



HAL
open science

Teneur en gaz des glaces polaires. Variations géographiques actuelles, variations au cours du dernier cycle climatique dans la région de Vostok.

Patricia Martinerie

► **To cite this version:**

Patricia Martinerie. Teneur en gaz des glaces polaires. Variations géographiques actuelles, variations au cours du dernier cycle climatique dans la région de Vostok.. Physique [physics]. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 1990. Français. NNT: . tel-01576069

HAL Id: tel-01576069

<https://theses.hal.science/tel-01576069>

Submitted on 23 Aug 2017

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.



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Associé à l'Université Scientifique Technologique
et Médicale de Grenoble

TENEUR EN GAZ DES GLACES POLAIRES.

Variations géographiques actuelles,
variations au cours du dernier cycle climatique
dans la région de Vostok.

Patricia MARTINERIE

Pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I

(arrêté du 5 juillet 1984)

Spécialité Physique.

Thèse soutenue le 22 octobre 1990 devant le jury composé de :

L. Lliboutry, Président

J. Jouzel,

J. F. Minster, Rapporteurs

S. Joussaume, Examineur

D. Raynaud, Directeur de thèse

A Béatrice,

A Cécile, Elisa, Lise,
Mag, Nath et Véro.

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier M Lliboutry d'avoir accepté la présidence du jury de cette thèse et d'avoir pour cela provisoirement renoncé à une retraite amplement méritée.

Mes sincères remerciements vont également aux membres du jury : S. Joussaume et tout particulièrement aux deux rapporteurs : J. Jouzel et J. F. Minster pour avoir accepté de juger ce travail.

Dominique Raynaud a encadré ce travail, je ne saurai assez le remercier de son intérêt pour ce sujet pourtant moins porteur que d'autres. Que le globaliste qu'il est me pardonne mes excès de réductionnisme et mon caractère contestataire.

Je tiens beaucoup à remercier Danièle Mazaudier pour m'avoir initiée à la mesure de la teneur en gaz. Je tiens à souligner ici que Danièle, Volodia Lipenkov et Jérôme Chappellaz ont apporté une contribution majeure à ce travail en mettant à ma disposition un grand nombre de résultats de mesures. Je les remercie beaucoup de m'avoir confié les résultats d'un travail de qualité.

Il serait soit trop long soit injuste de citer les personnes qui m'ont apporté une aide précieuse au cours de ce travail, je les remercie pourtant de tout coeur. J'ai apprécié la disponibilité qu'ont eu à mon égard les personnels techniques et administratifs du laboratoire. Un merci particulier à ceux qui m'ont aidée dans mes recherches de données glaciologiques et météorologiques sur les sites de forage que j'ai étudié. Nombreuses ont été les discussions scientifiques que j'ai pu avoir pendant cette thèse, elles ont largement contribué à ce travail et aussi à ma formation à la recherche.

Enfin, c'est avec le plus grand plaisir que je remercie ceux qui, par leur amitié, ont rendu agréable la vie grenobloise à la parisienne que je suis.

RESUME

La teneur en gaz (V) de la glace a été utilisée dans les travaux antérieurs comme indicateur des variations d'épaisseur des calottes polaires en lien avec les changements du climat.

Dans ce travail, une série de tests expérimentaux ont montré que la méthode de mesure de V utilisée au LGGE peut fournir des résultats absolus avec une précision de $\pm 1,5 \%$. Un calcul est présenté pour corriger les résultats de V de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, qui peut induire des pertes de gaz allant de 1 à 10 %.

Les résultats concernant seize sites de forage permettent une description plus détaillée des variations géographiques actuelles de V avec la pression atmosphérique et l'altitude. Ce travail confirme les variations thermiques du volume poreux de la glace au close-off (V_c) et ne montre pas de dépendance claire de V_c en fonction de l'accumulation neigeuse. Une partie des écarts par rapport à une augmentation linéaire de V_c avec la température pourrait refléter une influence du vent.

Trois techniques analytiques différentes ont été utilisées pour mesurer les variations de V dans les deux carottes les plus profondes de Vostok, qui couvrent le dernier cycle climatique. Les différents résultats sont cohérents et révèlent des variations rapides et de large amplitude de V. Les contraintes imposées par la dynamique des calottes suggèrent fortement que les variations à long terme de V ne peuvent être interprétées uniquement en termes de variations d'épaisseur de la glace. Les impacts possibles de variations de la pression atmosphérique et de variations non thermiques de V_c sont discutés.

ABSTRACT

Total gas content (V) in polar ice has been used in earlier works as an indicator of ice sheet thickness variations related to climatic change.

In this work, a series of experimental tests were performed, which show that the V measurement technique used at LGGE can lead to absolute results within $\pm 1,5$ % accuracy. A calculation is presented to correct V results for the effect of cut bubbles at the surface of the ice samples, which can lead to gas losses ranging between 1 and 10 %.

The results from sixteen different drilling sites permit a more detailed description of the present V variations with atmospheric pressure and elevation. This work confirms the pore volume at close-off (V_c) - temperature dependence and do not indicate any clear V_c dependence on snow accumulation. Part of the V_c deviations from linear increase with temperature could be due to the wind influence on V_c .

Three different analytical methods were used to investigate total gas content along the two deepest Vostok cores, which cover the last climatic cycle. The different results are consistent and show quick and large amplitude V variations. Constraints imposed by ice sheet dynamics strongly suggest that long term V changes cannot be interpreted only in terms of ice sheet thickness variations. The possible impacts of atmospheric pressure changes and non thermal close-off porosity changes are discussed.

INTRODUCTION

L'analyse des carottes de glace polaire est un moyen privilégié d'accès à l'étude des variations du climat et de la chimie de l'atmosphère à l'échelle des cycles glaciaire - interglaciaire. Dans ce cadre, l'étude des variations géographiques du contenu en air des glaces polaires a mis en évidence des variations importantes de cette teneur en gaz en fonction de l'altitude du lieu de formation de la glace. L'idée d'utiliser la teneur en air de glaces fossiles comme indicateur des variations d'épaisseur des calottes de glace a été appliquée à plusieurs carottes de glace et a permis d'évaluer la réponse de certaines régions de l'Antarctique et du Groënland à la dernière déglaciation (entre 18 000 et 10 000 ans avant nos jours).

Des résultats disponibles pour de nouveaux sites de forage permettent de mieux comprendre les paramètres dont dépend la teneur en gaz des glaces formées dans les conditions climatiques actuelles. D'autre part, la carotte de Vostok offre actuellement une opportunité unique d'étendre l'étude des variations de la teneur en gaz de la glace dans les régions centrales de l'Antarctique de l'Est à un cycle climatique complet (environ 180 000 ans).

CHAPITRE I

GENERALITES ET RESULTATS ANTERIEURS

I.1 L'ANTARCTIQUE

I.1.1 *Description rapide*

L'Antarctique (voir figures I.1 et I.2) est un vaste continent couvert dans sa quasi totalité par une calotte glaciaire de 12,5 millions de km² et de 4 800 mètres d'épaisseur maximale qui se prolonge par plusieurs "ice-shelves", avancées de glace continentale sur la mer, dont deux particulièrement importants (le Ross et le Filchner).

A grande échelle, la masse de glace couvrant ce continent s'écoule du centre de la calotte vers la mer sous l'effet de son propre poids. Cette calotte est alimentée par des précipitations neigeuses dont l'abondance varie typiquement entre 50 cm d'eau par an en zone côtière et 2 cm d'eau par an dans le centre, extrêmement aride, de l'Antarctique. Il existe une zone peu étendue d'ablation de la glace à la périphérie de l'Antarctique, mais l'essentiel de l'évacuation de la glace est réalisée par vélage d'icebergs.

Les températures atmosphériques (moyennes annuelles) en Antarctique varient de -10°C à -60°C environ de la périphérie au centre du continent. De plus un phénomène d'inversion de température, particulièrement important dans les régions centrales, se produit au dessus de la calotte de glace. Une des conséquences majeures de cette inversion est l'apparition de vents catabatiques dus à un écoulement gravitaire d'air froid du centre vers les bords de la calotte. Ces vents peuvent atteindre des vitesses de 300 km/h en zone côtière.

I.1.2 *Réponse de la calotte à des changements climatiques.*

Au cours d'un changement climatique tel qu'une entrée en glaciation, trois facteurs principaux vont modifier l'équilibre de la calotte Antarctique : la baisse de température (de l'ordre de 10°C à la surface), la diminution de l'accumulation neigeuse (typiquement de moitié à l'intérieur du continent) et la baisse du niveau marin due essentiellement à la formation de calottes de glace dans l'hémisphère nord.

Les temps de réponse d'une calotte de glace à ces trois facteurs sont très variables. Citons en exemple quelques mécanismes possibles. Dans les régions centrales de l'Antarctique, une baisse de température entraîne une baisse simultanée du taux d'accumulation, qui est essentiellement contrôlé par la pression de vapeur saturante de l'eau dans l'air. Une telle baisse du taux d'accumulation va entraîner une baisse progressive de l'épaisseur de la calotte. A plus long terme, la propagation de la vague de froid dans la masse de la glace diminue sa plasticité, sa vitesse d'écoulement et peut entraîner un épaississement de la calotte. Le temps de réponse de la calotte par rapport à un tel phénomène est de l'ordre de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années (Whillans, 1981). A l'extrême, la propagation d'une perturbation de température, prenons cette fois le cas d'un réchauffement, jusqu'au bas d'une masse de glace initialement ancrée peut provoquer sa fusion à la base, et créer un glissement basal de la glace qui induira un changement brutal de son régime d'écoulement et une diminution de son épaisseur en réponse à une perturbation de température s'étant produite plusieurs milliers d'années plus tôt. Une variation du niveau marin (répondant lui même à une variation antérieure de température via le volume de glace) jouera sur l'ancrage des masses de glace flottante (ice-shelves) situées autour de l'Antarctique et pourra entraîner une réaction "catastrophique" (type surge) des régions situées en amont, ou libérera des plate-formes continentales permettant une extension progressive de la calotte.

Les résultats de teneur en gaz ainsi que d'autres données issues des carottes de glace suggèrent, pour la dernière déglaciation, une diminution de l'épaisseur la calotte antarctique à sa périphérie - plus sensible au niveau marin et à la température, et un épaissement de la glace dans les régions centrales en réponse à l'augmentation de l'accumulation.

I.2 LA TENEUR EN GAZ DE LA GLACE, UN INDICATEUR DES INTERACTIONS CALOTTE - CLIMAT : RESULTATS ANTERIEURS

I.2.1 *Introduction*

La neige qui se dépose à la surface d'une calotte polaire se densifie progressivement sous l'effet de son propre poids. Au moment de la transformation névé - glace, environ 1 cm³ d'air est piégé sous forme de bulles pour 10 grammes de glace. La teneur en air (V) de la glace peut s'exprimer en fonction de la pression atmosphérique (P_c), de la température (T_c) et du volume des pores (V_c) au moment de l'isolement de l'air qu'ils contiennent par rapport à l'atmosphère :

$$V = V_c \frac{P_c}{T_c} \frac{T_0}{P_0} \quad (1)$$

avec T₀ = 273 K et P₀ = 1013 mb. Via V_c, la teneur en air de la glace peut dépendre d'autres facteurs climatiques tels que l'accumulation, la vitesse du vent ... Cette teneur en air ne peut être utilisée comme indicateur climatique (P_c, T_c) que si la transformation de la neige en glace s'effectue sans fusion. En présence de fusion estivale de la neige, l'eau de fonte circule et regèle dans les pores du névé, ce qui diminue considérablement son volume poreux. La teneur en air de la glace reflète alors essentiellement l'intensité de la fusion de la neige.

I.2.2 *Survol rapide des débuts de la teneur en gaz*

D'après Langway (1958), les premières mesures de quantité d'air occlus dans de la glace naturelle ont été réalisées par Steenstrup (1883). Jusqu'en 1968, les mesures de teneur en gaz, couplées à des mesures de densité de la glace ont essentiellement servi à déterminer la pression régnant dans le volume poreux de la glace, car la différence de pression régnant dans les bulles et dans la glace est un paramètre clé du processus de densification de la glace. Langway (1958) a mesuré la teneur en gaz de la carotte de Site 2 (site groënlandais, le carottage a atteint 411 m de profondeur). Il a montré que la teneur en gaz varie très peu le long de cette carotte, en a déduit une densité au close-off de la glace (densité à laquelle se ferment les pores du névé), et a montré que la masse d'air piégée dans la glace était préservée sans diffusion ni migration à grande échelle.

Bader (1965), d'après des résultats de teneur en gaz obtenus sur la carotte de Byrd (Antarctique) a calculé une densité de la glace au close-off (ρ_c) très voisine de celle de Site 2. Cette observation, ainsi que la faible variabilité de ρ_c calculé à partir de valeurs de la teneur en gaz issues d'une même carotte de glace lui ont permis d'émettre l'idée que le volume des pores de la glace au close-off est probablement constant pour tous les glaciers froids.

Lorius et al. (1968) ont, à ma connaissance, pour la première fois suggéré des variations importantes de la teneur en air de la glace en fonction du lieu d'origine de la glace, qui sont liées aux variations géographiques de l'altitude via la pression atmosphérique et la température en surface de la calotte Antarctique. Cette variabilité de la teneur en gaz a pu être mise en évidence par Lorius et al. (1968) grâce à l'étude d'une carotte de glace issue d'un forage côtier en Terre Adélie (Antarctique) qui a atteint le socle rocheux (à 100 m de profondeur environ). Cette carotte contient, en profondeur, de la glace d'origine lointaine qui s'est formée dans des conditions très différentes de celles du site de forage et s'est ensuite écoulée jusqu'à la côte.

Le forage profond de Camp Century (Groënland, 1400 m de profondeur) a marqué une étape importante pour la teneur en gaz : une différence marquée de V a été observée entre l'Holocène et la dernière période glaciaire, et a été interprétée en terme de variation d'épaisseur de la glace liée au changement climatique (Raynaud et Lorius, 1973). Depuis lors, la teneur en gaz des glaces polaires a été mesurée dans deux buts essentiels :

- reconstituer les altitudes passées des calottes polaires
- séparer l'effet des variations du climat et l'effet de l'altitude d'origine de la glace sur les signaux de température issus des mesures isotopiques de la glace.

En conclusion, il faut remarquer que les avancées en matière de teneur en gaz ont été fortement liées à la disponibilité de carottes de glace recelant des informations nouvelles.

I.2.3 *Principaux résultats*

Les études de teneur en gaz (V) des glaces polaires sont de deux types. Certaines visent à déterminer les variations de V en fonction des caractéristiques (altitude, climat) actuelles des sites de forage. Les autres présentent les profils de teneur en gaz issus de carottes dont la chronologie couvre une large période de temps (plusieurs dizaines de milliers d'années). Ces profils sont interprétés en termes de variations de l'altitude du site d'origine de la glace, permettant ainsi l'accès à l'étude des variations d'épaisseur.

I.2.3.a Variations géographiques actuelles de la teneur en gaz. Budd et Morgan (1977) ont observé une variation linéaire de V en fonction de l'altitude à partir de l'analyse de 4 carottes forées sur une petite calotte côtière en Antarctique de l'Est : le Law Dome. Une relation également linéaire et de même pente a été observée par Raynaud et Lebel (1979) pour 6 sites de forage de l'Antarctique et du Groënland, dont les altitudes sont comprises dans la très large gamme allant de 400 à 3200 m.

La réalisation de forages dans des régions de conditions climatiques très variées a remis en cause l'idée d'une porosité constante de la glace au close-off. Miller (1978), à partir de 5 sites groënlandais et d'un site antarctique, et Raynaud et Lebel (1979), à partir de 5 sites antarctiques et d'un site groënlandais ont mis en évidence des relations linéaires de pentes voisines entre la porosité de la glace au close-off (V_c) et la température. A ce jour, il n'existe pas de modèle théorique qui explique les variations thermiques de V_c .

Plus récemment, des relations V - altitude et V_c - température similaires aux précédentes ont été observées dans la région de Mizuho en Antarctique de l'Est (Higashi et al., 1983 ; Kameda et al., sous presse).

I.2.3.b Forage de Camp Century. Le premier forage profond, à Camp Century, a donné lieu à la mesure de plusieurs profils de teneur en gaz, en utilisant des techniques expérimentales et des échantillonnages différents. L'allure générale du premier de ces profils (Raynaud et Lorius, 1973) n'a jamais été remise en cause. Dans cette région de faible pente où l'écoulement de la glace est lent, la teneur en gaz de la glace est approximativement constante pendant toute la période Holocène. Pendant la dernière transition glaciaire - interglaciaire, la teneur en gaz de la glace décroît sensiblement et simultanément aux variations de l'isotope, ce qui a été interprété par des épaisseurs de glace plus importantes pendant un âge glaciaire que maintenant dans cette région. Cependant, au moins une partie de la variation de V observée pourrait être liée à un changement des caractéristiques de l'écoulement (Raynaud et Whillans, 1979 ; Reeh, 1984). De même que pendant l'Holocène, la teneur en gaz semble varier peu pendant la dernière glaciation. Plusieurs publications discutent la transition glaciaire - interglaciaire et son interprétation en terme d'amplitude du changement d'altitude des sites d'origine de la glace. Raynaud et Lorius (1973) ont d'abord suggéré une variation de l'altitude d'origine de la glace atteignant 1300 m (en supposant une porosité de la glace au close-off constante). Un profil plus détaillé (Raynaud, 1977)

a conduit à une révision en légère hausse de cette valeur (1500 m). Cependant, la prise en compte des variations thermiques de la porosité de la glace au close-off, mises en évidence ultérieurement, modifie sensiblement ces estimations. Raynaud et Lebel (1979), prenant en compte cet effet, suggèrent une différence de 900 m entre les altitudes de formation des glaces de l'Holocène et du dernier épisode glaciaire. Cette variation d'altitude peut expliquer environ 50 % des variations isotopiques observées. De nouveaux résultats, beaucoup plus nombreux, ont été publiés récemment par une équipe américaine (Herron et Langway, 1987). Cependant, la technique expérimentale qu'ils ont utilisée est moins précise et leurs résultats sont beaucoup plus dispersés que les précédents, c'est pourquoi on peut douter de la fiabilité de la valeur de changement d'altitude qu'ils en ont déduit (540 m).

