locale et s'est formée pratiquement à la même altitude que celle qui se forme actuellement à Camp Century. Les valeurs de ΔE obtenues précédemment ne sont donc pas modifiées si on prend comme référence l'altitude actuelle de formation de la glace à Camp Century et indiquent donc que la glace du Wisconsin s'est formée en des sites dont l'altitude était supérieure d'environ 1500 m à celle du site de forage aujourd'hui. On ne trouve pas, présentement d'altitudes aussi élevées (de l'ordre de 3300 m) au Groenland. D'autre part, compte-tenu de la composante horizontale de la vitesse de la glace au site du forage et puisque la vitesse moyenne de la glace en amont est certainement plus faible (voir par exemple la carte des vitesses d'équilibre calculées pour le Groenland par Budd et Young, sous presse), la glace formée durant la dernière partie du Würm et se trouvant actuellement en profondeur à Camp Century ne pourrait avoir une origine distante de plus de 200 km de cette station. Or en suivant la ligne d'écoulement passant par Camp Century conformément aux caractéristiques générales de l'écoulement de la calotte (Figure 11), l'altitude correspondant à cette distance est inférieure à 2500 m. Ainsi, à partir des données actuelles concernant les vitesses de la glace, les lignes d'écoulement et les altitudes en surface on ne peut rendre compte des altitudes des sites de formation de la glace de la fin du Würm obtenues à partir du traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques. Nos résultats suggèrent donc que les épaisseurs de glace dans la région nord-ouest du Groenland étaient nettement plus importantes au cours du Würm qu'elles ne le sont aujourd'hui.

Cette idée a été discutée dans le cadre du "Cambridge Workshop on Temperature and Isotopic Profiles in Polar Ice Sheets" (atelier tenu au Scott Polar Research Institute de Cambridge en Angleterre entre janvier et mars 1973 et organisé par G. de Q. Robin) au cours duquel a été envisagée la présence,

./.

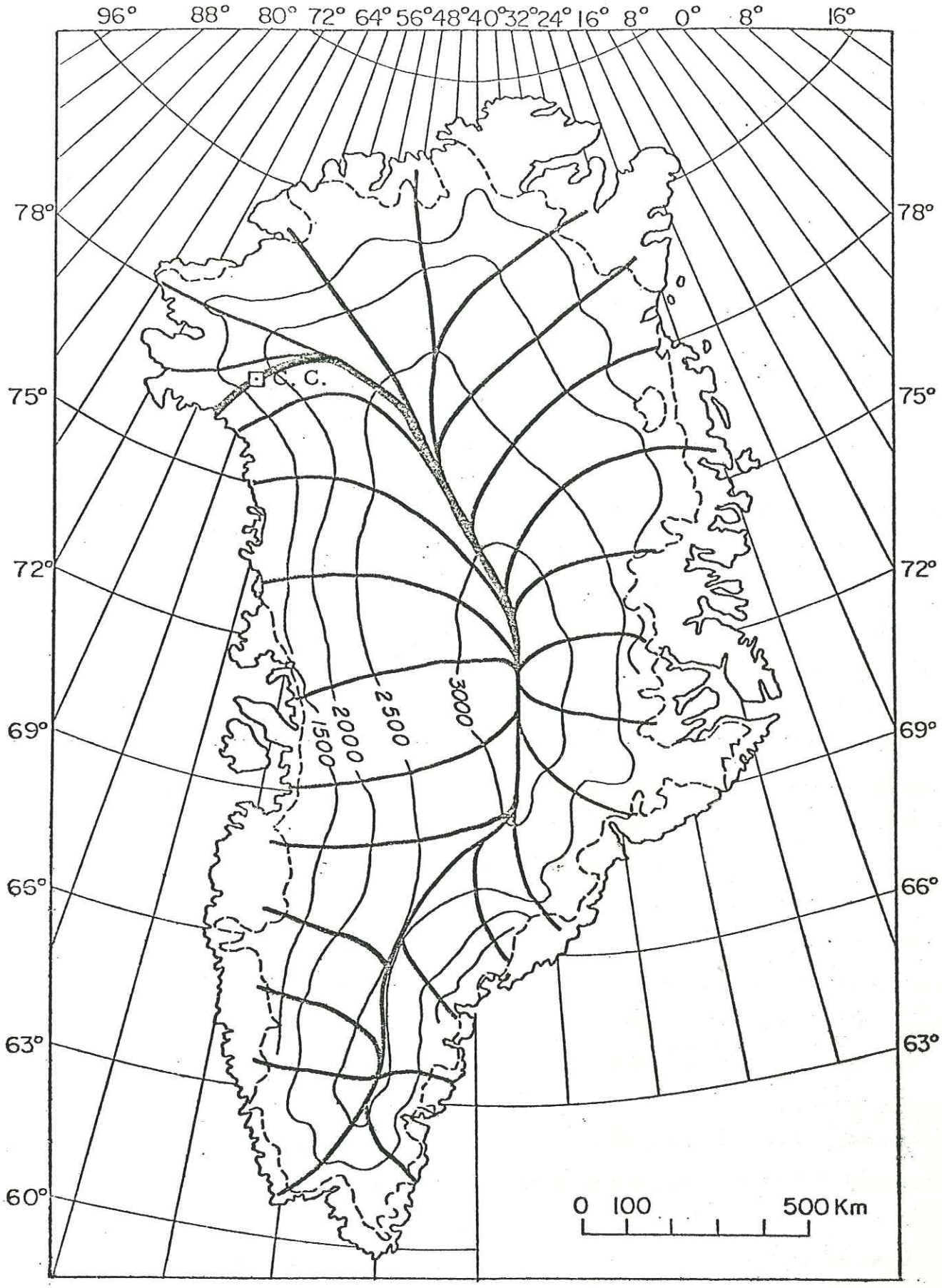

Figure 11

Altitudes et lignes d'écoulement de la calotte groenlandaise, d'après Budd et Young (sous presse). La ligne d'écoulement passant par Camp Century est tracée en trait plus large.

durant le Würm, d'une calotte comblant le bras de mer qui sépare actuellement l'île d'Ellesmere du Groenland. A partir de considérations générales sur l'état d'équilibre d'une calotte et compte-tenu de la faible largeur de ce détroit, la jonction possible entre les inlandsis groenlandais et américain durant le Würm aurait pu conduire à une modification profonde des caractéristiques de l'écoulement par rapport à ce qu'il est aujourd'hui et à des altitudes en surface, dans cette région, de l'ordre de 3.000 m (Paterson, sous presse), ce qui serait en accord avec l'information obtenue à partir des teneurs gazeuses et isotopiques. Les observations relevant des domaines de la géologie glaciaire et des mouvements isostasiques, dont une revue récente a été effectuée par Paterson dans le travail précédemment cité, suggèrent aussi des variations dans les épaisseurs de glace de la région nord-ouest du Groenland entre le Würm et la période actuelle ; cependant il n'existe pas, en particulier, d'évidence claire de la jonction entre l'île d'Ellesmere et le Groenland à la fin du Würm.

On peut aussi envisager la possibilité d'une variation des épaisseurs de glace dans la région de Camp Century compatible avec les lignes d'écoulement actuelles. D'une part, compte-tenu des paramètres mesurés à la station (accumulation, vitesse horizontale et épaisseur) à défaut de données sur l'écoulement en amont, Paterson (sous presse) estime que l'écoulement est local et qu'une augmentation des épaisseurs de glace en ce site d'environ 600 m impliquerait une avance du front de la glace correspondant à la ligne d'écoulement passant par Camp Century de l'ordre de 125 km. La faible profondeur (inférieure à 200 m) du détroit à cette distance du front actuel rendrait possible une telle avance qui serait compatible avec bon nombre d'observations concernant la géologie glaciaire et les mouvements isostasiques.

./.

D'autre part, à partir d'un modèle général tenant compte non plus d'une origine locale de la glace mais d'un écoulement provenant de la ligne de partage centrale des glaces (cf. Figure 11), Budd et Young (sous presse) estiment aussi à environ 600 m l'augmentation possible des épaisseurs au site de Camp Century. Dans ce dernier cas de figure et compte-tenu des vitesses horizontales actuelles, l'altitude du site de formation de la glace vieille de 15.000 ans et trouvée en profondeur à Camp Century pourrait être de 850 à 1000 m supérieure à celle correspondant à la station actuelle.

En conclusion, l'augmentation sensible des épaisseurs de glace dans la région nord-ouest du Groenland durant le Würm par rapport à la configuration actuelle est suggérée à la fois par le traitement des variations de V et de δ, par la géologie glaciaire et par nos connaissances des mouvements isostasiques dans cette région.

Le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques indique des ΔE de l'ordre de 1500 m mais ne permet pas de séparer la part dûe à une variation des épaisseurs de glace de celle provenant d'un effet d'origine lié à l'écoulement. La jonction des calottes groenlandaises et américaines au cours du Würm pourrait expliquer un tel effet d'altitude en tenant compte d'une modification radicale des lignes d'écoulement dans la région nord-ouest du Groenland par rapport à ce qu'elles sont aujourd'hui ; cependant il n'existe pas d'évidence claire d'une telle jonction à la fin de la dernière glaciation. Les modèles basés sur des caractéristiques de lignes d'écoulement conformes à celles actuelles suggèrent, à partir des vitesses horizontales actuelles, des ΔE variant entre 850 et 1000 m. Cependant les vitesses ont pu être différentes de ce qu'elles sont aujourd'hui et les ΔE correspondants plus importants. Les résultats obtenus à partir des teneurs gazeuses et isotopiques ne sont donc pas incompatibles avec ces modèles.

./.

Enfin nous soulignerons le caractère "instantané" de la variation de ΔE correspondant à la fin de la dernière glaciation. Il peut être associé à un brusque changement des conditions d'équilibre de la calotte nord-ouest du Groenland, soit que dans le cas de la jonction des 2 inlandsis la mer ait soudainement envahi le détroit, soit que dans le cas des modèles compatibles avec les lignes d'écoulement actuelles se soit produit un foirage (surge) dont la possibilité a été évoquée par Budd et Young (sous presse).

./.

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

IV. 3. 3. New Byrd

Comme à Camp Century, le profil isotopique du forage profond de 2. 164 m effectué à New Byrd (Epstein et al., 1970 ; Johnsen et al., 1972) présente une discontinuité isotopique attribuée à la transition Würm - Holocène. Cependant la forme de la calotte recouvrant l'Antarctique oriental (Hughes, 1973), les paramètres intervenant dans le bilan de masse (accumulations, vitesses, épaisseurs) et mesurés le long de la ligne approximative d'écoulement passant par Byrd (Whillans, 1973) ainsi que les variations de la teneur isotopique et de la température en profondeur à Byrd (Johnsen et al., 1972 ; Robin, 1970) suggèrent que cette région n'est pas dans un état d'équilibre. Il est donc justifié de se demander dans quelle mesure les variations isotopiques observées représentent des effets purement climatiques.
Bien que le nombre réduit d'échantillons dont nous disposions pour ce travail en limite l'interprétation nous présentons, ci-dessous, les caractéristiques générales des variations de V obtenues avec la profondeur et de leur traitement comparatif avec celles de la teneur isotopique.

A) Variations de V avec la profondeur

Nous avons mesuré la teneur en gaz à 13 niveaux de profondeur entre 100 et 2150 m. Les résultats sont globalement en accord avec ceux obtenus par Gow et Williamson (1975). Les variations lissées de V en fonction de la profondeur obtenues par le calcul de la moyenne mobile sur 3 niveaux sont portées sur la Figure 12. Elles présentent les caractéristiques suivantes :

- V décroît de façon irrégulière entre 180 et environ 1100 m,

./.