I.2.3.c Forages côtiers antarctiques. En Antarctique, deux forages côtiers peu profonds (forage F ou BHF, profondeur : 350 m ; D 10, profondeur : 300 m), mais qui ont atteint le socle rocheux, ont été exploités dans les années 70. Comme celle du forage de Camp Century, leur chronologie remonte jusqu'au dernier épisode glaciaire.

Forage F. Le forage F, situé sur les bords du Law Dome (Antarctique de l'Est) a d'abord été analysé par Budd et Morgan (1977). Ils ont observé une diminution progressive de la teneur en gaz, similaire à celle de l'isotope dans les 200 premiers mètres de carotte, qu'ils ont interprétée comme due à un effet d'origine de la glace sans variations significatives du climat et de l'équilibre de la calotte du Law Dome. En dessous de ce niveau, la teneur en gaz décroît brutalement en réponse à une diminution aussi brutale de l'isotope. Ces variations sont interprétées comme étant les conséquences de la dernière transition climatique glaciaire - interglaciaire. D'après ces auteurs, les variations isotopiques reflètent un changement de température d'environ 14°C en 2000 ans, et celles de

la teneur en gaz une variation d'altitude d'au moins 3000 m. Cette très forte variation d'altitude est interprétée dans les termes suivants : en période glaciaire, le niveau de la mer étant plus bas qu'actuellement, le bord de la calotte Antarctique était situé plus au nord, couvrant tout le plateau continental dans la région du Law Dome. A cette époque, le Law Dome ne constituait pas une petite calotte côtière indépendante de la calotte principale du point de vue de l'écoulement, et des flux de glace venant de l'intérieur du continent passaient sur la région du Law dome. L'augmentation très rapide de la teneur en gaz peut refléter un surge de la calotte en réponse à la déglaciation. Il faut noter que le changement d'altitude de 3000 m a été calculé à partir d'une relation teneur en gaz - altitude et doit donc être révisée à la baisse pour tenir compte des variations thermiques de la porosité au close-off de la glace mises en évidence ultérieurement (on obtient 2700 m). Plus récemment, B. Lebel (1979) a effectué de nouvelles mesures pour ce forage F. Lebel observe aussi une diminution progressive de la teneur en gaz dans les 200 premiers mètres de carotte, mais il a obtenu des résultats très dispersés et sans tendance claire dans la zone de la carotte correspondant à la dernière déglaciation. Dans cette gamme de profondeur la carotte provient d'une zone où la glace a été soumise à un très fort cisaillement comme indiqué par les mesures d'inclinométrie du trou de forage. L'observation de lames minces de glace a mis en évidence des bulles de forme très variable, qui sont par endroits très allongées dans une direction horizontale (probablement celle de l'écoulement). La longueur de ces bulles peut atteindre 0,5 cm. B. Lebel a attribué la variabilité de ses résultats à des phénomènes de migration du gaz par rapport à la matrice de glace. Cependant, d'après les résultats du chapitre III de ce travail, où l'on estime les pertes de gaz dues à la présence de bulles coupées en surface des échantillons de mesure de V, on peut proposer une autre interprétation des résultats de B. Lebel. Pour des échantillons cubiques de 3 cm d'arête, les tailles de bulles observées par B. Lebel peuvent conduire à une différence atteignant 15 % entre teneur en gaz non corrigée et

teneur en gaz réelle de la glace. La variabilité de la taille des bulles observées à des profondeurs différentes peut également expliquer la variabilité des résultats de mesure dans cette zone de la carotte. Budd et Morgan (1977) ont probablement mesuré la teneur en gaz de la glace sur des échantillons beaucoup plus gros et l'effet de taille des bulles peut être nettement moindre sur leur résultats. Cependant, un tel effet peut conduire à une nouvelle révision à la baisse de leur estimation de variation d'altitude au cours de la dernière déglaciation.

Forage D-10 (Terre Adélie). Les résultats d'isotope et de teneur en gaz du carottage de D-10 ont été publiés conjointement à des résultats de modélisation de l'écoulement de la glace (Raynaud et al., 1979). Les résultats de V obtenus sont probablement plus fiables que ceux du forage F. Comme au site de BHF, la partie supérieure du profil de teneur en gaz indique une décroissance de V compatible avec le régime actuel de la calotte qui est interprétée comme un pur effet d'origine. En dessous d'environ 200 m, l'isotope et la teneur en gaz décroissent brutalement, indiquant un climat plus froid et des épaisseurs de glace plus importantes dans le passé. Pendant la dernière déglaciation, la calotte a pu s'amincir d'environ 400 m en 2000 à 3000 ans, alors que les glaces analysées s'écoulaient depuis environ 450 km jusqu'à environ 250 km de la côte.

Les renseignements fournis par des carottes de glace telles que celles de D-10 ou du forage F sont d'une précision limitée car la datation de ces carottes est délicate et car il est difficile de séparer, dans le signal de teneur en gaz, les variations d'épaisseur de la glace des effets d'origine. En effet, la glace prélevée en profondeur a subi un écoulement très important depuis sa formation.

I.2.3.d Forage de Byrd, Antarctique de l'Ouest. La station de Byrd est située dans une région intérieure de l'Antarctique de l'Ouest où l'altitude en surface est de 1530 m et un forage de la glace a atteint le socle rocheux, à 2164 m de

profondeur en 1967-1968. Les premières mesures de teneur en gaz réalisées sur la carotte de Byrd ont suggéré que la glace dans cette région n'a pas subi de variations d'épaisseur de très grande amplitude depuis le dernier épisode glaciaire (Gow et Williamson, 1975 ; Raynaud et Lorius, 1977). Ces résultats sont confirmés par ceux du profil plus détaillé publié par Raynaud et Whillans (1982). Ce profil présente des fluctuations à court terme qui semblent trop importantes pour être totalement attribuables à l'effet des fluctuations saisonnières de la teneur en gaz. Cependant, ce signal suggère une tendance générale à la décroissance de la teneur en gaz avec la profondeur à laquelle se superpose une augmentation de V au niveau de la dernière déglaciation (mise en évidence par l'isotope). Ceci suggère une stationnarité de la calotte pendant toute la période Holocène et des épaisseurs de glace en période glaciaire inférieures d'environ 200-250 m aux valeurs actuelles, liées au moindre taux d'accumulation dans cette région en période froide. Remarquons que si en cette région les effets d'écoulement sont bien moindres qu'à D-10 ou à BHF, on rencontre ici un autre problème : pour déduire précisément des variations d'altitude des faibles variations de la teneur en gaz observée, il faut réaliser des mesures précises et bien intégrer la variabilité à court terme de la teneur en gaz.

I.2.3.e Conclusion. Les mesures effectuées en Antarctique suggèrent :

- pour la période actuelle, des relations V - altitude et V_c - température quasi linéaires. Cependant, il n'existe qu'une donnée de V_c dans la zone de température inférieure à -35 °C.

- En régime glaciaire, des régions centrales moins épaisses et des régions côtières plus épaisses.

CHAPITRE II

METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN GAZ

METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN GAZ

II.1 INTRODUCTION

La technique de mesure de la teneur en gaz (V) des glaces polaires que j'ai utilisée a été mise au point il y a quelques années au laboratoire (Raynaud, 1977 ; Lebel, 1979). Dans ce chapitre, je décrirai cette méthode (avec le protocole que j'ai utilisé) en insistant sur les facteurs importants que j'ai mis en évidence. Je discuterai ensuite la qualité des résultats à partir de tests de la méthode qui ont été réalisés au cours de ce travail.

II.2 DESCRIPTION DE LA METHODE

II.2.1 *Observation de la glace et préparation des échantillons*

La préparation des échantillons a lieu en chambre froide (-15 à -18 °C environ). Dans un premier temps, la carotte de glace est examinée : ses dimensions sont mesurées, on note la localisation d'éventuels "cracks" de pression autour des bulles, fractures, feuilletages, inhomogénéités telles que des strates de glace ou des croûtes de vent. La taille, la forme et l'abondance des bulles sont également notées qualitativement. Cette observation peut être utilement complétée par la préparation de lames minces qui permettent une étude plus précise des fractures ainsi que du nombre, de la taille et de la répartition des occlusions.

Un échantillon généralement cubique de 20 à 25 g est ensuite découpé à l'aide d'une scie à ruban. Les chutes mitoyennes peuvent être conservées pour la mesure des teneurs en isotopes stables (deutérium et oxygène 18). L'échantillon est soigneusement observé (recherche d'éventuelles fractures ...) et mesuré (pour la correction des pertes de gaz en surface des échantillons présentée au chapitre III). Le cube de glace est alors pesé et placé dans un récipient de verre fermé par

un rodage plat et muni d'un robinet (voir figure III.1 : schéma de l'ensemble du montage).

II.2.2 *Evacuation de l'air atmosphérique se trouvant dans le récipient*

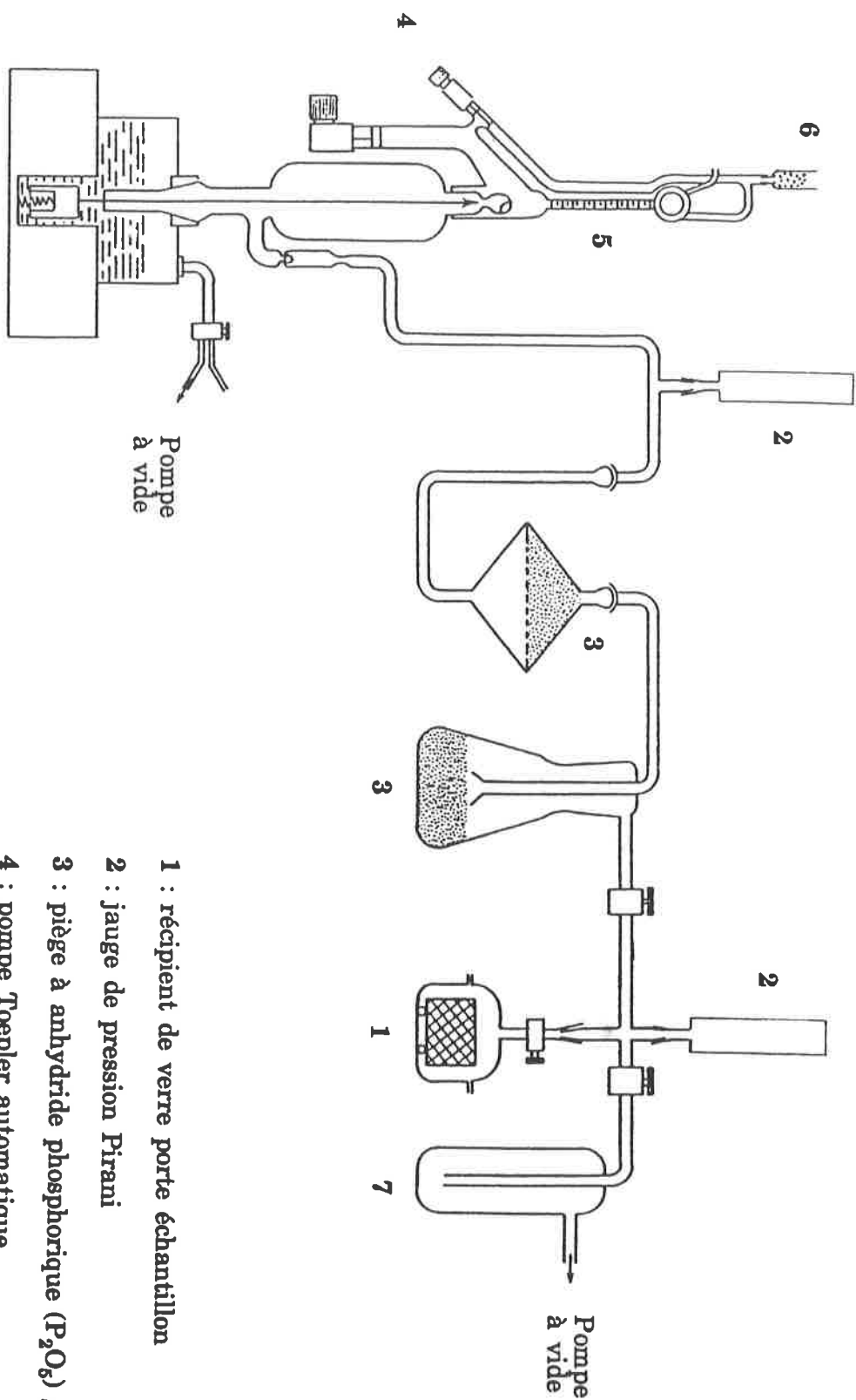
La gamelle est adaptée sur une ligne à vide (voir figure III.1), puis l'air qu'elle contient est pompé pendant 20 mn à travers un piège à azote liquide. L'échantillon est posé sur un support ajouré pour éviter un piégeage d'air entre la glace et le fond du récipient, et la gamelle est maintenue au froid par un frigatron (appareil constitué d'éléments à effet Peltier). Pendant le pompage, quelques dixièmes de grammes de glace sont sublimés, ce qui permet un décapage de la surface de l'échantillon.

II.2.3 *Extraction des gaz emprisonnés dans la glace*

Après la fermeture du robinet de la gamelle, l'échantillon est fondu et le gaz initialement occlus dans la glace s'échappe dans la gamelle. Cependant, une partie des gaz reste dissoute dans l'eau de fusion. C'est pourquoi, à l'aide du frigatron, on réalise un regel progressif par le fond de la gamelle (durée du regel : 1h - 1h30). Ainsi, les gaz dissous migrent vers l'interface glace - eau. Le regel permet en outre de diminuer la pression de vapeur d'eau dans la gamelle.

II.2.4 *Transfert du gaz dans une burette graduée*

Une pompe Toepler automatique permet de transférer le gaz de la gamelle vers une burette graduée. Au cours de leur migration à travers la ligne à vide, les gaz sont séchés dans des pièges à anhydride phosphorique granulé. Plus précisément, ces pièges contiennent un mélange d'anhydride phosphorique et de billes de verre, pour éviter la formation d'une croûte imperméable lors de l'hydratation des pièges. La pression de part et d'autre de ces pièges est contrôlée par des jauges Pirani. Après 12 minutes de pompage Toepler, le robinet de la gamelle est fermé, et le pompage sur la ligne (de volume très supérieur à celui



- 1 : récipient de verre porte échantillon
- 2 : jauge de pression Pirani
- 3 : piège à anhydride phosphorique (P_2O_5) granulé
- 4 : pompe Toepler automatique
- 5 : burette volumétrique à gaz
- 6 : tube dessiccateur
- 7 : piège à azote liquide

Figure III.11 : schéma d'une ligne de mesure de la teneur en gaz.

de la gamelle) est poursuivi pendant 18 minutes supplémentaires. Les pressions dans la ligne au moment de la fermeture de la gamelle et à la fin du transfert du gaz doivent être soigneusement notées pour surveiller le bon fonctionnement de la pompe Toepler et corriger, si nécessaire, la teneur en gaz mesurée de la quantité d'air restant dans la gamelle au moment de sa fermeture et dans la ligne à la fin du pompage Toepler. Pour cette correction, les capteurs de pression doivent être étalonnés régulièrement. Après l'arrêt de la pompe Toepler, il est important de contrôler qu'une partie du gaz n'est pas resté piégé sous la valve reliant le corps de pompe à la burette graduée (voir figure III.1).

II.2.5 *Détermination de la teneur en gaz de l'échantillon*

Après une heure d'attente pour permettre la stabilisation en température du gaz et du mercure de la pompe Toepler, le gaz contenu dans la burette est mis en équilibre avec la pression atmosphérique, et le volume de gaz recueilli (v) est mesuré à la pression P et à la température T ambiantes. La teneur en gaz de l'échantillon est alors calculée en appliquant la loi des gaz parfaits :

$$V(\text{cm}^3\text{g}^{-1}) = v \frac{P(\text{mm Hg})}{T(\text{K})} \frac{273}{760} \frac{1}{M(\text{g})} \quad (1)$$

avec M : masse de l'échantillon.

Remarque : une première lecture du volume de gaz recueilli dans la burette est réalisée 5 minutes environ après la fin du pompage Toepler. Ainsi, une fuite éventuelle du robinet de la burette (voir figure III.1) sera détectée si les deux lectures diffèrent de plus de 2%.

II.3 TESTS DE LA TECHNIQUE UTILISEE

La méthode décrite ci-dessus étant utilisée depuis de nombreuses années, les tests présentés ici ne sont pas des tests globaux de mise au point mais concernent certains problèmes particuliers.

II.3.1 *Quantité de glace sublimée pendant la mise sous vide de l'échantillon.*

Au cours des 20 mn d'évacuation de l'air se trouvant initialement dans la gamelle, une certaine quantité de glace est sublimée. Cette masse de glace sublimée doit être ôtée de la masse de l'échantillon pour le calcul de V (voir équation (1)). La masse de glace sublimée peut à priori varier en fonction de :

- la température initiale de la glace (c'est à dire celle de la chambre froide)
- la température du frigatron et la qualité du contact frigatron - gamelle
- l'efficacité du piège à azote liquide et de la pompe à palettes, la géométrie de la ligne
- le diamètre et l'alignement de la voie du robinet de la gamelle
- la masse et la forme de l'échantillon.

A la fin des années 70, cette masse de glace a été évaluée à $0,5 \pm 0,1$ g (Raynaud, 1977 ; Lebel, 1979). Le test consiste à peser un échantillon de glace avant et après une période de 20 mn de pompage sur la gamelle.

Au cours de la présente étude, treize tests réalisés avec 6 gamelles différentes conduisent à une masse de glace sublimée de $0,22 \pm 0,05$ g (0,05 est le demi écart maximum entre les résultats obtenus). Les résultats détaillés de ces tests sont présentés dans l'annexe A. La variabilité ($\pm 0,05$ g) de la quantité de glace sublimée induit une imprécision relative de $\pm 0,25\%$ sur la détermination de V pour des échantillons de 20 g. Cette imprécision est faible par rapport à d'autres sources d'erreur.

L'essentiel de la différence entre ce résultat de 0,2 g de glace sublimée et les 0,5 g obtenus précédemment est dû au fait que jusqu'en 1979, la mise sous vide de l'échantillon était réalisée sans maintien au froid de la gamelle avec le frigatron. Ceci est confirmé par deux tests de sublimation sans frigatron (voir annexe A) pour lesquels j'ai obtenu 0,4 g de glace sublimée. La différence de 0,1 g restant inexplicée entre anciens et nouveaux tests peut provenir de modifications du système expérimental (gamelles différentes, système de pompage différent, ...). Dans le cas d'un échantillon de 20 g, on commettra une erreur de 0,5% sur la

détermination de V si pour une partie des mesures, la correction de masse sublimée appliquée est fautive de 0,1 g. Cette erreur est de 0,7% pour un échantillon de 15 g et de 0,4% pour un échantillon de 25 g.

II.3.2 *Test d'efficacité de l'extraction du gaz*

Lors du regel de l'échantillon, une quantité très variable de bulles peuvent apparaître dans la glace, en particulier au voisinage de sa surface. Il semble que le nombre de ces bulles soit plus faible lorsque :

- le regel est lent,
- l'interface glace - eau est bien horizontale,
- l'eau de fusion est chauffée avant le regel (sans aller jusqu'à ébullition).

Bien que le chauffage de l'eau soit suivi par un refroidissement (puis un regel), la quantité d'air soluble dans l'eau étant une fonction décroissante de la température, une partie de l'air serait, pour des raisons cinétiques, évacué irréversiblement pendant le chauffage.

Il est possible d'évaluer expérimentalement l'influence des bulles de gaz dans la glace de regel en réalisant, après la fin de la mesure de teneur en gaz, un deuxième cycle fusion - regel et en transférant le gaz recueilli dans la burette de la pompe Toepler. Ceci a été réalisé pour deux échantillons dans lesquels ces bulles étaient exceptionnellement nombreuses. Aucune différence mesurable n'a été trouvée entre les mesures obtenues après un ou deux cycles fusion - regel. La quantité d'air occlus dans les bulles de la glace de regel est donc négligeable.

II.3.3 *Blancs de pompage Toepler*

Un premier type de test (réalisé deux fois) consiste à mettre en route la pompe Toepler pendant 30' sur la ligne en vide statique. Ce test permet de vérifier que la tenue au vide de la ligne est suffisante pour ne pas biaiser les résultats de teneur en gaz.

Le second type de test (quatre tests effectués) peut être réalisé à la fin d'une expérience de teneur en gaz et après vérification qu'un bon vide règne dans la gamelle (au dessus du lit de glace). Il s'agit de pomper pendant 12 minutes avec la Toepler sur la gamelle contenant la glace, et pendant 18 minutes supplémentaires sur la ligne à vide. Ce test permet de vérifier que les pièges à anhydride phosphorique laissent passer une quantité négligeable de vapeur d'eau, et qu'ils ne dégazent pas.

Les deux types de tests ont conduit à recueillir une quantité non mesurable d'air dans la burette : nous utilisons des burettes de 5 cm³ graduées tous les 0,02 cm³ à partir d'une graduation minimale de 0,08 cm³, et la quantité de gaz collectée à l'issue de ces tests est très inférieure à 0,08 cm³. En estimant le volume maximal recueilli à 0,02 cm³ alors que les volumes d'air mesurés sont généralement compris entre 2 et 3 cm³, on obtient une erreur sur V de 0,7 à 1%. Il s'agit d'une erreur maximale car pendant une expérience réelle de mesure de la teneur en gaz, le déséquilibre de pression de part et d'autre des pièges est au minimum 10 fois moindre qu'au cours de ces tests (en raison de la présence d'air dans la ligne).

Remarque : lorsque les pièges à anhydride phosphorique viennent d'être changés (toutes les 20 à 25 expériences) ils se mettent parfois à dégazer à leur première utilisation (à leur premier contact avec de la vapeur d'eau). Pour vérifier le bon fonctionnement de pièges neufs, je déconseille l'utilisation du deuxième test présenté ci dessus car le passage de vapeur d'eau (ou d'autres gaz) dans la Toepler risque d'oxyder le mercure ; il vaut mieux dans ce cas mettre les pièges en contact avec une gamelle contenant de la glace sans faire fonctionner la Toepler, et surveiller que la pression mesurée par la jauge Pirani située entre les pièges et la pompe Toepler n'augmente pas trop.

II.3.4 *Tests avec des cellules de volume étalonné*

Jusqu'à présent, il n'a jamais été possible de connaître la différence entre valeur mesurée et valeur réelle (absolue) de la teneur en gaz des échantillons de glace polaire, car personne n'a pu réaliser une glace étalon, c'est à dire une glace de teneur en gaz connue et voisine de celle rencontrée dans les échantillons naturels (environ 1 cm³ d'air pour 10 grammes de glace). Les tests décrits ici, que j'ai mis au point et réalisés permettent de rechercher un éventuel écart systématique entre une quantité d'air introduit dans la ligne et la quantité d'air mesurée à la burette après transfert.

II.3.4.a Un premier type de tests consiste à remplacer, sur la ligne de mesure, le récipient porte échantillon par une cellule de volume étalonné. De l'air atmosphérique est introduit dans la cellule (préalablement vidée) après avoir été séché par passage à travers un tube contenant de l'anhydride phosphorique, la pression atmosphérique et la température du laboratoire sont lues. Cet air est alors pompé par la pompe Toepler dans des conditions analogues à celles des mesures de la teneur en gaz (30 mn de pompage et 1 h de stabilisation). Nous avons utilisé cinq cellules différentes dont les volumes sont répartis entre 1 et 3 cm³. Les résultats détaillés de ces tests sont présentés et analysés dans l'annexe A. Pour les différentes cellules, l'écart volume d'air introduit dans la cellule - volume d'air recueilli dans la burette varie entre -1% et +2% du volume d'air introduit. Nous montrons dans l'annexe A que moins de 0,2 % du gaz introduit dans la cellule demeure dans la ligne de mesure à la fin de chaque test - le transfert du gaz est donc quasi complet. Les différences entre volumes des cellules et volumes d'air mesurés dans les burettes sont dues à l'encrassement, à la qualité des graduations et à l'erreur de lecture sur les burettes. Nous avons estimé l'effet de l'encrassement d'une des burettes (qui est utilisée depuis une dizaine d'années). Cet encrassement biaise l'ensemble des résultats des tests réalisés sur la ligne correspondante de 0,02 à 0,03 cm³. Bien entendu, ce biais

est beaucoup plus sensible lorsqu'on mesure de petits volumes de gaz : 2 à 3 % pour 1 cm³ mesuré que lorsqu'on mesure des volumes plus importants : 0,7 à 1 % pour 3 cm³ de gaz.

II.3.4.b Un deuxième type de tests consiste à introduire une quantité connue d'air dans une gamelle, au dessus d'un lit de glace sans bulles initialement sous vide, puis à faire fondre et regeler cette glace avant de réaliser un pompage Toepler analogue à celui d'une expérience normale de teneur en gaz. Ce test a été réalisé deux ou trois fois sur chaque ligne de mesure, avec la cellule de volume 2,007 cm³. Les résultats : différence entre volume d'air introduit dans la ligne et volume d'air introduit dans la burette sont identiques à ceux du premier type de tests à moins de 0,6 % près, ce qui n'est pas significatif compte tenu de la variabilité des résultats (tableau des résultats en annexe A). Ce résultat, conjointement aux résultats des tests d'efficacité de l'extraction du gaz et de blancs de pompage Toepler nous permet de tirer les conclusions suivantes :

- la fusion - regel permet une extraction totale du gaz de la glace
- le séchage du gaz par passage sur les pièges à anhydride phosphorique est suffisamment efficace, et le dégazage de ces pièges est suffisamment faible pour ne pas biaiser significativement les résultats.

II.3.5 *Test de reproductibilité des résultats sur la carotte de Dome Summit*

Les résultats de teneur en gaz obtenus pour la carotte de Dome Summit (ce site de forage est situé au sommet du Law Dome, en Antarctique) permettent de déterminer la reproductibilité des mesures et d'illustrer la variabilité à court terme de la teneur en gaz (à l'échelle des variations saisonnières). Le site de Dome Summit est caractérisé par une faible variabilité des teneurs en gaz mesurées sur une même tranche horizontale de glace. Dans le cadre de ce travail, j'ai analysé deux séries de cinq tranches horizontales successives de 3 cm d'épaisseur (voir figure III.2), découpées dans une carotte de glace prélevée à

143 m de profondeur ; la carotte était constituée de deux morceaux, les tranches 1 à 5 ont été taillées dans le premier morceau, et les tranches 1 bis à 5 bis dans le deuxième. Deux échantillons pour la teneur en gaz ont été réalisés sur chaque tranche horizontale de glace.

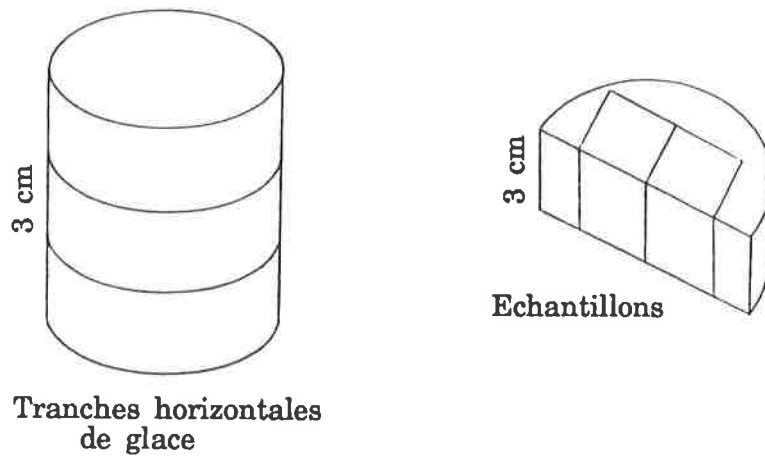


Figure III.2 : schéma de la découpe des échantillons pour la carotte de Dome Summit prélevée à 143 m de profondeur.

Les résultats obtenus sont exprimés, dans le tableau ci-dessous, en cm^3 d'air (dans les conditions normales de température et de pression) par gramme de glace.

<i>N° tranche</i>	<i>1^{ère} mesure</i>	<i>2^{ème} mesure</i>	<i>N° tranche</i>	<i>1^{ère} mesure</i>	<i>2^{ème} mesure</i>
1	0,1177	0,1162	1 bis	0,1154	0,1157
2	0,1381	0,1380	2 bis	0,1164	0,1171
3	0,1214	0,1224	3 bis	0,1135	0,1143
4	0,1133	0,1136	4 bis	0,1158	0,1148
5	0,1127	0,1130	5 bis	0,1152	0,1142

Table III.1 : Résultats de teneur en gaz obtenus pour la carotte de Dome Summit (Law Dome) à 143 m de profondeur.

Sur une même tranche horizontale de glace, la variabilité de la teneur en air n'excède pas $\pm 0,7 \%$, ce qui correspond à la reproductibilité attendue compte tenu

- de la précision de lecture du volume de gaz dans la burette de la pompe Toepler (graduée tous les $0,02 \text{ cm}^3$) : $\pm 0,3 \%$

- et de la variabilité de la teneur en gaz due au fait que le gaz est occlus dans un nombre fini de bulles réparties aléatoirement (voir chapitre III, paragraphe III.4).

Par contre, la variation de V entre tranches atteint $\pm 10\%$. Cette variabilité naturelle à court terme de la teneur en gaz peut refléter principalement des variations de porosité de la glace au close-off, et sera étudiée au chapitre IV.

II.4 CONCLUSION

La méthode de mesure de la teneur en gaz des glaces polaires décrite ci-dessus présente une excellente reproductibilité : $\pm 0,7 \%$ pour deux échantillons analysés sur une même ligne de mesure.

Les sources principales de dérive à long terme du système expérimental sont :

- une baisse éventuelle de l'efficacité du pompage Toepler (une telle baisse peut être détectée en évaluant, à partir des pressions fournies par les jauges Pirani, la quantité de gaz restant dans la gamelle et dans la ligne après le pompage Toepler),

- une variation de la masse sublimée au cours de la mise sous vide de l'échantillon,

- un encrassement des barettes de pompe Toepler.

Ces sources potentielles de dérive doivent être surveillées par des tests réguliers.

Les tests réalisés au cours de ce travail permettent pour la première fois de conclure sur le caractère absolu de cette méthode de mesure. Les erreurs liées à l'estimation de la quantité de glace sublimée pendant la mise sous vide de l'échantillon, à la qualité de l'extraction du gaz de la glace et au transfert du gaz dans la burette de la pompe toepler sont nettement inférieures à l'erreur liée à l'encrassement et au biais de graduation des burettes, qui peut atteindre 2 % . La précision globale de $\pm 1,5$ % peut être atteinte lorsque l'encrassement de la burette et le volume d'air non transféré dans la burette sont faibles ou correctement estimés.

Les inconvenients de cette méthode sont sa durée (une demi journée) et l'utilisation de produits de maniement délicat : mercure et anhydride phosphorique. C'est pourquoi nous envisageons la mise au point d'une méthode de mesure de la teneur en gaz par détentes du gaz et mesures de pressions, en refroidissant suffisamment la glace de regel pour minimiser la pression de vapeur d'eau dans le système de mesure. Les principes d'une telle méthode sont décrits dans Martinerie (1987).

CHAPITRE III

EVALUATION DES PERTES DE GAZ A LA SURFACE DES ECHANTILLONS

EVALUATION DES PERTES DE GAZ A LA SURFACE DES ECHANTILLONS

III.1 INTRODUCTION

Lorsqu'un échantillon de glace (généralement cubique) est découpé pour une mesure de teneur en gaz (V), un certain nombre de bulles ou cavités sont coupées au niveau des surfaces ainsi taillées, et l'air correspondant est perdu. Ainsi, le contenu d'une partie de la porosité de l'échantillon n'est pas pris en compte dans la mesure de V.

Dans ce chapitre est présenté un calcul qui permet de corriger les mesures de V de cette perte de gaz à partir des données suivantes : la valeur mesurée de V, la taille de l'échantillon, la taille et la forme des bulles. La taille des bulles, et donc la perte de gaz décroît généralement avec la profondeur en un site donné. La taille des bulles dépend également du site d'origine de la glace (globalement, plus un site est froid, plus les bulles de la glace y sont petites et abondantes). Ainsi, pour interpréter un profil V - profondeur comme pour comparer des mesures obtenues en différents sites de prélèvement, il est important d'évaluer les corrections dues aux pertes de gaz en surface des échantillons.

Le calcul présenté ici a été testé expérimentalement, illustré par son application au profil de D-57 et comparé à l'approche d'autres auteurs.

Cette étude a fait l'objet d'une publication au *Journal of Glaciology* (Martinerie et al., sous presse) qui est reproduite en annexe C. L'utilisation du calcul des pertes de gaz en surface des échantillons de teneur en gaz nécessite l'estimation de la taille et de la forme des bulles occluses dans la glace. La technique de préparation de lames minces de glace, la méthode de mesure des bulles et les résultats détaillés de toutes les mesures de bulles sont présentés en annexe B.

III.2 DESCRIPTION DU CALCUL

III.2.1 *Principes*

Les centres de N_t bulles de même taille et de même forme sont placés au hasard dans un cube d'arête A (pour simplifier, nous ne considérerons ici que des échantillons cubiques). Un critère de coupure des bulles, fonction de la distance entre le centre d'une bulle et chaque surface du cube est défini. L'expression de ce critère dépend de la taille, de la forme et de l'orientation spatiale des bulles. A l'aide de ce critère, un programme Fortran teste chaque bulle et compte celles qui sont coupées (soit N_c ce nombre). En moyenne, les bulles sont coupées en leur milieu, c'est pourquoi la perte de gaz ($V - V_{mes}$) correspond au volume de gaz occlus dans $N_c/2$ bulles. La proportion de gaz perdu s'écrit donc :

$$\frac{V - V_{mes}}{V} = \frac{N_c}{2 N_t} \quad (1)$$

où V_{mes} est la teneur en gaz mesurée et V la teneur en gaz corrigée des pertes en surface des échantillons. D'après (1), V s'écrit :

$$V = \frac{V_{mes}}{1 - N_c/(2 N_t)} \quad (2)$$

Si on suppose que les bulles sont uniformément réparties dans le cube, N_c est proportionnel à N_t , et le rapport N_c / N_t est indépendant de N_t . Pour le calcul de V , N_t peut donc être n'importe quel nombre arbitraire.