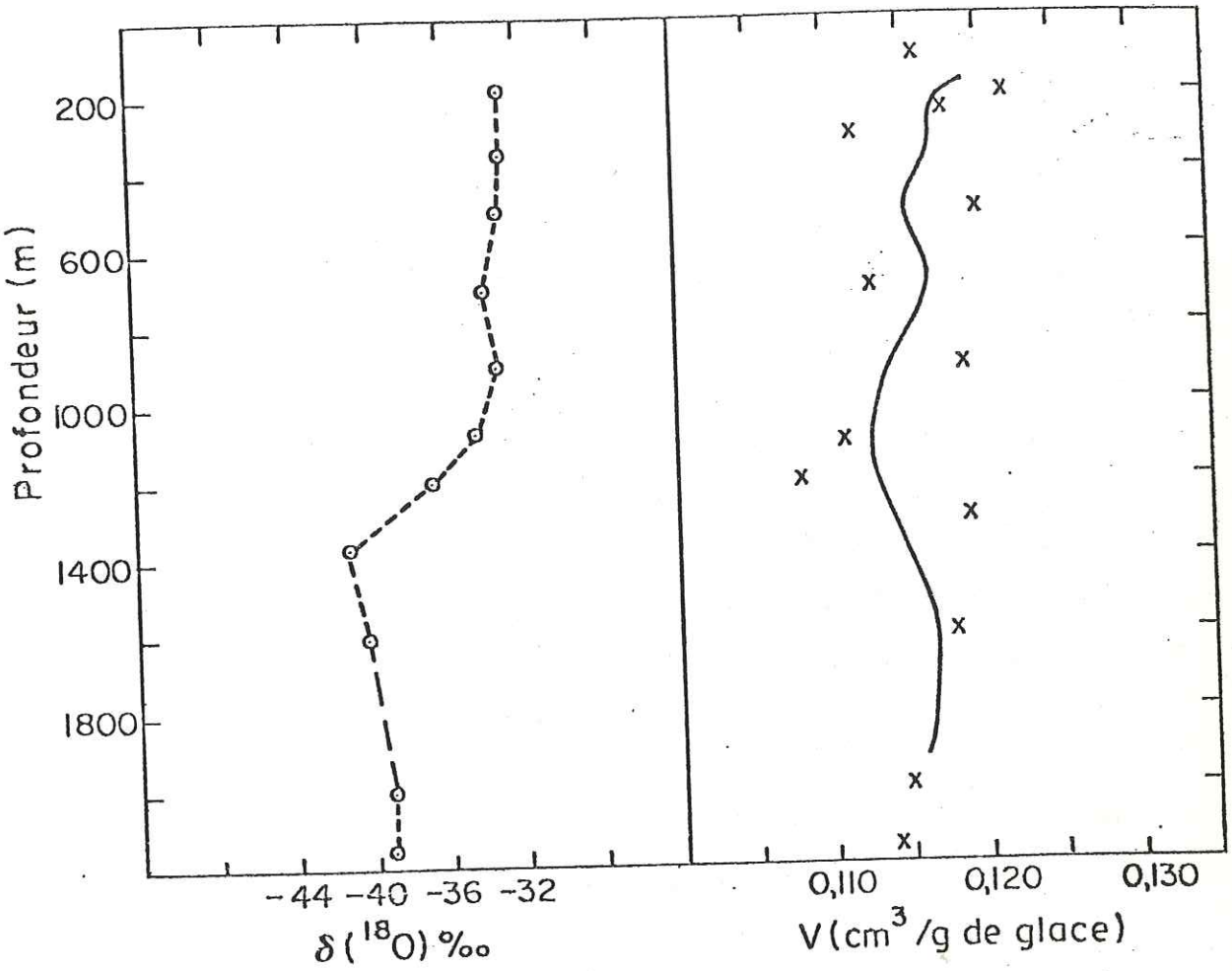

Figure 12

STATION NEW BYRD - Variations des teneurs isotopiques et gazeuses en fonction de la profondeur. A droite sont portées les valeurs mesurées et la variation lissée sur 3 niveaux de V. Le profil isotopique de gauche a été tracé à partir des valeurs utilisées pour le calcul de ΔE et de ΔT jusqu'à la profondeur de 1600 m (cf. texte p. 78) ; les 2 points du bas correspondent aux teneurs en deuterium (converties en $\delta^{18}O$) mesurées sur les échantillons de glace destinés à la mesure de V.

la teneur en gaz moyenne à 1100 m étant inférieure de 5,5 % à celle obtenue à 180 m ;

- V augmente entre environ 1200 et 1600 m de quelques 3,5 % et semble demeurer ensuite sensiblement constant.

Malgré le faible nombre de niveaux mesurés on peut faire 3 remarques générales :

- on n'observe pas de variations aussi importantes que celles enregistrées à Camp Century ;

- comme indiqué par le profil isotopique de la Figure 12 qui est globalement en accord avec les profils détaillés publiés par Epstein et al. (1970) et Johnsen et al. (1972) la glace à faible teneur isotopique identifiée au Würm présente, en moyenne, des teneurs gazeuses proches de celles de la glace de l'Holocène ;

- la zone de relativement faibles valeurs de V autour de 1100 - 1200 m de profondeur correspond approximativement à la transition Würm - Holocène.

B) Traitement comparatif des variations de V et de δ

Les variations de l'altitude du site de formation, ΔE, et de la composante climatique, ΔT, à partir des équations (20) et (21) ont été obtenues en tenant compte des valeurs de V lissées par le calcul de la moyenne glissante sur 3 niveaux et, pour les profondeurs correspondantes, des valeurs de δ (^{18}O) déterminées à partir des variations moyennes de la teneur isotopique en fonction de la profondeur (Dansgaard et Johnsen, communication personnelle). Le profil isotopique moyen en fonction de la profondeur dont nous disposons étant

./.

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

incomplet et les déterminations de V au-delà de 1600 m rares, ΔE et ΔT n'ont été évaluées que jusqu'à ce niveau. Le calcul a été effectué pour les deux gradients δ (^{18}O) - température de 0, 75 et 1 ‰ par °C qui correspondent aux pentes des deux relations δ - température les plus générales publiées pour les régions à haute altitude de l'Antarctique respectivement par Lorius et Merlivat (sous presse) et Dansgaard et al. (1973).

a) Variations de ΔE avec la profondeur

La caractéristique essentielle des variations de ΔE ainsi obtenues en fonction de la profondeur (Fig. 13) réside en une augmentation assez régulière de quelque 500 m de l'altitude des sites de formation entre les niveaux 180 et environ 1200 m. (L'effet du choix du gradient δ - température devient plus sensible avec la profondeur mais est, en tout état de cause, inférieur à 100 m). Une telle différence d'altitude est supérieure à celle mesurée actuellement entre l'altitude du point culminant (inférieure à 1900 m) de la ligne d'écoulement locale passant par le site de New Byrd et celle de la station qui est de 1530 m (Whillans, sous presse). D'autre part, compte-tenu des altitudes et des vitesses actuelles mesurées en surface (Whillans, 1973) ainsi que des estimations de l'âge de la glace avec la profondeur (Johnsen et al., 1972 ; Thompson et al., 1975), la glace du niveau 1200 m se serait formée à environ 1700 m d'altitude.
Nos résultats suggèrent donc une diminution progressive des épaisseurs de glace, de l'ordre de quelques centaines de mètres, dans la région de Byrd au cours des 12 à 14000 dernières années (âge estimé du niveau 1200 m) et appuient les

./.