L'équation (1) peut aisément être étendue à n'importe quelle forme d'échantillon :

$$\frac{V - V_{mes}}{V} = \frac{1}{2} \frac{n_c}{n_t} \frac{s}{v}, \quad (3)$$

s étant la surface de l'échantillon et v son volume. n_t est la concentration en bulles de l'échantillon (nombre de bulles par unité de volume), et n_c est le nombre de bulles coupées par unité de surface de l'échantillon.

Pour ce calcul, nous ne considérerons que des bulles de même taille. Cependant, un spectre de taille des bulles peut aussi être pris en compte en modifiant légèrement le programme Fortran. Aucune différence significative de résultats n'a été trouvée en introduisant une taille moyenne des bulles ou un spectre complet de taille des bulles. La taille des bulles étant très inférieure à l'arête A du cube, l'effet des arêtes et des coins de l'échantillon sera négligé.

III.2.2 *Choix de formes simples de bulles*

D'après l'observation de différentes carottes de glace, dans la gamme de profondeurs allant de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres sous le close-off, les formes simples de bulles les plus adaptées sont la sphère et le cylindre. Les bulles approximativement cylindriques (généralement présentes dans la glace conjointement à des bulles rondes) peuvent être toutes orientées dans la même direction quand l'écoulement de la glace est important. Elles peuvent aussi ne pas avoir d'orientation préférentielle, pour de la glace située à quelques dizaines de mètres sous le close-off. A plus grande profondeur, mais au dessus de la zone de formation des clathrates, les bulles sont en général sphériques. Nous avons donc pris en compte trois formes de bulles : des bulles sphériques, des bulles cylindriques orientées dans la même direction, et des bulles cylindriques sans orientation préférentielle. Pour les bulles cylindriques orientées, nous traiterons uniquement le cas où l'axe des bulles est parallèle à une face du cube, qui conduit à une perte de gaz minimale en surface des échantillons.

III.2.3 *Calcul pour des bulles sphériques*

Il s'agit de déterminer le critère de coupure des bulles. Soit D le diamètre des bulles, les centres des bulles situées partiellement (bulles coupées) ou totalement dans le cube sont situés dans un volume $(A+D)^3$ (voir figure III.1). N_t' centres de bulles sont introduits dans ce volume ($N_t' = N_t + N_c/2$). Une bulle est coupée si et seulement si la distance entre son centre et une des surfaces du cube

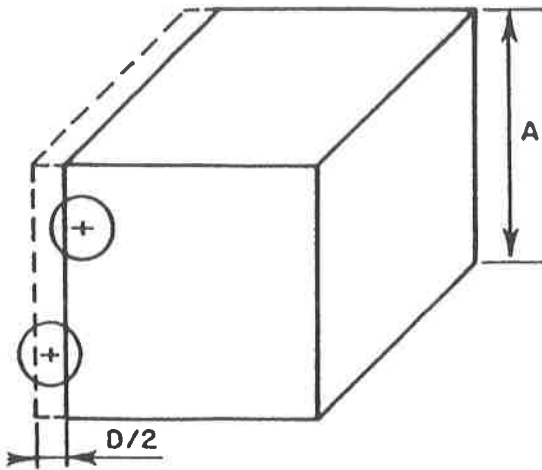


Figure III.1 : position des bulles coupées sphériques et de leurs centres dans le cube.

est inférieure à $D/2$. Ce critère permet de déterminer N_c . En pratique, on utilise un repère cartésien, dont l'origine est située au centre du cube et dont les axes sont les trois normales aux surfaces du cube. Les coordonnées X_i $i=1,2,3$ de chaque centre de bulle sont tirées au hasard dans l'intervalle $[-(A+D)/2, +(A-D)/2]$. Les bulles coupées sont celles dont les centres ont une coordonnée X_i au moins telle que :

$$|A/2 - X_i| \leq D/2 \text{ ou } |A/2 + X_i| \leq D/2.$$

Le rapport N_c/N_t s'obtient en comptant N_c , et l'équation (1) devient :

$$\frac{V - V_{mes}}{V} = \frac{N_c / 2}{N_t' - (N_c/2)} \quad (4)$$

III.2.4 Calcul pour des bulles cylindriques orientées

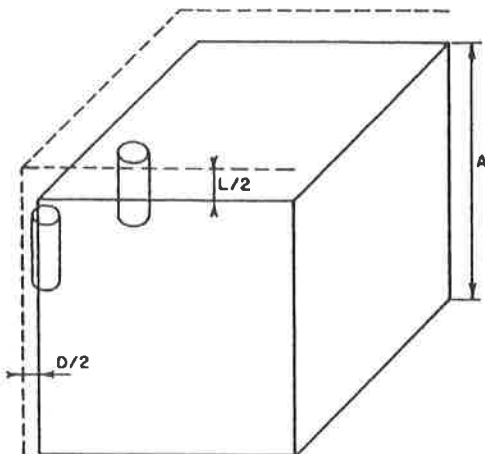


Figure III.2 : position des bulles cylindriques orientées dans le cube.

L'orientation des bulles cylindriques par rapport aux faces du cube montrée sur la figure III.2. Seul, ce cas particulier d'orientation est pris en compte ici car il conduit à une perte de gaz minimale. Les bulles sont représentées par des cylindres de diamètre D et de hauteur L . Ce cas est très similaire à celui des bulles sphériques. Les N_t' bulles sont placées dans un volume $(A+D)^2(A+L)$, et une bulle est coupée si et seulement si son centre est situé à une distance inférieure à $D/2$ d'une surface

latérale du cube ou à une distance inférieure à $L/2$ des surfaces supérieure ou inférieure du cube. Ce critère permet de déterminer N_c et le pourcentage de gaz perdu est déduit de l'équation (4).

III.2.5 Calcul pour des bulles cylindriques orientées au hasard

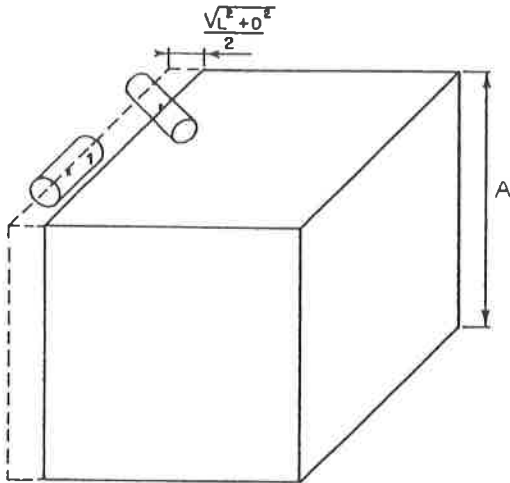


Figure III.3 : bulles cylindriques orientées au hasard. $(L^2 + D^2)^{0,5}$ est la diagonale des bulles.

La géométrie de cette situation est illustrée par la figure III.3. Les trois coordonnées de chaque centre de bulle sont toujours tirées au hasard. De plus, les coordonnées K_i $i=1,2,3$ du vecteur définissant l'axe des bulles sont choisies au hasard entre -1 et 1, puis normalisées. Comme le montre la figure III.3, les centres des N_t' bulles doivent être placés dans un volume $(A + (L^2+D^2)^{1/2})^3$. Cependant, toutes les bulles situées à une distance inférieure à $(L^2+D^2)^{1/2}$ d'une face du cube (soit N_d leur

nombre) ne sont pas coupées (voir bulle 1 de la figure III.3). La relation entre N_t et N_t' s'écrit ici : $N_t' = N_t + N_d/2$. Nous devons maintenant déterminer le critère de coupure des bulles et N_c .

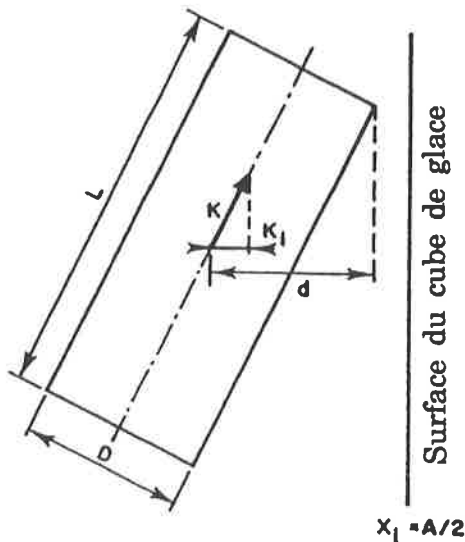


Figure III.4 : critère de coupure des bulles. Le plan de la figure est défini par le centre de la bulle, l'axe de la bulle et la normale à la face du cube considérée. D , L , et \vec{K} sont définis dans le texte.

Comme le montre la figure III.4, une bulle est coupée si et seulement si la distance séparant son centre d'une surface du cube est inférieure à d. d s'exprime en fonction de L, D, et la coordonnée K_1 de l'axe de la bulle suivant la normale à la surface considérée du cube :

$$d = (L/2) |K_1| + (D/2) (1-K_1^2)^{1/2}.$$

Le critère de coupure des bulles s'écrit alors :

$$\exists X_i \text{ tel que : } |A/2 - X_i| \leq d \text{ ou } |A/2 + X_i| \leq d.$$

Ainsi, le rapport N_c/N_t s'obtient en comptant N_c et N_d , et l'équation (1) s'écrit :

$$\frac{V-V_{\text{mes}}}{V} = \frac{N_c/2}{N_t' - (N_d/2)} \quad (5)$$

III.2.6 Cas de deux formes de bulles dans un échantillon de glace

Nous prendrons l'exemple de sphères et de cylindres orientés au hasard. Ce mélange est fréquent dans les glaces récentes. Dans la table III.1, les paramètres dont nous avons besoin sont définis et exprimés pour des sphères et des cylindres orientés au hasard.

Paramètres	bulles sphériques	bulles cylindriques orientées au hasard
% en nombre	100 p	100 (1-p)
volume des bulles	$v_1 = \pi D_s^3 / 6$	$v_2 = \pi D_c^2 L_c / 4$
$N_c / (2 N_t)$	$R_1 = N_c / (2 N_t' - N_c)$	$R_2 = N_c / (2 N_t' - N_d)$

Table III.1 : Paramètres du calcul de V pour un échantillon de glace contenant un mélange de bulles sphériques et cylindriques orientées au hasard. Notations : l'indice s correspond aux bulles sphériques (D_s), et l'indice c correspond aux bulles cylindriques (D_c, L_c).

En supposant que la pression est identique dans les bulles sphériques et cylindriques, la proportion de gaz perdu s'écrit :

$$\frac{V-V_{\text{mes}}}{V} = \frac{p R_1 v_1 + (1-p) R_2 v_2}{p v_1 + (1-p) v_2} \quad (6)$$

III.3 SENSIBILITE DES RESULTATS AUX DIFFERENTS PARAMETRES

Le pourcentage de gaz perdu : $100(V-V_{mes})/V$ dépend de l'arête A du cube de glace, et de la taille et la forme des bulles.

Les paramètres clés pour la correction des pertes en surface sont les caractéristiques des bulles. La taille et la forme des bulles, de même que le pourcentage de bulles sphériques et cylindriques sont mesurés sur des lames minces (voir annexe B). Pour les échantillons de glace considérés ici, le pourcentage de bulles sphériques varie entre 40 et 100%, le diamètre moyen des bulles (qu'elles soient sphériques ou cylindriques) est compris entre 0,1 et 0,6mm, et la longueur moyenne des bulles cylindriques est comprise entre 0,5 et 2 mm.

Ces intervalles de variation conduisent à une perte de gaz variant de 1 à 10%. Il faut remarquer que les pertes de gaz étant inférieures à 10% de V, une erreur de 10% lors de la mesure d'une caractéristique des bulles conduira à une erreur d'environ 1% seulement sur la teneur en gaz.

La masse M des échantillon est mesurée pendant les expériences de teneur en gaz. D'autre part les profils de densité (ρ) des carottes de glace sont généralement connus. C'est pourquoi l'arête A du cube peut être obtenue par mesure directe ou bien déduite de M et ρ . Dans les deux cas l'influence de l'erreur de mesure de A sur la correction de V est négligeable.

III.4 VARIABILITE DES RESULTATS POUR PLUSIEURS SIMULATIONS AVEC UN MEME JEU DE PARAMETRES

A cause de la distribution aléatoire des bulles dans le cube, deux calculs réalisés avec un même jeu de paramètres donneront des résultats légèrement différents. On a vu au début de ce chapitre que la correction des pertes de gaz en surface des échantillons ne dépend pas de la concentration en bulles de la glace (N_c est proportionnel à N_t , donc N_c/N_t et $(V-V_{mes})/V$ sont indépendants de

N_t). Par contre, la variabilité des résultats obtenus avec un même jeu de paramètres est une fonction décroissante de N_t .

Si la concentration en bulles de la glace étudiée est connue, on peut tester la variabilité de V corrigé en introduisant le nombre N_t réel de bulles dans le cube. Cette variabilité reflète la variabilité de la teneur en gaz de la glace due au fait que le gaz est réparti dans un nombre fini de bulles placées aléatoirement dans l'échantillon. Cette étude de sensibilité a été réalisée pour un niveau de profondeur de la carotte de Byrd, et un niveau de la carotte de Vostok.

Pour la carotte de Byrd à 116m de profondeur, d'après Gow (1968 b), la densité de la glace est $\rho=0,907\text{g/cm}^3$, les bulles sont rondes avec $D_g=0,49\text{mm}$, et une concentration de 230 bulles/ cm^3 de glace. La teneur en gaz mesurée est $0,108\text{cm}^3/\text{g}$ (Raynaud et Whillans, 1982). En utilisant ces valeurs, et en supposant $M=20\text{g}$, les valeurs de V obtenues pour 10 simulations sont comprises dans l'intervalle : $[0,1132, 0,1144]\text{cm}^3/\text{g}$.

Pour la carotte de Vostok à 169m de profondeur : $\rho=0,9065\text{g/cm}^3$ (Salamatin et al., 1985), les bulles sont sphériques avec $D_g=0,35\text{mm}$ et environ 430 bulles/ cm^3 de glace (Barkov et Lipenkov, 1984 ; Lipenkov, 1989), la teneur en gaz mesurée est $0,081\text{cm}^3/\text{g}$. Avec $M=20\text{g}$, les résultats de 10 simulations donnent des valeurs de V dans l'intervalle $[0,0836 ; 0,0841]\text{cm}^3/\text{g}$.

Dans les deux cas, la variabilité du V due à la distribution aléatoire des bulles dans l'échantillon est suffisamment élevée pour expliquer une part significative des variations de V_{mes} observées entre deux échantillons provenant de la même tranche horizontale de glace (environ 1%).

III.5 CONTROLE EXPERIMENTAL DE LA VALIDITE DU CALCUL

D'après la formule (3), les pertes de gaz en surface d'échantillons d'une glace supposée homogène sont proportionnelles à s/v (rapport surface/volume de

l'échantillon). Pour tester les résultats de ce calcul, quatre échantillons issus de la même tranche horizontale de glace ont été analysés. Deux d'entre eux sont des cubes d'arête 3 cm environ, les deux autres sont chacun composés de 6 parallélépipèdes rectangles (3x1x1 cm environ). Les résultats V_{mes} de ces analyses ont été corrigés en utilisant la formule (3). Ce test consiste à vérifier que les quatre valeurs corrigées obtenues sont similaires. Les bulles de la glace analysée (une carotte de Dome Summit prélevée à 240 m de profondeur) sont sphériques de diamètre moyen 0,36 mm. Les résultats correspondants sont donnés dans la table III.2.

forme de l'échantillon	V_{mes} (cm^3g^{-1})	s (cm^2)	v (cm^3)	V (cm^3g^{-1})
cube	0,114	50,9	24,7	0,118
cube	0,114	52,0	25,9	0,118
six parallélépipèdes	0,107	83,7	18,1	0,117
six parallélépipèdes	0,105	90,7	20,4	0,114

Table III.2 : contrôle expérimental de la validité du calcul de correction des pertes en surface des échantillons.

La différence de V de 2% entre échantillons cubiques et parallélépipédiques est beaucoup plus faible que la différence de résultats directs de mesure (V_{mes}) entre les deux types d'échantillons. Cette différence de V est suffisamment faible pour être expliquée par les incertitudes sur V_{mes} , s, v, et D_g .

Une approche similaire peut être utilisée pour corriger des mesures de teneur en gaz pour des glaces contenant des cavités de relaxation. Pour des raisons géométriques, et parce que dans ces glaces, tout le gaz n'est pas nécessairement occlus dans les cavités, notre calcul basé sur des mesures de taille et forme de bulles ne peut être appliqué. Dans ce cas, la correction des pertes en surface ne peut être obtenue que par des mesure de V pour des échantillons de rapport s/v très différents, et en utilisant l'équation (3).