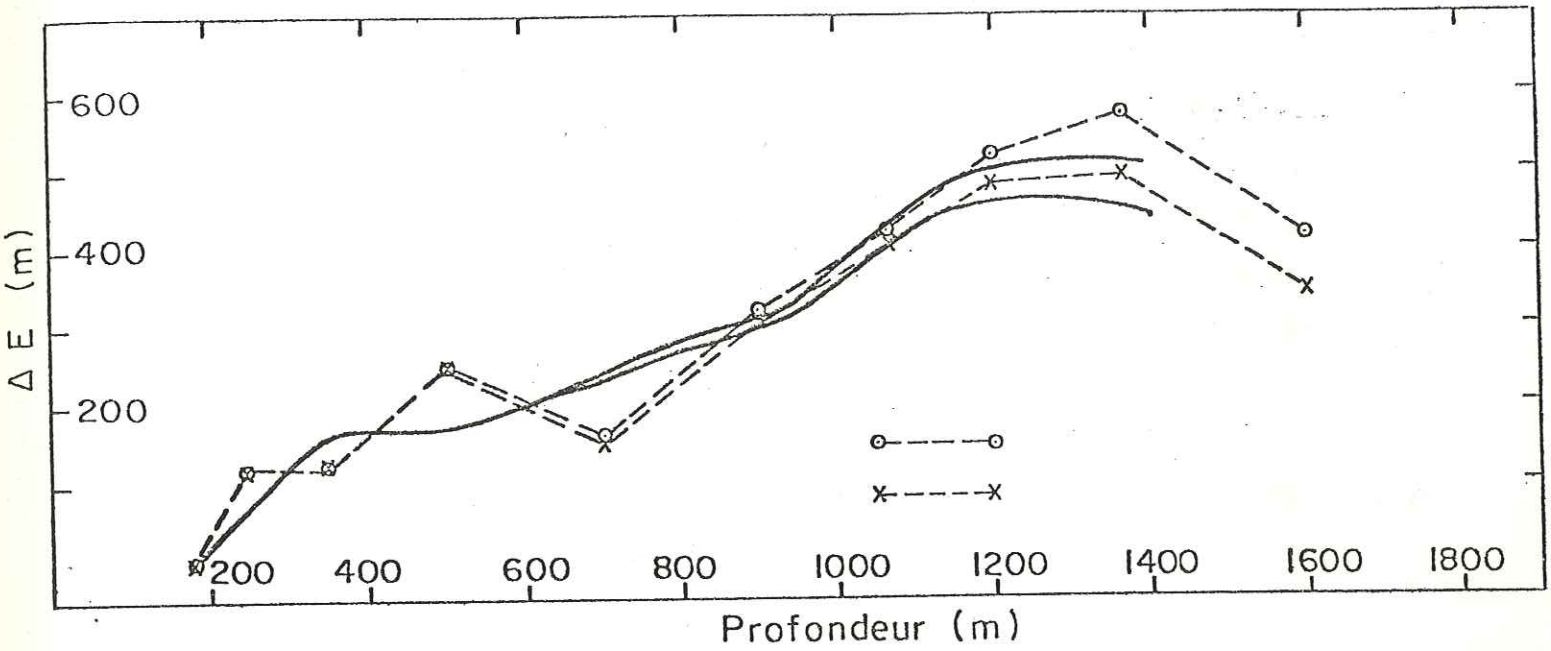

Figure 13

STATION NEW BYRD - Variation de l'altitude du site de formation de la glace par rapport au niveau 180 m en fonction de la profondeur, obtenue par le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques pour les gradients $\delta\ ^{18}O$ - température de 0,75 et 1,0 ‰ °C $^{-1}$.

Les pointillés correspondent aux valeurs calculées à partir des variations moyennes de V et de $\delta\ ^{18}O$ et les courbes en trait plein aux variations lissées.

interprétations des résultats obtenus à partir de différents paramètres indépendants (Johnsen et al., 1972 ; Robin, 1970 ; Whillans, 1973).

b) Variations de la composante climatique, ΔT, avec la profondeur

Les variations de ΔT ont été calculées à partir de l'équation (21) à la fois pour le gradient adiabatique sec ($- 0,01°\ C\ m^{-1}$) et le gradient adiabatique humide ($- 0,0065°\ C\ m^{-1}$). Nous avons porté sur les figures 14 a (correspondant à 0,75 ‰ /°C) et 14 b (1,0 ‰ /°C) les variations de ΔT en fonction de la profondeur pour chacun des 2 gradients température - altitude. Elles indiquent globalement que :

- ΔT est, en moyenne, positif et sensiblement constant jusque vers 1100 m de profondeur ;

- ΔT décroît de façon très significative au-delà de 1100 m pour devenir largement négatif à partir d'environ 1300 m.

Cette décroissance, qui constitue la caractéristique essentielle des variations de ΔT, correspond à la transition Würm - Holocène indiquée par les variations de la teneur isotopique avec la profondeur (Dansgaard et Johnsen, communication personnelle) et confirme le réchauffement climatique mis en évidence par les isotopes. A partir des gradients δ - température de 0,75 et 1,0 δ (^{18}O) ‰ $°C^{-1}$ les variations de ΔT obtenues conduisent aux composantes isotopiques des effets climatiques moyens portées dans le tableau 9.

./.

Figures 14 a et 14 b

STATION NEW BYRD - Variation de la composante climatique par rapport au niveau 180 m en fonction de la profondeur, obtenue par le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques pour les gradients $\delta\ ^{18}O$ - température de 0,75 (Figure 14 a) et de 1,0 ‰ $°C^{-1}$ (Figure 14 b).

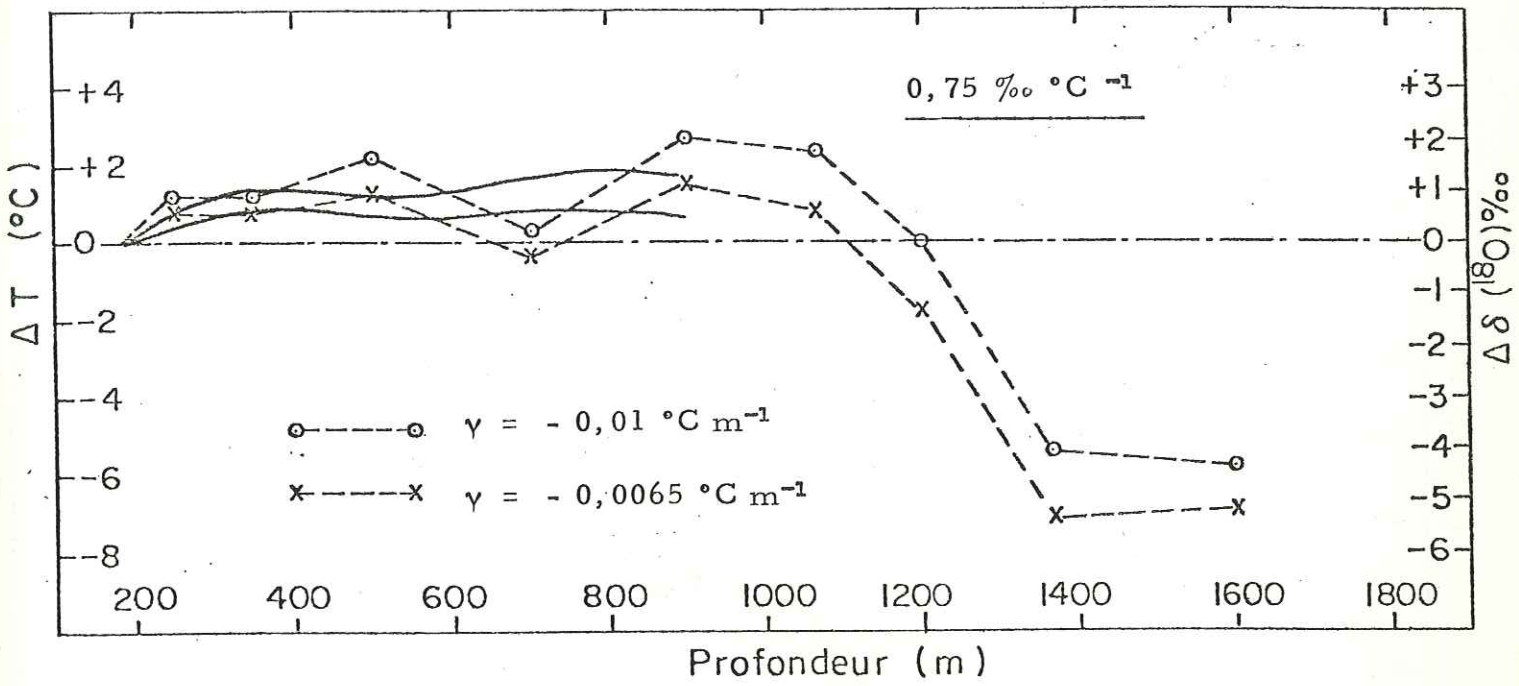
0,75 ‰ °C⁻¹
γ = - 0,01 °C m⁻¹
γ = - 0,0065 °C m⁻¹
ΔT (°C)
Δδ(18O)‰
Profondeur (m)
+4
+2
0
-2
-4
-6
-8
+3
+2
+1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
1800

Figure 14 a

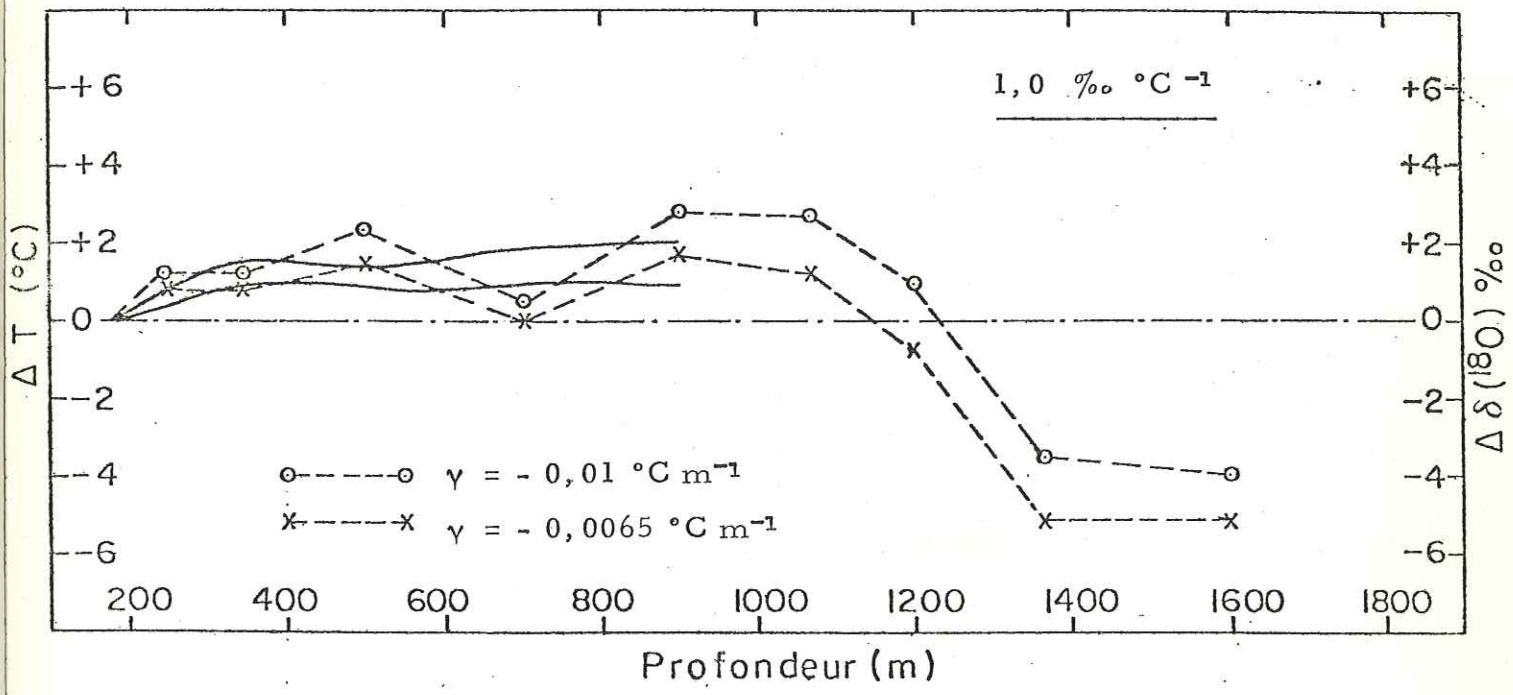

Figure 14 b

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

Tableau 9 - Composantes climatiques des effets isotopiques moyens entre des intervalles ou des niveaux de profondeur caractéristiques du forage de "New Byrd" pour les gradients température - altitude de - 0,0065 et - 0,01 °C m^{-1} et les gradients δ - température de 0,75 et 1,0 δ (^{18}O) ‰ °C^{-1} .

composante climatique de l'effet isotopique moyen entre :	$\frac{\partial T}{\partial E}$ = - 0,0065°C m^{-1} et $\frac{d\delta}{dt}$ =		$\frac{\partial T}{\partial E}$ = - 0,001°C m^{-1} et $\frac{d\delta}{dt}$ =	
	0,75 δ(^{18}O) ‰ °C^{-1}	1,0 δ (^{18}O) ‰ °C^{-1}	0,75 δ (^{18}O) ‰ °C^{-1}	1,0 δ (^{18}O) ‰ °C^{-1}
les intervalles 900-1070 m et 1400-1600 m	de l'ordre de 6 ‰	de l'ordre de 6,5 ‰	de l'ordre de 6 ‰	de l'ordre de 6,5 ‰
le niveau 200 m et l'intervalle 1400-1600 m	entre 5 et 5,5 ‰	de l'ordre de 5 ‰	4 à 4,5 ‰	3,5 à 4 ‰

Elles indiquent que :

- le choix du gradient adiabatique humide par rapport au gradient adiabatique sec conduit comme à Camp Century à des effets plus marqués et à un climat passé plus froid ;

- la composante climatique de l'effet isotopique correspondant à la transition Würm - Holocène est en moyenne de 6 à 6,5 δ (O^{18}) ‰ .

D'autre part, malgré le nombre restreint de niveaux analysés, il semble que la période la plus chaude se situe au début de l'Holocène.

IV. 4. Conclusion ; implications climatiques interhemisphériques

L'effet isotopique lié à la dernière glaciation et enregistré à Camp Century, de l'ordre de 11 δ (^{18}O) ‰ (Dansgaard et al., 1971), est exceptionnellement important comparé à ceux obtenus à partir des profils isotopiques antarctiques (Figure 15) : environ 7 ‰ à Byrd (Johnsen et al., 1972) et 5 ‰ à Vostok (Barkov et al., 1974).
D'après Johnsen et al., (1972) cette différence pourrait être liée aux conditions climatiques spéciales créées dans la région nord-ouest du Groenland par l'extinction de la calotte würmienne nord-américaine qui était plus étendue que la calotte antarctique actuelle. D'autre part, Dansgaard et al (1973) indiquent qualitativement qu'une partie de l'effet observé à Camp Century est sans doute liée à la diminution post-glaciaire des épaisseurs de glace dans la région nord-ouest du Groenland, précisant aussi qu'une autre faible partie, de l'ordre de 1 ‰ , est à associer à l'origine des couches de glace trouvées en profondeur.

./.

Malgré les incertitudes liées à la méthode que nous avons soulignées à différentes reprises au cours de ce travail, le traitement comparatif des teneurs gazeuses et isotopiques permet de préciser la composante climatique des effets isotopiques correspondant à la dernière glaciation en les corrigeant des effets d'altitude.

Entre fin du Würm et début de l'Holocène la composante climatique de l'effet isotopique est sensiblement la même à Byrd (6 à 6,5 ‰) et à Camp Century (5 à 6 ‰). L'effet isotopique global correspondant pour la station Vostok (5 ‰) peut être considéré comme purement climatique puisqu'on admet généralement que les altitudes en surface n'ont pratiquement pas varié dans cette région de l'Antarctique (Barkov et al., 1975). Ces résultats suggèrent donc que les variations isotopiques correspondant à des variations générales en température entre fin du Würm et début de l'Holocène sont quantitativement très voisines pour le Groenland et l'Antarctique (cf. Figure 15).

De plus les composantes climatiques de l'effet isotopique obtenues à partir des teneurs gazeuses et isotopiques indiquent, en moyenne, un refroidissement général au cours de l'Holocène.