III.6 EXEMPLE D'APPLICATION : LE FORAGE DE D-57

Quelques dizaines de mètres sous le close-off, les bulles ont généralement un volume important. Sous l'effet de la pression de la colonne de glace située au dessus de ces occlusions, la pression de l'air dans les bulles tend à s'équilibrer avec la pression hydrostatique et le volume des occlusions diminue avec la profondeur. Ceci rend la correction des pertes en surface très importante pour des mesures de teneur en gaz de glaces peu profondes. Les mesures de V réalisées sur la carotte de D-57 donnent une bonne illustration de ce fait. En ce site de Terre Adélie, le close-off s'effectue à environ 75 m de profondeur.

profondeur (m)	% bulles sphériques	D _s (mm)	D _c (mm)	L _c (mm)	V _{mes} (cm ³ /g)	V (cm ³ /g)
100	51	0,31	0,28	1,9	0,096	0,108
200	100	0,14	-	-	0,107	0,109

Table III.3 : Application du calcul de bulles coupées au profil de D-57.

Dans la table III.3 sont présentées les caractéristiques des bulles ainsi que les valeurs mesurées et corrigées de teneur en gaz. Alors que la différence de teneur en gaz mesurée entre 100 et 200 m est de 11%, la différence de V corrigé est réduite à 1%, ce qui est comparable à la précision expérimentale.

III.7 COMPARAISON AVEC LE CALCUL DE V. LIPENKOV

Ce calcul, très similaire au notre a été réalisé simultanément et indépendamment. V. Lipenkov (Arctic and Antarctic Research Institute, Leningrad) a traité le cas des bulles rondes, et j'ai étendu sa méthode au cas des bulles cylindriques, orientées ou non. Les deux calculs ont fait l'objet d'une publication

commune (Martinerie et al., sous presse). La description détaillée du calcul soviétique est donnée dans cet article.

Ce calcul est basé sur une relation statistique :

$$n_c / n_t = \langle H \rangle \quad (\text{Saltikov, 1976}). \quad (7)$$

où n_c est le nombre de bulles coupées apparaissant sur une surface unité, n_t est la concentration en bulles de la glace, et $\langle H \rangle$ est la hauteur moyennes des bulles (c'est à dire la distance moyenne entre deux plans parallèles orientés au hasard et tangents à la bulle). Saltikov a démontré que cette relation est vérifiée pour des bulles convexes, placées et orientées au hasard dans la glace, ces bulles ayant la même forme et un spectre de taille quelconque.

Pour un échantillon cubique d'arête A, la relation (7) s'écrit aussi :

$$N_c / N_t = 6 \langle H \rangle / A, \quad (8)$$

N_t étant le nombre de bulles présentes dans le cube (y compris les bulles coupées), et N_c le nombre de bulles coupées par les surfaces de l'échantillon.

Pour les différents types de bulles, les valeurs de $\langle H \rangle$ sont les suivantes :

$$\langle H \rangle = \langle D \rangle \quad (\text{diamètre moyen}) \quad \text{pour des bulles rondes,}$$

$$\langle H \rangle = (2 L + \pi D) / 4 \quad \text{pour des bulles cylindriques orientées au hasard,}$$

L'équation (7) ne s'applique pas au cas des bulles cylindriques orientées parallèlement à une des surfaces du cube, mais les équations analogues suivantes s'obtiennent aisément :

$$n_c / n_t = D \quad \text{pour les quatre faces latérales du cube,}$$

$$\text{et } n_c / n_t = L \quad \text{pour les faces supérieure et inférieure du cube.}$$

Soit pour l'ensemble du cube :

$$N_c / N_t = (4 A^2 D + 2 A^2 L) / A^3$$

A l'aide de ces relations et de l'équation (1), on peut exprimer le pourcentage de gaz perdu en fonction des mêmes paramètres que ceux de notre calcul.

Le calcul soviétique est plus simple à utiliser que le nôtre, qui nécessite un ordinateur. Par contre, ce calcul ne permet pas de déterminer la variabilité de V due à la distribution aléatoire d'un nombre fini de bulles dans l'échantillon. D'autre part l'extension de ce calcul à d'autres formes de bulles peut s'avérer délicate (il faut déterminer la valeur correspondante de $\langle H \rangle$). Comme l'illustre la table III.4, les résultats des deux calculs sont très voisins. Cette comparaison est réalisée pour des cas fictifs, avec une valeur fixe de A ($A=2,7\text{cm}$), et couvre tout l'éventail de caractéristiques des bulles.

Taille des bulles (mm)	Notre calcul Gaz perdu (%)	Calcul de V.Lipenkov gaz perdu (%)
BULLES SPHERIQUES SEULES		
$D_s=0,1$	1,2%	1,1%
$D_s=0,6$	6,6%	6,7%
BULLES CYLINDRIQUES ORIENTEES SEULES		
$D_c=0,1$ $L_c=0,5$	2,5%	2,6%
$D_c=0,6$ $L_c=1,5$	10,0%	10,0%
BULLES CYLINDRIQUES ORIENTEES AU HASARD SEULES		
$D_c=0,1$ $L_c=0,5$	3,7%	3,7%
$D_c=0,6$ $L_c=1,5$	14,2%	13,6%

Table III.4 : Comparaison entre les résultats du calcul de V. Lipenkov et du nôtre. Notations : D : diamètre, L : hauteur, $_s$: sphère, $_c$: cylindre.

Dans tous les cas, la différence entre les résultats des deux calculs est inférieure à l'incertitude expérimentale sur la mesure de V .

III.8 COMPARAISON AVEC LA METHODE JAPONAISE

Higashi et al. (1983) ont corrigé leurs mesures de teneur en gaz des pertes de gaz en surface des échantillon en utilisant un calcul basé sur des mesures de volume (v), surface (s), et densité (ρ) pour environ 25 échantillons de tailles différentes provenant de la même section de carotte.

Ils calculent un "facteur de correction de surface" : $\alpha = \pi/s$, où π est le volume des pores ouverts. $(V - V_{mes})/V$ étant le rapport entre le volume des pores ouverts et le volume total des pores, connaissant α et ρ la proportion de gaz perdu s'écrit :

$$(V - V_{mes})/V = \alpha s / [M (1/\rho - 1/\rho_i)], \quad (9)$$

où M est la masse de l'échantillon, et ρ_i la densité de la glace pure. Aucune hypothèse n'est faite sur la forme des bulles, c'est pourquoi la précision ne dépend pas des caractéristiques des bulles. Cependant, cette méthode exige des mesures longues et délicates de surface, volume et densité d'échantillons pour obtenir une valeur de α suffisamment précise.

Nous avons mesuré la teneur en gaz de deux sections de la carotte de Mizuho, qui est l'une des carottes étudiées par Higashi et al.. La comparaison des deux méthodes de correction des pertes en surface est illustrée par la table III.5.

Profondeur	Méthode de correction	$(V - V_{mes})/V$
60 m	Méthode japonaise - équation (9)	11%
75 m	Notre calcul - eq. (6) et table III.1	9%
85 m	Notre calcul - eq. (6) et table III.1	6%
93 m	Méthode japonaise - équation (9)	5%

Table III.5 : Comparaison entre notre calcul et celui d'Higashi et al. (1983). Données utilisées : à 60 et 93 m de profondeur - ρ et α sont tabulés dans Higashi et al. (1983), ρ_i à $-15,4^\circ\text{C}$ est de $0,91869 \text{ g/cm}^3$ (Bader, 1964). A la profondeur 75 m, nous avons trouvé 64% de bulles sphériques, avec : $D_s=0,39\text{mm}$, $D_c=0,32\text{mm}$, $L_c=1,53\text{mm}$, $A=2,85\text{cm}$; et au niveau 85 m, il y a 84% de bulles sphériques, $D_s=0,33\text{mm}$, $D_c=0,29\text{mm}$, $L_c=1,14\text{mm}$, $A=2,85\text{cm}$.

La décroissance de $(V-V_{mes})/V$ avec la profondeur est due à la diminution du volume des bulles. Les résultats de la table III.5 montrent le bon accord des deux méthodes de correction.

III.9 CONCLUSION

Les différentes méthodes de correction de l'effet des bulles coupées décrites dans ce chapitre sont en bon accord. Comme l'illustrent les résultats de D-57, la correction (1 à 10% de V) décroît rapidement avec la profondeur de la glace. Nous avons montré que cette correction est importante pour des échantillons prélevés au dessus de 200 m de profondeur, mais elle peut être négligée entre environ 300 m et la profondeur à laquelle les clathrates apparaissent.

CHAPITRE IV

**PARAMETRES PHYSIQUES ET CLIMATIQUES
DONT DEPEND
LA TENEUR EN GAZ DE LA GLACE**

**PARAMETRES PHYSIQUES ET CLIMATIQUES
DONT DEPEND
LA TENEUR EN GAZ DE LA GLACE**

IV.1 INTRODUCTION

La teneur en gaz de la glace nous intéresse en tant qu'indicateur de la pression au moment de l'isolement de l'air du névé par rapport à l'atmosphère. Nous démontrerons dans ce chapitre que la teneur en gaz (V) peut s'exprimer en fonction de la pression atmosphérique (P_c), de la température (T_c) et du volume des pores de la glace (V_c) au moment où l'air est piégé dans la glace :

$$V = V_c \frac{P_c}{T_c} \frac{T_0}{P_0}, \quad (1)$$

avec $P_0 = 1013$ mb et $T_0 = 273$ K. Pour déduire P_c à partir des mesures de V dans des glaces fossiles, V_c et T_c doivent être évalués préalablement. Nous montrerons au chapitre V qu'une bonne approximation de T_c peut être déduite des mesures de teneur en isotopes stables de la glace. Le but de ce chapitre est d'évaluer V_c et d'étudier les sources de ses variations. Il est essentiel pour l'interprétation des signaux de teneur en gaz de bien maîtriser la zone de piégeage du gaz (nous appellerons close-off l'isolement de l'air par rapport à l'atmosphère) et le volume poreux au close-off. V_c est lié de façon évidente à la densité de la glace au close-off (ρ_c) par la relation suivante :

$$V_c = \frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\rho_i} \quad (2)$$

ρ_i étant la densité de la glace pure (nous utilisons la notation glaciologique usuelle, mais ces "densités" sont en fait des masses volumiques). Une faible variation de la densité au close-off : $0,015 \text{ g cm}^{-3}$ (par exemple de $0,815$ à $0,83 \text{ g cm}^{-3}$) correspond à une variation de V_c de $0,02 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (avec $\rho_i = 0,92 \text{ g cm}^{-3}$),

qui conduit à une variation d'environ 20% de la teneur en gaz de la glace. Or, il faut une variation de pression atmosphérique d'environ 150 mb ou une variation d'altitude de la calotte de glace d'environ 1500 m pour produire une variation de 20 % de la teneur en gaz de la glace. D'où la nécessité de cerner au mieux le comportement de V_c .

Une première approche consiste à étudier les variations à court terme (à l'échelle saisonnière) et les variations géographiques de la teneur en gaz pour des glaces formées dans des conditions de température et de pression atmosphérique connues (les conditions actuelles). On utilisera alors la relation (1) pour déduire des mesures de V des valeurs du volume poreux au moment du piégeage de l'air dans la glace. D'autre part, des mesures de la porosité fermée du névé dans la zone de formation des bulles d'air de la glace ont été récemment mises en oeuvre (Schwander et Stauffer, 1984). L'utilisation conjointe de ces résultats et de nos valeurs de V_c permet une meilleure compréhension des mécanismes du close-off et donc des sources de variations de V_c . Enfin, il faut souligner que certaines mesures isotopiques ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) du gaz piégé dans la glace peuvent aussi fournir des informations sur les processus de piégeage (Sowers et al., 1989).

IV.2 DESCRIPTION DU PIEGEAGE

IV.2.1 *Etapas de la densification de la neige, du névé et de la glace.*

Nous nous intéresserons uniquement au cas des névés froids, c'est à dire ne subissant pas de fusion. En effet, la fusion de la neige modifie de façon non contrôlable sa porosité et donc la quantité d'air qu'elle renferme. La teneur en air rémanente n'a alors plus de signification climatique. Trois étapes doivent être distinguées dans le mécanisme de consolidation de la neige (voir figure IV.1).

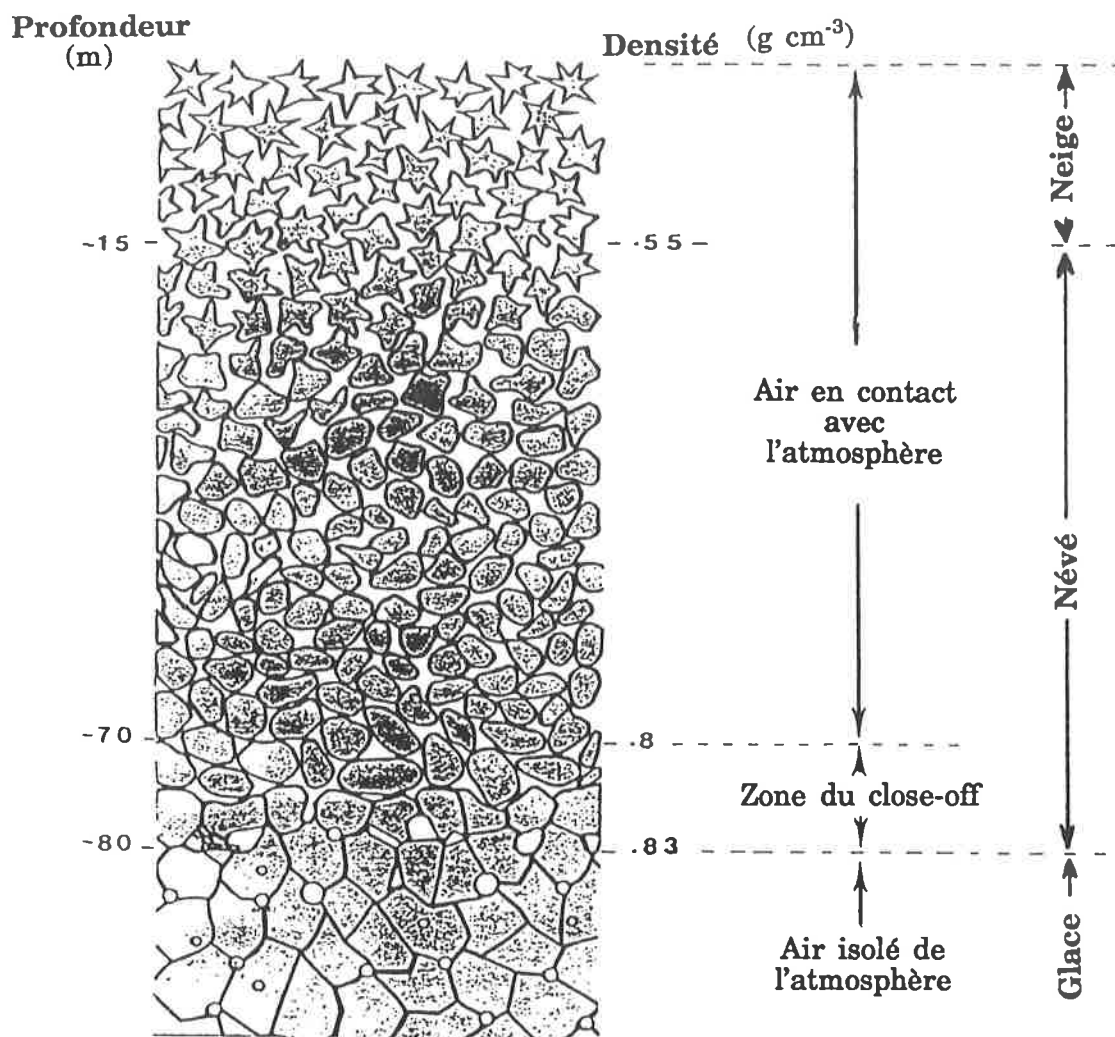


Figure IV.1 : densification du névé polaire froid.

IV.2.1.a Première étape : densité de la neige inférieure à $0,55 \text{ g cm}^{-3}$. Au voisinage de la surface des calottes de glace, les grains de neige s'arrondissent, se soudent par deux ou se divisent, et se tassent jusqu'à atteindre une compacité maximale. Au terme de cette étape, la densité du névé est voisine de $0,55 \text{ g cm}^{-3}$. Cette densité critique est atteinte à une profondeur variant de 5 à 30 m suivant les sites. Près de la surface, les flocons de neige sont soumis à l'action mécanique du vent et les gradients de température sont importants, provoquant un transport de matière par évaporation - condensation. Outre les différences neige d'été / neige d'hiver (la neige d'été est moins dense et présente de plus gros grains que la neige d'hiver), plusieurs types d'hétérogénéités dans la neige peuvent se former dans cette zone : croûtes de vent (neige très dense à grains fins), givre de

profondeur (neige peu dense à gros grains) ou strates de glace de regel si une légère fusion estivale se produit. Par contre, à la profondeur de la densité critique, la température de la neige est pratiquement insensible aux variations saisonnières et voisine de la température moyenne annuelle en surface. L'air contenu dans le névé est localisé entre les grains de neige, dans des canaux enchevêtrés et ouverts sur la surface de la calotte. Cet air est en équilibre de pression avec l'air atmosphérique.