Sciences de la Terre BIUS Jussieu CADIST

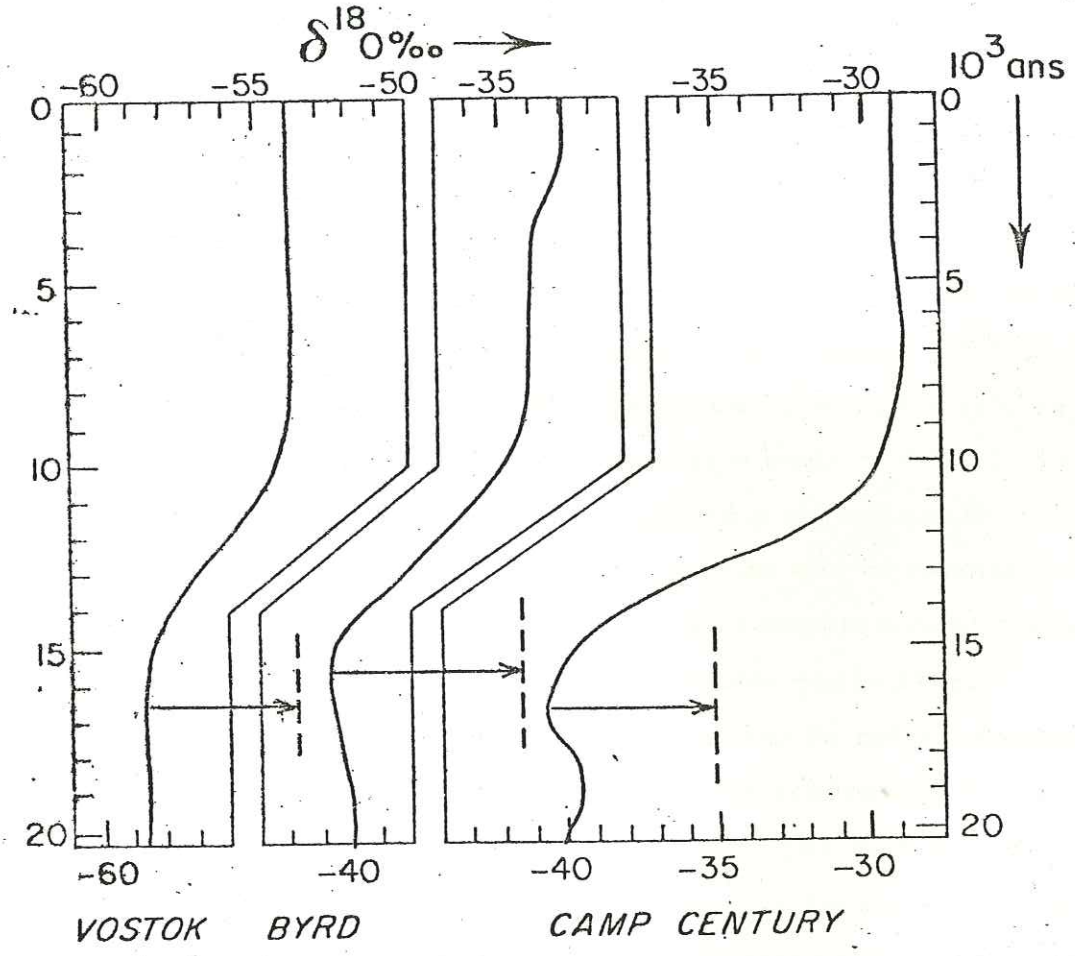

Figure 15

PROFILS ISOTOPIQUES POLAIRES

d'après Barkov et al. (1975) et Johnsen et al. (1972)

Les effets isotopiques attribués au changement climatique Würm - Holocène d'après Barkov et al. pour Vostok et d'après ce travail pour Byrd et Camp Century sont indiqués par les flèches.

FACULTE DES SCIENCES BIBLIOTHEQUE PARIS

CONCLUSION GENERALE

Au site de formation, compte-tenu des mécanismes d'occlusion des bulles et de la composition des inclusions gazeuses, la teneur en gaz, V, de la glace froide dépend du volume total des pores ainsi que de la pression et de la température moyennes in situ, donc aussi de l'altitude. Les teneurs en gaz mesurées sur de la glace récente en plusieurs sites de formation indiquent que le volume total des pores ainsi que la porosité correspondante sont constants ce qui est en accord d'une part avec ce que suggèrent certaines considérations théoriques, d'autre part avec l'interprétation (détermination des sites d'origine) des teneurs gazeuses et isotopiques observées en profondeur à la station D 10.
Dans ces conditions, la teneur en gaz de la glace polaire est de l'ordre de 0,1 cm^3/g ; elle diminue d'environ 10 % lorsque l'altitude du site de formation augmente de 1000 m (avec une diminution concomitante de la température de 10° C) ; elle augmente d'environ 4 %, à altitude constante, sous l'effet d'un refroidissement climatique de 10° C. V peut donc être considéré comme un indicateur du site de formation de la glace polaire caractérisant, à la fois, sa température et son altitude ; il est particulièrement sensible à ce dernier paramètre.
En profondeur, compte-tenu des mécanismes de métamorphisme et de migration des inclusions gazeuses, on peut généralement considérer que dans la glace froide ces dernières n'ont pas de mouvement relatif important par rapport à la matrice glace. La teneur isotopique, δ, de la glace étant principalement liée à la température du site de dépôt de la précipitation correspondante, le traitement simultané des variations de V et de δ permet, moyennant certaines hypothèses, d'obtenir d'une part les variations de l'altitude du site de formation et d'autre part les variations climatiques. Cette méthode appliquée à l'étude de trois carottages effectués en régions polaires met en évidence :

1. des variations de l'altitude du site de formation qui sont expliquées

./.

essentiellement pour la station D 10 (Terre Adélie) par des origines différentes de la glace trouvée en profondeur, et pour les stations de Camp Century (région nord-ouest du Groenland) et de Byrd (Antarctique oriental) par des variations des épaisseurs de glace.

2. des évènements climatiques qui, pour Camp Century et Byrd, sont globalement conformes à ceux décrits à partir des seules variations isotopiques. Cependant, nos résultats suggèrent que les effets isotopiques correspondant à la variation climatique entre la fin du Würm et l'Holocène sont du même ordre de grandeur pour le Groenland et l'Antarctique.

   L'information "gaz" peut donc permettre de lever un obstacle important à la conversion en terme de température des variations isotopiques observées en profondeur et le traitement simultané des teneurs gazeuses et isotopiques, de par ses applications climatiques et rhéologiques, s'avère utile pour les essais de modélisation des phénomènes d'écoulement de la glace à grande échelle (cf. Budd et Young, sous presse).

   Cette méthode semble prometteuse pour l'avenir. Cependant un certain nombre de points reste à préciser. En ce qui concerne V, pour s'affranchir, à un niveau de profondeur donné, de la dispersion liée aux erreurs expérimentales et aux effets naturels à court terme provenant des inhomogénéités locales il faudrait, soit disposer d'un plus grand nombre de mesures, soit travailler sur des échantillons plus importants donc plus représentatifs (mais dans ce cas on se heurte à des difficultés au niveau de l'extraction des gaz). D'autre part pour pouvoir décrire plus finement les phénomènes il faut multiplier le nombre de niveaux étudiés. Enfin il est nécessaire de préciser les données sur le volume total des pores à la fermeture par l'analyse de glaces représentatives d'une large gamme de conditions climatiques actuelles. Le développement de cette méthode est donc en particulier lié à la réalisation de nouveaux carottages.

R E F E R E N C E S

ADAMSON A. W. et DORMANT L. M. (1966) - Adsorption of nitrogen on ice at 78° K - J. Am. Chem. Soc., Vol. 88, p. 2055-57.

ADAMSON A. W. et JONES B. R. (1971) - Physical adsorption of vapors on ice IV. Carbon dioxyde - J. Colloid Interface Sci., Vol. 37, p. 831-835.

ALDER B., GEISS J., GROEGLER N. et RENAUD A. (1969) - Gas composition in ice samples collected by E. G. I. G. in Greenland - Medd. om Grønland, Vol. 177, N° 2, p. 100-07.

ANDERSON D. L. et BENSON C. S. (1963) - The densification and diagenesis of snow - In Ice and Snow ; properties, processes and applications, ed. W. D. Kingery, MIT Press, p. 391-411.

BADER H. (1964) - Density of ice as a function of temperature and stress - U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 64, 6 p.

BADER H. (1965) - Theory of densification of dry, bubbly glacier ice - U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 141, 16 p.

BARI S. A. et HALLETT J. (1974) - Nucleation and growth of bubbles at an ice-water interface - Journal of Glaciology, Vol. 13, N° 69, p. 489-520.

BARKOV N. I., GORDENKO F. G., KOROTKEVICH E. S. et KOTLYAKOV V. N. (1974) - Pervye resultaty izucheniya ledyanogo kerna iz scvazhiny so stantsii Vostok (Antarctida) isotopno-kislorodnym metodom. (The first results of the study of ice cores from the bore-hole at Vostok Station, Antarctica with the oxygen isotope method) - Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Vol. 214, N° 6, p. 1383-86.

BARKOV N. I., GORDIENKO F. G., KOROTKEVICH E. S. et KOTLYAKOV V. M. (1975) - The isotope analysis of ice cores from Vostok Station (Antarctica), to the depth of 950 m. - International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, UGGI, Grenoble, 25 août - 6 septembre 1975.

BENSON C. S. (1962) - Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet - U. S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Research Report 70, 93 p.

BERNER W., BUCHER P., OESCHGER H. et STAUFFER B. (1975) - Analysis and interpretation of gas content and composition in natural ice - International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, UGGI, Grenoble, 25 août-6 septembre 1975.

BUDD W. F., JENSSEN D. et RADOK U. (1971) - Derived physical characteristics of the Antarctic ice sheet - Anare Interim Reports, N° 120, 178 p.

FACULTE des SCIENCES BIBLIOTHEQUE PARIS

./.

BUDD W.F. et MORGAN V.I. (1975) - Isotopes, climate and ice sheet dynamics from core studies on Law Dome, Antarctica - International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, UGGI, Grenoble, 25 août-6 septembre 1975.

BUDD W.F. et YOUNG N.W. (sous presse) - Application of modelling techniques to measured profiles of temperatures and isotopes - Workshop Monograph on Isotopic and Temperature Profiles in Ice Sheets, Cambridge University Press.

CARTE A.E. (1961) - Air bubbles in ice. Proceedings of the Physical Society (London), Vol. 77, N° 495, p. 757-768.

CRAGIN J.H., HERRON M.M., LANGWAY C.C. Jr et KLOUDA G. (1974) - Interhemispheric comparison of changes in the composition of atmospheric precipitations during the late Cenozoic era - SCOR/SCAR Polar Oceans Conference, Mc Gill University, Montreal, Canada, 6-11 Mai 1974, 18 p.

CRAIG H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters - Science, Vol. 133, p. 1702-1703.

DANSGAARD W. (1964) - Stable isotopes in precipitation - Tellus, Vol. 16, p. 436-468.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., MØLLER J. et LANGWAY C.C. (1969) - One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet - Science, Vol. 166, p. 377-381.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B. et LANGWAY C.C., Jr., (1971) - Climatic record revealed by the Camp Century ice core - In the Late Cenozoic Glacial Ages, ed. K.K. Turekian, New Haven and London : Yale University Press, p. 37-56.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., et GUNDESTRUP N., (1973) - Stable isotope glaciology - Meddelelser om Grønland, Bd. 197, N° 2, 53 p.

EPSTEIN S., SHARP R.P., et GOW A.J. (1970) - Antarctic ice sheet : stable isotope analysis of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications - Science, Vol. 168, p. 1570-1572.

GOW A.J., UEDA H.T. et GARFIELD D.E. (1968) - Antarctic ice sheet : preliminary results of first core hole to bedrock - Science, Vol. 161, N° 3845, p. 1011-1013.

GOW A.J. (1968) - Bubbles in Antarctic glacier ice - Journal of Glaciology, Vol. 7, N° 50, p. 167-182.

GOW A.J. (1968 b) - Deep core studies of the accumulation and densification of snow at Byrd station and Little America V, Antarctica - U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 197, 45 p.

Sciences de la Terre BIUS JUSSIEU CADIST

GOW A. J. (1969) - On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn - Journal of Glaciology, Vol. 8, p. 241-252.

GOW A. J. (1971) - Relaxation of ice in deep drill cores from Antarctica - Journal of Geophysical Research, Vol. 76, N° 11, p. 2533-41.

GOW A. J. (1974) - Time-temperature dependence of sintering in perennial isothermal snow packs - International Symposium on Snow Mechanics, 1-5 April 1974, Grindelwald.

GOW A. J. et WILLIAMSON T. (1975) - Gas inclusions in the Antarctic ice sheet and their glaciological significance. U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory - Research Report 339, 18 p.

HANSEN B. L. et LANGWAY C. C. Jr. (1966) - Deep core drilling in ice and core analysis at Camp Century, Greenland, 1961-1966 - Antarctic Journal of the United States, Vol. 1, N° 5, p. 207-208.

HEMMINGSEN E. A. (1959) - Permeation of gases through ice - Tellus, Vol. 11, p. 355-59.

HOBBS P. V. et RADKE L. F. (1967) - The role of volume diffusion in the metamorphism of snow - Journal of Glaciology, Vol. 6, N° 48, p. 879-891.

HOBBS P. V. (1974) - Ice Physics - Clarendon Press, Oxford, p. 443-53.

HUGHES T. (1973) - Is the West Antarctic ice sheet disintegrating ? - Journal of Geophysical Research, Vol. 78, N° 33, p. 7884-7910.

JENSSEN D. (sous presse) - Elevation and climatic changes from total gas content and stable isotope measurements - Workshop Monograph on Isotopic and Temperature Profiles in Ice Sheets, Cambridge University Press.

JOHNSEN S. J., DANSGAARD W., CLAUSEN H. B., et LANGWAY C. C. Jr. (1972) - Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets - Nature, Vol. 235, p. 429-34 et Vol. 236, p. 249.

JONES S. J. et JOHARI G. P. (1975) - Effect of hydrostatic pressure on air bubbles in ice - International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, UGGI, Grenoble, 25 août-6 septembre 1975.