IV.2.1.b Seconde étape : densité au delà de $0,55 \text{ g cm}^{-3}$. Le processus de densification devient plus lent et se réalise par frittage : la surface de contact entre les grains de névé augmente par formation de ponts de glace entre eux. Ce phénomène de frittage se produit dans la gamme de densités allant de $0,55$ à $0,83 \text{ g cm}^{-3}$. Lorsque la densité atteint la plage $0,79 - 0,83 \text{ g cm}^{-3}$, la majorité de l'air inclus dans les pores du névé est progressivement piégé sous forme de bulles (phénomène dit de close-off) et l'on atteint la transition névé - glace. Cette transition se produit à une profondeur variant typiquement de 30 à 110 m. Dans ce processus de densification, *le close-off est pour nous la fin de la période où l'air du névé est en équilibre de pression avec l'atmosphère*. Il faut remarquer que le close-off au sens d'une isolation de l'air du névé par rapport à l'atmosphère peut se produire avant la fermeture des bulles de la glace : si une couche dense dans laquelle l'air est piégé se situe au dessus d'une couche moins dense à porosité ouverte, l'air situé dans la couche inférieure est isolé de l'atmosphère, et l'équilibre de pression est rompu.

Le dernier stade du processus de densification est celui de la compression des bulles de la glace sous l'effet du poids de la colonne de neige et de glace située au dessus d'elle. La pression dans les bulles tend à s'équilibrer avec la pression de la glace (équilibre hydrostatique). Des pressions de plusieurs dizaines de bars règnent alors au sein des bulles de la glace. Ce processus vient à son terme lorsque la glace atteint 800 à 1000 m de profondeur : les bulles disparaissent par

passage de l'air dans le réseau de la glace essentiellement sous forme de clathrates hydrates.

IV.2.2 *Justification théorique de la relation $V = f(V_c, P_c, T_c)$*

Il s'agit de démontrer l'équation (1) présentée dans notre introduction. Schwander et Stauffer (1984) ont montré qu'au site de Siple (Antarctique), 80% des pores de la glace se ferment dans l'intervalle de profondeur 64 - 81 m, c'est à dire dans la gamme de densité de la glace allant de 0,795 à 0,83 g cm⁻³. Ainsi, à Siple, le piégeage de l'air dans la glace prend environ 22 ans : le temps que met la glace pour s'enfoncer de la profondeur 64 m à la profondeur 81 m.

Pour chaque pore i de la glace au moment du close-off, on peut écrire :

$$v_i = v_{ci} \frac{P_{ci}}{T_{ci}} \frac{T_0}{P_0} \quad (3)$$

v_i étant le volume d'air à $T_0=273$ K et $P_0=1013$ mb occlus dans le pore i , v_{ci} le volume du pore au moment de son isolement de l'atmosphère, P_{ci} et T_{ci} la pression et la température au close-off dans le pore i . Par définition, $V = \sum_{i=1}^n v_i$, où n est le nombre de pores au close-off correspondant à 1 g de glace. V s'écrit :

$$V = \frac{T_0}{P_0} \sum_{i=1}^n v_{ci} \frac{P_{ci}}{T_{ci}} \quad (4)$$

Notons qu'en raison de la durée du close-off, P_{ci} et T_{ci} diffèrent d'une bulle à l'autre. En écrivant : $P_{ci} = P_c + \delta P_{ci}$ et $T_{ci} = T_c + \delta T_{ci}$ où P_c et T_c sont les valeurs moyennes de la pression et de la température au close-off (ce qui implique : $\sum_{i=1}^n \delta P_{ci} = 0$ et $\sum_{i=1}^n \delta T_{ci} = 0$) l'équation (4) devient :

$$V = \frac{T_0}{P_0} \sum_{i=1}^n v_{ci} \frac{P_c}{T_c + \delta T_{ci}} + \frac{T_0}{P_0} \sum_{i=1}^n v_{ci} \frac{\delta P_{ci}}{T_c + \delta T_{ci}} \quad (5)$$

L'équation (4) s'écrit encore :

$$V = \frac{T_0}{P_0} \times \frac{P_c}{T_c} \sum_{i=1}^n \frac{v_{ci}}{1 + \delta T_{ci}/T_c} + \frac{T_0}{P_0} \times \frac{1}{T_c} \sum_{i=1}^n \frac{v_{ci} \times \delta P_{ci}}{1 + \delta T_{ci}/T_c} \quad (6)$$

On développe la formule (6) en série de Taylor :

$$V = \frac{T_0}{P_0} \times \frac{P_c}{T_c} \sum_{i=1}^n v_{ci} [1 - \delta T_{ci}/T_c + \theta((\delta T_{ci}/T_c)^2)] + \frac{T_0}{P_0} \times \frac{1}{T_c} \sum_{i=1}^n v_{ci} \delta P_{ci} [1 - \delta T_{ci}/T_c + \theta((\delta T_{ci}/T_c)^2)] \quad (7)$$

où $\theta((\delta T_{ci}/T_c)^2)$ est la somme des termes d'ordre supérieur à 1. $\delta T_{ci}/T_c$ étant inférieur à 1% (voir paragraphe suivant), nous négligerons ce terme et les suivants. On obtient dans ce cas :

$$V = \frac{T_0}{P_0} \times \frac{P_c}{T_c} \sum_{i=1}^n v_{ci} + \frac{T_0}{P_0} \times \frac{1}{T_c} \sum_{i=1}^n v_{ci} \delta P_{ci} \quad (8)$$

On peut écrire : $v_{ci} = V_c/n + \delta v_{ci}$, avec $\sum_{i=1}^n \delta v_{ci} = 0$. Ainsi, l'expression $\sum_{i=1}^n v_{ci} \delta P_{ci}$ s'écrit encore : $\sum_{i=1}^n (V_c/n) \delta P_{ci} + \sum_{i=1}^n \delta v_{ci} \delta P_{ci}$. Le premier de ces deux termes est nul car $\sum_{i=1}^n \delta P_{ci} = 0$. Par ailleurs, δv_{ci} (écart à la moyenne du volume d'un pore au close-off) et δP_{ci} (écart à la valeur moyenne de la pression d'air dans la bulle) sont deux variables totalement indépendantes et leur coefficient de corrélation est nul, c'est pourquoi le deuxième terme de l'expression ci dessus est égal à zéro. Ces deux conditions impliquent que le deuxième terme de l'équation (8) est nul (car $\sum_{i=1}^n v_{ci} \delta P_{ci} = 0$). D'autre part, par définition : $V_c = \sum_{i=1}^n v_{ci}$. On obtient donc finalement l'équation (1) :

$$V = V_c \frac{P_c}{T_c} \frac{T_0}{P_0}$$

Conclusion. Nous avons montré que l'équation (1) relie la teneur en air de la glace au volume poreux de la glace au moment où l'air s'isole de l'atmosphère. Cette équation est aussi valable dans l'hypothèse d'un isolement simultané de toute une couche de névé par rapport à l'atmosphère : dans ce cas la loi des gaz parfaits s'applique directement à l'ensemble de la couche. Il faut noter que nous n'avons pas envisagé la possibilité d'un déséquilibre de pression entre une bulle "presque fermée" et l'atmosphère. Quelque soit le mécanisme mis en jeu, le "close-

off" au sens de la teneur en gaz est défini par la rupture de l'équilibre de pression entre l'air situé dans le névé et l'air atmosphérique, et les valeurs de V_c calculées sont relatives à cette définition du close-off. Dans les deux paragraphes suivants, nous allons discuter les données qui nous permettent d'estimer T_c et P_c pour des glaces formées dans les conditions climatiques actuelles (Holocène).

IV.3. TEMPERATURE AU CLOSE-OFF (T_c)

IV.3.1 *Justification de la faible variabilité de T_c à l'échelle de la durée du close-off.*

Il s'agit ici de justifier l'hypothèse qui nous permet de passer de l'équation (7) à l'équation (8) du paragraphe précédent. En prenant pour exemple les variations saisonnières de la température, nous montrerons dans un premier temps que les fluctuations se produisant à l'échelle de temps météorologique sont amorties dans les premiers mètres du névé. Puis, nous montrerons que les fluctuations climatiques de la température sont trop lentes pour induire une variation significative de T_c pendant la durée du close-off.

Variabilité de la température dans la neige liée aux variations saisonnières de la température atmosphérique. La température dans la neige de Pôle Sud a été mesurée de manière quasi continue de février à novembre 1958 (Dalrymple, 1966) aux profondeurs suivantes : 2 cm, 5 cm, 10 cm, 25 cm, 50 cm, 2,5 m, et 8 m. A partir de ces résultats, on peut calculer le rapport $(T_{\max} - T_{\min}) / \bar{T}$ (les températures étant exprimées en Kelvin) dans l'air et dans le névé à 8 m de profondeur. Pour une variation saisonnière de température de 12% dans l'air, on observe une variation de 0,7% seulement à 8 m de profondeur dans la neige. A fortiori, la variabilité de la température au close-off - c'est à dire à 110 m de profondeur au site de Pôle sud, sera très inférieure à 0,7%.

Variation de la température du névé pendant la durée du close-off au cours d'une transition climatique. Nous nous placerons dans un cas extrême pour évaluer la valeur maximale de cette variation, c'est à dire le cas d'une transition glaciaire - interglaciaire au site de Vostok. Ce site est caractérisé par une accumulation neigeuse très faible : environ 1 cm d'eau par an pendant un maximum glaciaire, ce qui implique une durée du close-off d'environ 750 ans. En se basant sur une valeur maximale de la différence de température en surface (se transmettant intégralement à la profondeur du close-off) de $1,6^{\circ}/1000$ ans, on obtient une variation relative de la température au close-off $\delta T_c/T_c$ de 0,6% en 750 ans. Ainsi, même dans le cas d'une transition climatique, la formule (1) est utilisable.

IV.3.2 *Données de température disponibles.*

La table IV.1 présente, pour les sites où la teneur en gaz de la glace a été mesurée, les données disponibles de T_s : température atmosphérique, T_{10m} : température dans le névé à 10 m de profondeur et T_c . Les écarts entre T_s , T_{10m} et T_c sont très variables. La différence T_s et T_{10m} atteint $3,7^{\circ}\text{C}$ au maximum (à Dôme C), la différence maximale entre T_{10m} et T_c est nettement plus faible : $1,3^{\circ}\text{C}$ à DE08.

- Différence entre T_s et T_{10m} . Loewe (1970) a montré que pour les sites de température inférieure à -35°C , il existe une différence systématique entre la température mesurée sous abri à environ 1 m du sol (c'est cette température qui est notée T_s dans la table IV.1) et la température à la surface réelle de la neige. Ceci explique la totalité de la différence $T_s - T_{10m}$ à Vostok (Loewe, 1970) et c'est probablement aussi le cas pour Dôme C et Pôle Sud.

Site	E_s	Z_c	T_s	T_{10m}	T_c
BHF	360 m *	30 m *		-11,6°C *	-11,2°C **
BHJ	130 m *	50 m +		-11,4°C *	-12,2°C **
BHP	610 m *	40 m +		-14,2°C *	-14,0°C **
BHB	773 m *	40 m *		-15,5°C *	-15,3°C **
BHQ	927 m *	30 m *		-16,9°C *	
BHDE08	1250 m ' ,	75 m ' ,		-18,8°C ' ,	-20,1°C ' ,
BHD	1370 m *	70 m *		-21,2°C *	-21,3°C **
D 10	270 m ++	45 m °	-12,9°C °°	-13,9°C x	-14,6°C x
Camp Century	1885 m ++	65 m xx		-24,0°C " (T _{15m})	-24,6°C "
Byrd	1530 m ++	60 m i	-28,1°C ii	-28,0°C j (T _{16m})	-28,2°C j
D 57	2053 m £	70 m \$	-29,0°C °°	-32,1°C £	
Mizuho	2256 m jj	50 m k	-32,9°C kk	-33,6°C l (T _{11m})	-34,2°C l
Pôle Sud	2835 m !	110 m ll	-49,3°C ii	-50,9°C n	
Dôme C	3240 m ++	90 m nn	-50,4°C °°	-54,1°C p	-53,9°C p
Vostok	3471 m s	90 m pp	-55,4°C ii	-57,0°C q	-56,7°C q
Mont Logan	5340 m r	65 m r		-28,5°C r	

Table IV.1 : Tableau comparatif des températures de l'atmosphère au site de forage (T_s), de la neige à 10 m de profondeur (T_{10m}) et à la profondeur Z_c du close-off (T_c). E_s est l'altitude en surface des sites de forages. Les valeurs de T_{10m} et T_c citées ici sont des résultats de mesures dans les trous de forage. Références : * : Young, communication personnelle, ** : Budd et al., 1976, + : calculé d'après le modèle de Pimienta, 1987, ' : Etheridge et Wookey, 1989, ++ : Lebel, 1979, ° : Pourchet, communication personnelle, °° : Savage et al., 1985 a, b, c, d, e, Sievers et al., 1986, 1987 et 1988, x : Gillet et al., 1976, xx : Kovacs et al., 1969, " : Robin, 1983, £ : Lorius et Merlivat, 1977, \$: Creseveur, communication personnelle i : Gow, 1968 a, ii : Jones et Limbert, 1987, j : Gow, 1963., jj : Nishio, communication personnelle, k : Narita et Maeno, 1978, kk : Kawaguchi, 1979, Wada et al., 1980, Ohata et al., 1981, Nishimura et al., 1982, Takahashi et al., 1983, Kikuchi et al., 1986, Ohmae et al., 1987, l : Fujii, 1978, l' : Schwerdtfeger, 1984, ll : Kuivinen et al., 1982, n : Dalrymple, 1966, nn : Alley, 1980, p : Ritz, 1982, pp : Salamatin et al., 1985, q : Barkov et Uvarov, 1973, r : Holdsworth, communication personnelle, s : Hamley, 1985.

- Les différences nettement plus faibles entre T_c et T_{10m} montrent que la température à 10 m dans la neige représente pour nous une meilleure approximation de T_c que la température moyenne annuelle de l'atmosphère. La température au close-off peut être plus chaude ou plus froide que la température à 10 m car deux effets opposés sont en compétition : la présence d'une source de chaleur à la base de la calotte (flux géothermique) et l'écoulement de la calotte qui transporte la glace relativement froide vers des sites plus chauds. Par exemple, Budd et al. (1976) ont interprété les valeurs de T_c légèrement supérieures à T_{10m} observées à BHF, BHP, et BHB (situés sur la ligne d'écoulement Dome Summit - Cape Folger du Law Dome) comme dues à la conduction de la chaleur provenant de la base du glacier. Ils attribuent la forte décroissance de température entre 10 m et Z_c à BHJ à l'écoulement rapide de la glace dans cette zone : la glace se trouvant à la profondeur du close-off à BHJ s'est formée à partir de neige déposée très en amont de ce site, à une température sensiblement plus froide.

IV.3.3 *Estimation de la température au close-off du site de formation de la glace.*

Pour nos calculs liés à la teneur en gaz, il faut noter que même pour les sites où la valeur actuelle de T_c a été mesurée, celle-ci ne peut être utilisée directement dans nos calculs. En effet, les carottes de glace analysées en teneur en gaz proviennent toujours de profondeurs nettement supérieure au close-off (pour limiter l'effet des bulles coupées en surface des échantillons). Ainsi, par exemple à cause de l'écoulement de la glace, la température au close-off au moment de la formation de cette glace peut être légèrement plus froide que celle mesurée au site de forage. Le principe du calcul simple d'écoulement de la glace que nous utilisons pour déterminer l'altitude des sites d'origine de la glace est décrit en annexe D, où sont également réalisés les calculs pour chaque site de forage. On corrigera les valeurs de T_c (ou T_{10m}) mesurées au site de forage de la

quantité $\Delta E \partial T / \partial E$ (ΔE : différence entre les altitudes en surface du site de forage et du site d'origine de la glace et $\partial T / \partial E$: gradient de température le long de la pente de la calotte de glace dans la région étudiée) pour prendre en compte cet effet d'écoulement de la glace. Les variations de la température pendant la fin de l'Holocène (inférieures à 1°C en Antarctique : J. P. Benoist, communication personnelle) sont négligées.

IV.4 PRESSION AU CLOSE-OFF (P_c)

Il s'agit par définition de la pression d'équilibre avec l'air atmosphérique régnant dans la neige à la profondeur du close-off. Cette pression est toujours estimée à partir des données de pression atmosphérique en surface de la calotte issues de stations météorologiques. De même que pour la température, la pression atmosphérique au site de formation de la glace est estimée à partir de la pression mesurée par la station la plus proche (en général : au site de forage) et d'un gradient pression - altitude le long de la pente de la calotte (calculs réalisés en annexe D). Dans la suite de ce paragraphe, nous examinerons le lien entre la pression atmosphérique moyenne annuelle et la pression de l'air situé au fond du névé.

IV.4.1 *Effet de la profondeur du close-off.*

En l'absence de données sur la profondeur du close-off, il a été précédemment supposé que la fermeture des pores se produit dans toute la zone de consolidation du névé par frittage, c'est à dire dans la gamme de densités allant de $\rho_1 = 0,55 \text{ g cm}^{-3}$ à $\rho_2 = 0,83 \text{ g cm}^{-3}$ (Raynaud et Lebel, 1979). Soit Z_1 et Z_2 les niveaux de profondeur correspondants. La profondeur moyenne du close-off est alors $(Z_1 + Z_2) / 2$. Depuis, Schwander et Stauffer (1984) ont montré qu'à Siple, 80% des pores du névé se ferment entre les densités $\rho_3 = 0,795 \text{ g cm}^{-3}$ et $\rho_2 = 0,83 \text{ g cm}^{-3}$.

Déterminons l'effet de cette nouvelle donnée sur la valeur calculée de P_c . Nous prendrons pour exemple le site de Pôle Sud pour lequel de bonnes données sont disponibles, et où le close-off très profond rend ces hypothèses particulièrement sensibles (voir table IV.1). La pression atmosphérique à Pôle Sud (altitude : 2835 m) est $P_s = 681$ mb (Jones et Limbert, 1987), et le gradient vertical de pression $\partial P/\partial Z$ est estimé à $0,09$ mb m^{-1} . On en déduit P_z : la pression d'équilibre avec l'atmosphère régnant dans le névé à la profondeur Z :

$$P_z = P_s + (\partial P/\partial Z) Z. \quad (9)$$

surface de la calotte

$$Z_1 = 21 \text{ m} \quad \text{---} \quad \rho_1=0,55 \quad \text{---}$$

$$Z_A = 69,5 \text{ m} \quad \text{-----}$$

---	$\rho_3=0,795$	---	$Z_3 = 102 \text{ m}$
-----	-----	-----	$Z_B = 110 \text{ m}$
$Z_2 = 118 \text{ m}$	---	$\rho_2=0,83$	---
			$Z_2 = 118 \text{ m}$

Hypothèse A : fermeture des pores pour $\rho \in [0,55 ; 0,83]$, soit Z_A la profondeur correspondante. A cette profondeur, $P_A = 687$ mb.

Hypothèse B : fermeture des pores pour $\rho \in [0,795 ; 0,83]$, soit Z_B la profondeur correspondante. A cette profondeur, $P_B = 691$ mb.

La différence entre ces deux valeurs de P_c est de 4 mb soit 0,6%. L'effet d'une telle erreur sur les calculs réalisés dans la suite de ce chapitre est négligeable par rapport à d'autres incertitudes. Dans la suite, tous les calculs seront réalisés avec l'hypothèse B.

IV.4.2 *Surpression due à la séparation gravitationnelle des constituants de l'air dans le névé.*

Si l'on suppose que les mouvements de l'air dans le névé sont dûs uniquement à la diffusion en milieu isotherme, la pression partielle d'un constituant (i) de l'atmosphère à la profondeur z sous la surface de la calotte peut être calculée à l'aide de l'équation d'équilibre hydrostatique suivante :

$$P^i(z) = P_0^i e^{m_i g z / RT} \quad (10)$$

avec P_0^i : pression partielle du gaz en surface, m_i : masse molaire du gaz, T : température (K), $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$, et $R = 8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$. En comparant la somme des pressions partielles calculées ainsi pour les constituants majeurs (azote, oxygène, argon et gaz carbonique) à la pression $P(z)$ calculée sans variation de composition de l'air (on applique l'équation (10) avec $P_0 = \sum_{i=1}^4 P_0^i$ et m : masse molaire globale de l'air en surface) on obtient une différence inférieure à 0,1 mb. L'augmentation de P_c due à la séparation gravitationnelle des constituants de l'air dans le névé est donc négligeable.

IV.4.3 *Effet de la vapeur d'eau et des variations d'origine anthropique de la constitution de l'air.*

Nous mesurons la teneur en air sec de la glace, or les pores du névé contiennent de l'air saturé en vapeur d'eau. La pression de vapeur saturante de la glace aux températures considérées est inférieure à 2,4 mb soit 0,25 % de la pression atmosphérique, ce qui est négligeable. De même, les conséquences en termes d'augmentation de pression atmosphérique de l'augmentation d'origine anthropique de la teneur en certains gaz traces (CO_2 , CH_4 , ...) sont négligeables ($\Delta P \approx 0,3 \%$).

IV.4.4 *Mouvements d'air dans le névé (conséquences sur la variabilité de P_c).*

Le mouvement d'air le plus important quantitativement se produit du bas du névé vers la surface et est lié à la densification de la neige (diminution du volume des vides avec la profondeur). A ce mouvement, suffisamment lent pour ne pas perturber l'équilibre hydrostatique entre P_s et P_c , se superposent des mouvements beaucoup plus rapides dont les sources et l'importance ont été évaluées par Colbeck (1989). Ces mouvements sont tous liés à des fluctuations de la pression en surface :

- variations de pression liées à des phénomènes météorologiques (fluctuations de l'ordre de $\pm 2\%$ en général).

- variations rapides de pression induites par un vent turbulent à la surface de la neige. Celles ci ont été également étudiées par Clarke et al. (1987). D'après ces deux références, l'amplitude des variations de pression induite par la turbulence du vent n'excède pas $0,2\%$ ce qui est négligeable.

- variations spatiales de pression liées à l'effet d'un vent constant sur une surface irrégulière. D'après Colbeck (1989), la différence stationnaire de pression s'installant de part et d'autre d'une irrégularité (zastrouguis, dune, ondulation ...) peut atteindre $\pm 2\%$ pour un obstacle de petite taille (de l'ordre de 5 cm) sous un vent de 10 m s^{-1} , mais s'amortit très rapidement dans le névé. Cet amortissement est par contre très faible pour un obstacle tel qu'une dune de 10 m de hauteur mais la différence de pression créée par un vent de 10 m s^{-1} de part et d'autre d'une telle dune n'est que de $\pm 0,4\%$.

Ainsi, la source majeure de fluctuations de P_c est vraisemblablement liée aux variations d'origine météorologique de P_s . L'amplitude des fluctuations de P_c peut alors être estimée à $\pm 2\%$ environ. Il faut maintenant remarquer que si l'on retient l'hypothèse d'un mécanisme de close-off pore par pore dans la gamme de densités allant de $0,795$ à $0,83 \text{ g cm}^{-3}$, la durée du piégeage de l'air est suffisamment

grande pour que ces fluctuations de pression soient moyennées. Ces fluctuations de pression ne peuvent induire une variabilité sensible de la teneur en gaz que dans l'hypothèse où la présence d'une hétérogénéité dans le névé (croûte de vent par exemple) provoquerait l'isolement simultané par rapport à l'atmosphère d'une grande partie des pores d'une couche horizontale de névé à une pression différente de la pression moyenne en surface.

IV.4.5 *Conclusion.*

Nous avons montré que P_c peut être déduit très simplement de la pression atmosphérique mesurée en surface de la calotte à l'aide d'un gradient pression - altitude. L'amplitude des variations de P_c à l'échelle de la durée du close-off est faible (± 2 % environ), et ces fluctuations de P_c ne peuvent induire de fluctuations de la teneur en gaz de la glace que dans le cadre d'un isolement simultané de toute une couche de névé par rapport à l'atmosphère. L'amplitude de variations potentielles de la pression atmosphérique pendant l'Holocène en Antarctique est inconnue, des données ne sont disponibles que pour les 30 dernières années. Pour ces 30 dernières années, les variations inter-annuelles de la pression atmosphérique en Antarctique sont de l'ordre de 1 %.

IV.5 QUALITE DES DONNEES POUR LES DIFFERENTS SITES DE FORAGE

Les carottes prises en compte proviennent de 16 sites de forage : 14 d'entre eux sont situés en Antarctique (voir figures I.2 et D.2), Camp Century est un site groënlandais et le Mont Logan est situé au Canada (Yukon Territories, près de la frontière avec l'Alaska). Ces 16 sites constituent une base de données unique pour la teneur en gaz par la remarquable diversité de leurs caractéristiques : températures variant de -11 à -57 °C, pressions atmosphériques allant de 500 à

950 mb, accumulation neigeuse variant entre 2 cm et 1,2 m d'équivalent eau par an.

Les résultats présentés dans ce paragraphe ont nécessité 495 mesures de teneur en gaz qui ont été, pour la plupart, réalisées avant mon arrivée au LGGE (j'ai analysé les carottes de DE08, Mizuho ainsi qu'une carotte de BHD). A l'exception de ceux de BHF, D10, Camp Century, Byrd, une partie de BHD et de Dôme C, ces résultats sont inédits et l'essentiel de mon travail a consisté à exploiter cette impressionnante base de données. Sélectionner, moyenniser, évaluer la qualité de ces données ainsi que rassembler les données météorologiques (températures, pressions atmosphériques, vitesses du vent) et glaciologiques (vitesses d'écoulement de la glace, pentes de la calotte, accumulations neigeuse, profils de densité, datation des carottes ...) qui permettent de les exploiter n'a pas représenté la moindre des difficultés de cette étude.

Le détail des mesures utilisées, de l'évaluation de leur précision et du calcul de V_c est présenté en annexe D, ainsi que le tracé des variations saisonnières de V pour l'ensemble des sites de forage étudiés.

IV.5.1 *Résultats de teneur en gaz et évaluation des erreurs expérimentales.*

Les valeurs moyennes de la teneur en gaz mesurée pour chaque site de forage sont présentées dans la table IV.2 et sur la figure IV.2. Tous les résultats ont été obtenus par la technique de fusion regel sous vide et pompage Toepler décrite au chapitre III. Seuls quelques détails du protocole expérimental (durée de pompage Toepler ...) ont été modifiés depuis la mise au point de cette méthode.

Les erreurs présentées dans la dernière colonne de la table IV.2 sont des écarts maximaux par rapport à la valeur absolue de la teneur en gaz. Le détail des sources d'erreurs prises en compte est présenté sur la figure IV.2. Pour atteindre une extrémité de l'enveloppe représentée, il faudrait que chacune des erreurs prises en compte atteigne sa valeur maximale, ce qui est très peu probable.

Site de forage	E_{SF} (m)	E_c (m)	P_c (mb)	T_c (°C)	V (cm ³ g ⁻¹)	Erreur (cm ³ g ⁻¹)
BHJ	130	250	957	-14	0,136	± 0,010
BHF	360	550	921	-13,5	0,138	± 0,007
BHP	610	600	915	-14	0,132	± 0,0075
D 10	270	675	905	-19	0,1285	± 0,0055
BHB	773	740	898	-15,5	0,1265	± 0,0065
BHQ	927	930	876	-17	0,118	± 0,006
DE08	1250	1205	845	-20	0,1215	± 0,0065
BHD	1370	1300	834	-21	0,120	± 0,0055
Byrd	1530	1520	806	-28,7	0,112	± 0,0065
Camp Century	1885	1845	793	-24,9	0,113	± 0,0085
D 57	2053	2165	744	-35,7	0,108	± 0,006
Mizuho	2256	2230	732	-34,5	0,106	± 0,006
Pôle Sud	2835	2730	691	-51,0	0,0925	± 0,007
Dôme C	3240	3150	655	-53,9	0,0865	± 0,004
Vostok	3471	3385	632	-56,8	0,0845	± 0,0045
Mont Logan	5340	5275	515	-28,5	0,0745	± 0,0045

Table IV.2 : Teneur en gaz moyenne et erreur maximale correspondante pour les 16 sites de forage à la base de l'étude des variations géographiques de la teneur en gaz. E_{SF} est l'altitude du site de forage, P_c et T_c sont les pressions et températures au close-off des carottes analysées, et V est la teneur en gaz moyenne pour le site étudié.

V ($\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$)

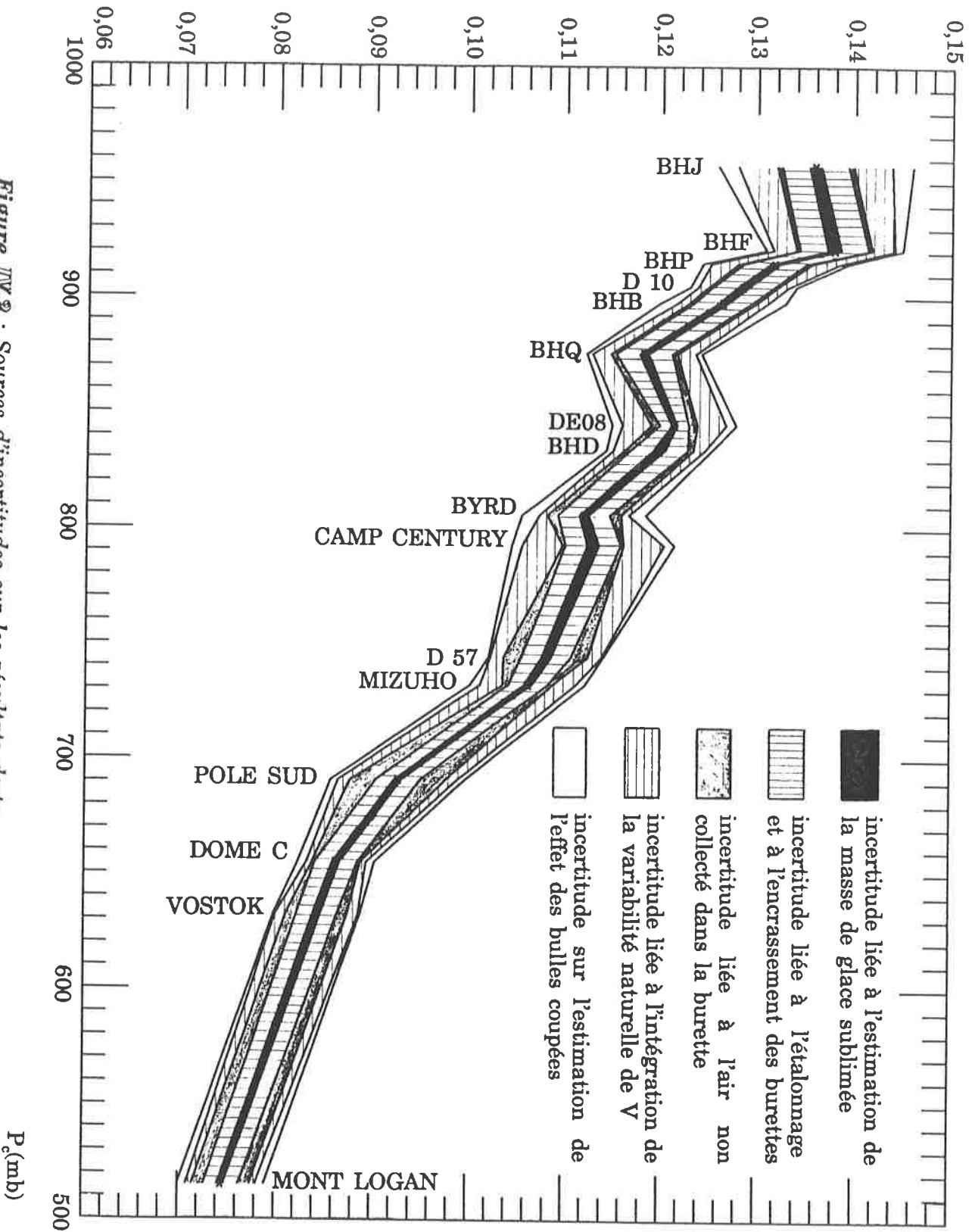


Figure IV.2 : Sources d'incertitudes sur les résultats de teneur en gaz pour des glaces récentes. Les résultats sont portés en fonction de P_e

Les trois principales sources d'erreur expérimentale directement liées à la mesure de V sont : l'incertitude due à l'étalonnage et à l'encrassement des burettes de pompe Toepler, l'incertitude liée à la quantité d'air non collecté dans la burette, et l'incertitude liée à l'estimation de la masse de glace sublimée pendant la mise sous vide des échantillons. L'erreur maximale liée à la méthode expérimentale (somme des trois erreurs citées ci dessus) est en moyenne de ± 3 %. Cette valeur est largement supérieure à celle évaluée précédemment pour cette technique de mesure (± 1 % d'après Lebel, 1979) pour deux raisons. Tout d'abord, les effets d'étalonnage et d'encrassement des burettes n'ont pu être observés qu'après la mise au point des tests avec cellules étalonnées, c'est à dire au cours de cette étude. D'autre part, les contrôles de quantité d'air non collecté dans la burette, réalisés avant 1979, n'ont pas été réitérés par la suite. Or des valeurs anormalement élevées de la pression dans la ligne de mesure au moment de la fermeture de la gamelle et en fin de pompage Toepler ont été relevées pendant certaines périodes (en particulier pendant les analyses des carottes de D 57 et Pôle Sud). Ces trois sources d'erreur expérimentales sont essentiellement des sources de dérive à long terme, qui sont susceptibles de jouer sur la position des points de la figure IV.2 les uns par rapport aux autres car (à l'exception de BHD) les mesures pour un site de forage donné ont été généralement réalisées dans un court laps de temps (quelques semaines à quelques mois) alors que l'ensemble des données présentées ici a été obtenu au cours des 10 dernières années.

A ces erreurs, reflétant essentiellement une estimation maximale de l'effet des sources de dérive à long terme du système expérimental, nous ajoutons l'erreur liée aux incertitudes sur notre intégration des variations à court terme (saisonniers ..., dont l'amplitude atteint ± 10 %) de la teneur en gaz. La valeur de cette erreur est évaluée à partir de la dispersion (erreur standard). Cette estimation est maximale car une partie (faible) de la dispersion est liée aux erreurs expérimentales.

Enfin, en utilisant les résultats du chapitre III, nous avons corrigé l'ensemble des données de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons. L'incertitude sur cette correction, appliquée à la valeur moyenne de V pour une carotte ou un ensemble de carottes donné, provient principalement de l'imprécision de l'estimation de la taille des bulles. Cette incertitude varie de $\pm 0,4$ à $\pm 1,6$ % suivant la taille et la forme des bulles.

L'incertitude totale sur les résultats est en moyenne de $\pm 5,7$ %. J'insiste à nouveau sur le fait qu'il s'agit d'erreurs maximales. Cette incertitude pourra être réduite à l'avenir en testant régulièrement le système expérimental pour surveiller les dérives possibles, en réalisant un nombre d'analyses suffisant pour bien tenir compte des variations naturelles à court terme de la teneur en gaz et en analysant des carottes prélevées à des profondeurs suffisamment grandes pour que l'on puisse évaluer l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons avec précision.