KOERNER R. M. (1970) - The mass balance of the Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada, 1961-66 - Journal of Glaciology, Vol. 9, N° 57, p. 325-336.

./.

KOVACS A., WEEKS W.F. et MICHITTI F. (1969) - Variation of some mechanical properties of polar snow, Camp Century, Greenland - U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 276, 35 p.

LAMB H.H. (1972) - Climatic changes in arctic areas during the last ten thousand years - Acta Univ. Oul. Series A, N° 3, Geol. N° 1, p. 455-498.

LANGWAY C.C., Jr. (1958) - Bubble pressures in Greenland glacier ice - Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Symposium de Chamonix, 16-24 sept. 1958, p. 336-349.

LLIBOUTRY L. (1964) - Traité de Glaciologie, Vol. 1, Masson Edit., Paris.

LLIBOUTRY L. (1971) - Permeability, brine content and temperature of temperate ice - Journal of Glaciology, Vol. 10, N° 58, p. 15-29.

LLIBOUTRY L., BRIAT M., CRESEVEUR M. et POURCHET M. (1976) - 15 m deep temperatures in glaciers of Mont Blanc (French Alps) - Journal of Glaciology, Vol. 16, N° 740.

LOEWE F. (1970) - Screen temperatures and 10 m temperatures - Journal of Glaciology, Vol. 9, N° 56, p. 263-268.

LORIUS C., RAYNAUD D. et DOLLE L. (1968) - Densité de la glace et étude des gaz en profondeur dans un glacier antarctique - Tellus, Vol. 20, p. 449-59.

LORIUS C., HAGEMANN R., NIEF G. et ROTH E. (1968 b) - Teneurs en deuterium le long d'un profil de 106 m dans le névé antarctique. Application à l'étude des variations climatiques - Earth and Planetary Science Letters, Vol. 4, p. 237-244.

LORIUS C. et MERLIVAT L. (sous presse) - Distribution of mean surface stable isotopes values in East Antarctica ; observed changes with depth in coastal area - International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, UGGI, Grenoble, 25 août-6 septembre 1975.

LORIUS C. (sous presse) - Antarctica : survey of near surface mean isotope values - Workshop Monograph on Isotopic and Temperature Profiles in Ice Sheets, Cambridge University Press.

MAENO N. (1967) - Air bubble formation in ice crystals - In Physics of snow and ice, Proceedings of the International Conference on Low Temperature Science, August 14-19, 1966, Sapporo, ed. Ôura H., Vol. 1, Pt. 1, p. 207-18.

MATSUO S. et MIYAKE Y. (1966) - Gas composition in ice samples from Antarctica - J. Geophys. Res., Vol. 71, N° 22, p. 5235-41.

./.

MILLER S. L. (1969) - Clathrate hydrates of air in Antarctic ice - Science, Vol. 165, N° 3892, p. 489-90.

MOCK S. J. et WEEKS W. F. (1965) - The distribution of ten meter snow temperatures on the Greenland ice sheet - U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 170, 44p.

NYE J. F. et FRANK F. C. (1973) - Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier - Union géodésique et Géophysique Internationale, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7-13 septembre 1969, publication N° 95, p. 157-161.

OREM M. W. et ADAMSON A. W. (1969) - Physical adsorption of vapor on ice II. n-Alkanes - J. Colloid Interface Sci., p. 278-86.

PATERSON W. S. B. (sous presse) - Probable form of the North American/ Greenland ice sheet during the Wisconsin Glaciation and effect on ice flow at Camp Century. Workshop Monograph on Isotopic and Temperature Profiles in Ice Sheets, Cambridge University Press.

RAYNAUD D. (1967) - Etude des gaz contenus dans un glacier antarctique - Rapport C. E. A, R 3164, Documentation Française, 52 p.

RAYNAUD D., LORIUS C., DUCHEYLARD G. et BOTTER R. (1970) - Gases entrapped in ice : a preliminary report on the study of two vertical profiles in Terre Adélie, Antarctica - Int. Ass. Sci. Hydrol. Publication, N° 86, p. 91-92.

RAYNAUD D. et LORIUS C. (1973) - Climatic implications of total gas content in ice at Camp Century - Nature, Vol. 243, N° 5405, p. 283-284.

RAYNAUD D. et LORIUS C. (1974) - Isotopic implications of total gas content in ice at Camp Century (Greenland) - Colloque International du CNRS N° 219 sur les méthodes quantitatives d'études des variations de climat au cours du Pleistocène, Gif-sur-Yvette, 5-8 juin 1973, p. 289-293.

RAYNAUD D. et LORIUC C. (sous presse) - Total gas content in polar ice ; rheological and climatic implications. International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, UGGI, Grenoble, 25 août-6 septembre 1975.

RAYNAUD D. (sous presse) - Total gas content - Workshop Monograph on Isotopic and Temperature Profiles in Ice Sheets. Cambridge University Press.

ROBIN G. de Q. (1970) - Stability of ice sheets as deduced from deep temperature gradients - Int. Ass. Sci. Hydrol. Publication, N° 86, p. 141-151.

./.

SCHEIDEGGER A. E. (1963) - Hydrodynamics in porous media - Dans Flügge S. Edit. Handbuch der Physik, Strömungsmechanik II, Vol. VIII/2, Springer Verlag, Berlin, p. 625-662.

SCHOLANDER P. F., FLAGG W., HOCK R. J. et IRVING L. (1953) - Studies on the physiology of frozen plants and animals in the Arctic - Journal of Cellular and Comparative Physiology, Vol. 42, Suppt. 1.

SCHOLANDER P. F., HEMMINGSEN E. A., COACHMAN L. K. et NUTT D. C. (1961) - Composition of gas bubbles in Greenland icebergs - J. Glaciol., Vol. 3, p. 813-22.

SCHWERDTFEGER W. (1970) - The climate of the Antarctic - Dans Climates of the Polar Regions, édité par Orvig S., World Survey of Climatology, Vol. 14, Elsevier Publishing Co, p. 253-355.

SHREVE R. L. (1967) - Migration of air bubbles, vapor figures, and brine pockets in ice under a temperature gradient. Journal of Geophysical Research, Vol. 72, N° 16, p. 4093-100.

STEHLE N. S. (1967) - Migration of bubbles in ice under a temperature gradient - In Physics of snow and ice, Proceedings of the International Conference on Low Temperature Science, August 14-19, 1966, Sapporo, ed. Ôura H., Vol. 1, Pt. 1, p. 219-32.

THOMPSON L. G., HAMILTON W. L. et BULL C. (1975) - Climatological implications of microparticles concentrations in the ice core from "Byrd" station, western Antarctica - Journal of Glaciology, Vol. 14, N° 72, p. 433-444.

WEERTMAN J. (1968) - Bubble coalescence in ice as a tool for the study of its deformation history - Journal of Glaciology, Vol. 7, p. 155-159.

WHILLANS I. M. (1973) - State of equilibrium of the West Antarctic inland ice sheet - Science, Vol. 182, p. 476-479.

WHILLANS I. M. (sous presse) - Ice movement - Workshop Monograph on Isotopic and Temperature Profiles in Ice Sheets, Cambridge University Press.