IV.5.2 *Nombre d'années couvertes par les mesures.*

Si on excepte le cas de Dôme C, le nombre d'années (N_{an}) couvertes par les mesures est faible pour tous les sites. Remarquons ici qu'il n'y a pas toujours de lien direct entre le nombre de mesures et N_{an} . En effet, plusieurs mesures peuvent avoir été réalisées sur une même tranche horizontale de glace. Pour certains sites (D 10, DE08 et une partie de BHD) les cycles saisonniers ont été clairement identifiés par l'isotope ou la conductivité solide, ce qui rend le calcul de N_{an} beaucoup plus fiable. D'après la table IV.3 trois résultats sont de qualité insuffisante. Ceux de BHJ et Camp Century, où les mesures représentent moins d'un an d'accumulation (dans ce cas, les valeurs de $2 \sigma / \sqrt{n}$ prises en compte dans nos calculs d'erreur représentent une sous estimation de la qualité de l'intégration des variations saisonnières de V). Le résultat obtenu pour le site de Vostok est également de mauvaise qualité car, en raison de l'importante

fracturation du haut de la carotte, deux mesures seulement (et sur une même tranche de glace) ont été réalisées.

Site de forage	V_c (cm^3g^{-1})	Erreur (cm^3g^{-1})	T_c ($^{\circ}\text{C}$)	N_{mes}	\dot{b} (cm an^{-1})	N_{an}
BHF	0,1445	$\pm 0,0075$	-13,5	5	8	1 à 2
BHJ	0,1365	$\pm 0,010$	-14	7	40	~ 0,5
BHP	0,1385	$\pm 0,008$	-14	13	18	3 à 4
BHB	0,1345	$\pm 0,007$	-15,5	12	14	2 à 3
BHQ	0,128	$\pm 0,0065$	-17	9	6,5	3 à 4
D 10	0,134	$\pm 0,009$	-19	30	10-70	4
DE08	0,135	$\pm 0,007$	-20	14	120	1
BHD	0,1345	$\pm 0,006$	-21	103	68	~ 3
Camp Century	0,131	$\pm 0,010$	-24,9	7	34	~ 0,6
Mont Logan	0,131	$\pm 0,008$	-28,5	31	36-39	~ 2
Byrd	0,126	$\pm 0,0075$	-28,7	31	16	~ 3
Mizuho	0,128	$\pm 0,0075$	-34,5	12	7	2 à 3
D 57	0,128	$\pm 0,007$	-35,7	13	18	~ 2
Pôle Sud	0,1105	$\pm 0,0085$	-51,0	19	7 à 8	5 à 6
Dôme C	0,1075	$\pm 0,005$	-53,9	34	2 à 3	25 à 40
Vostok	0,1075	$\pm 0,006$	-56,8	2	2,2-2,5	~ 1

Table IV.3 : Représentativité des données de V_c moyen. N_{mes} est le nombre de mesures réalisées, b est l'accumulation en cm équivalent d'eau par an, et N_{an} est le nombre d'années d'accumulation couvertes par les mesures.

IV.5.3 *Problème posé par les sites les plus chauds.*

Parmi nos résultats, certains proviennent de sites où la neige subit une fusion estivale marquée. L'eau de fonte produite pendant l'été en surface de la neige percole et regèle dans les premiers centimètres sous la surface. Les strates

de glace de regel ainsi créées contiennent très peu d'air, alors qu'en l'absence de fusion, aux couches d'été correspond un maximum de teneur en gaz (Raynaud et Lebel, 1979). L'effet direct de ces strates est donc une diminution de la teneur en gaz moyenne annuelle. Un effet de bouchage peut aussi être envisagé : si les strates de glace sont imperméables à l'air, elles sont susceptibles d'isoler de l'atmosphère les couches de neige situées en dessous d'elles. Dans ce cas, la densité du névé au moment de l'isolement de l'air par ces strates sera largement inférieure à la densité au close-off d'un site ne présentant pas de fusion estivale. Les résultats obtenus : densités au close-off qui, bien que dispersées sont voisines de celles obtenues pour les autres sites (paragraphe IV.8) et pas de différence importante de teneur en gaz de part et d'autre d'une strate (paragraphe IV.7 et annexe D) infirment cette hypothèse d'un effet de bouchage. La raison principale en est probablement la rugosité de la surface de la calotte qui, provoquant des discontinuités dans les strates de glace, permet l'échange avec l'atmosphère de l'air du névé pendant le processus de densification. Ayant rejeté cette hypothèse, l'effet des strates de glace de regel est une diminution de la teneur en gaz moyenne annuelle et pour nous en affranchir, nous n'avons retenu que le résultat moyen le plus élevé parmi ceux obtenus pour des carottes prélevées à des profondeurs différentes. La table IV.4 illustre la dispersion des résultats moyens obtenus pour différentes profondeurs aux sites BHP, BHB et BHQ.

Site	BHP	BHB	BHQ
Z, V	67 m, V=0,1155 85 m, V=0,1155 110 m, V=0,1245 111 m, V=0,1245	69 m, V=0,1155 71 m, V=0,117	92 m, V=0,110 110 m, V=0,1125 164 m, V=0,108 241 m, V=0,102

Table IV.4 : Valeurs moyennes de V pour chaque carotte à BHP, BHB et BHQ. Sur chaque ligne sont portées la profondeur de prélèvement (Z) et la teneur en gaz moyenne (V, cm^3g^{-1}) de la carotte analysée. Les valeurs de V ne sont pas corrigées des pertes de gaz en surface des échantillons.

Si les deux résultats de BHB sont voisins, on observe une dispersion considérable pour BHP et BHQ, bien plus élevée qu'en des sites ne subissant pas de fusion estivale. L'analyse de deux lames minces de glace montre qu'au site de BHP, les tailles de bulles à 67 m et 112 m de profondeur sont très voisines (annexe B, table B.1). On ne peut donc attribuer l'augmentation de la teneur en gaz en fonction de la profondeur à BHP à un effet de bulles coupées aux surfaces des échantillons. Nous attribuons la grande dispersion des résultats à la perturbation créée par la présence de fusion estivale. Les différences de teneur en gaz et de porosité au close-off entre sites subissant une fusion estivale ne peuvent être considérés comme significatives même en ne retenant que les carottes de teneur en gaz maximale car le nombre de carottes analysées est trop faible. C'est pourquoi les résultats obtenus pour ces sites ne seront pas pris en compte dans la suite de cette étude.

IV.6 VARIATIONS GEOGRAPHIQUES DE LA TENEUR EN GAZ

IV.6.1 *Relation teneur en gaz - pression atmosphérique.*

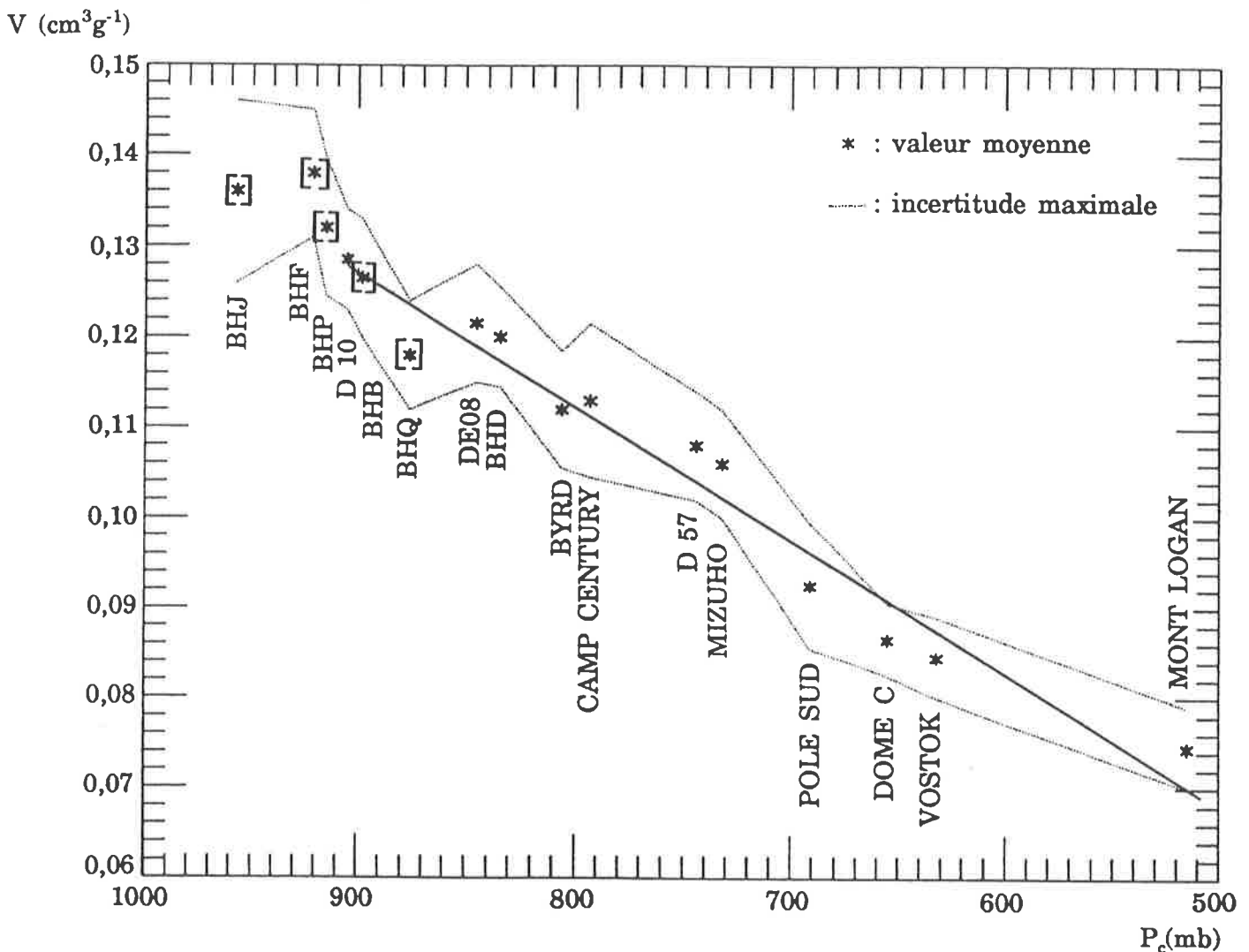
La teneur en gaz de la glace augmente très nettement avec la pression atmosphérique (voir figure IV.3). Les sites non Antarctiques (Camp Century au Groënland et Mont Logan au Canada) suivent parfaitement la tendance indiquée par les sites Antarctiques. Teneur en gaz et pression atmosphérique décroissent toutes deux d'un facteur 1,8 lorsque l'on va des sites les plus côtiers de l'Antarctique au site d'altitude la plus élevée. D'après l'équation (1) :

$$V = V_c \frac{P_c}{T_c} \frac{T_0}{P_0},$$

l'aspect assez linéaire de la relation $V - P_c$ indique que le rapport V/T_c varie peu en comparaison des variations de P_c . La droite de régression calculée à partir des onze sites qui ne subissent pas de fusion estivale a pour équation :

$$V = 1,52 \cdot 10^{-4} P_c \text{ (mb)} - 8,33 \cdot 10^{-3} \text{ (coefficient de corrélation : 0,98)} \quad (11)$$

En nous basant sur une précision globale de $\pm 2 \%$ pour les résultats de teneur en gaz (précision attendue pour des résultats obtenus avec un système expérimental étalonné de manière absolue, une bonne intégration des variations à court terme de V et une faible incertitude sur la correction de bulles coupées), la pente de la droite ci-dessus nous permet d'estimer la variation de pression limite détectable par des mesures de teneur en gaz : environ ± 15 mb.



IV.6.2 Relation teneur en gaz - altitude.

Dans le cadre de l'étude des interactions calottes de glace - climat, les variations de la teneur en gaz avec l'altitude au close-off (E_c) nous intéressent tout particulièrement. Ces variations sont tracées sur la figure IV.4. Une différence sensible avec la courbe teneur en gaz - pression est la moindre linéarité de la relation $V - E_c$. Ceci reflète la diminution du gradient pression - altitude lorsqu'on s'élève dans l'atmosphère (12 mb / 100 m pour les sites les plus côtiers de l'Antarctique, 8,5 mb / 100 m au centre de l'Antarctique et 6,5 mb / 100 m à Mont Logan).

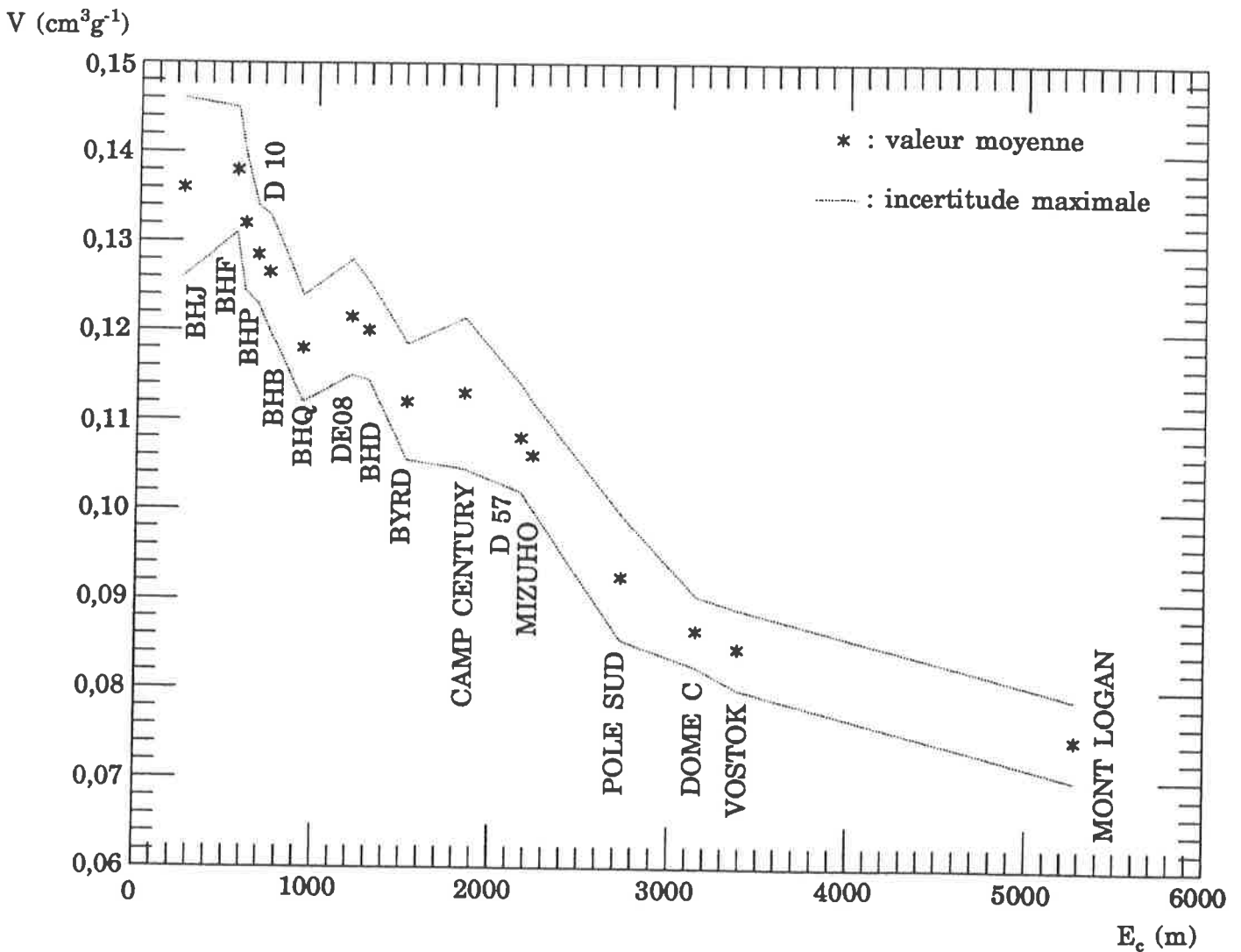


Figure IV.4 : Relation teneur moyenne en gaz - altitude du site de close-off de la glace.

Sans prendre en compte le site de Mont Logan, la pente moyenne de la courbe $V = f(E_c)$ est d'environ $- 1,7 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^3\text{g}^{-1}\text{m}^{-1}$, si par contre on ne tient compte que des trois sites les plus élevés de l'Antarctique et de Mont Logan, on obtient une pente beaucoup plus faible : $\sim - 0,7 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^3\text{g}^{-1}\text{m}^{-1}$. Pour une précision de mesure de V de $\pm 2 \%$, on déduit de ces pentes la fourchette suivante de limites de détection de variations de E_c par la mesure de V : ± 150 à $\pm 250 \text{ m}$.

Le lien théorique existant entre teneur en gaz de la glace et altitude du site de formation de cette glace passe par l'équation (1) : $V = f(V_c, P_c, T_c)$ et l'existence d'un gradient pression atmosphérique - altitude dans l'atmosphère. Ce gradient s'explique essentiellement par la loi d'équilibre hydrostatique de l'atmosphère, mais est modulé par les phénomènes dynamiques. La relation $V - E_c$ illustrée par la figure IV.4 peut être à priori utilisée directement pour interpréter des variations de teneur en gaz le long d'une carotte de glace formée pendant l'Holocène : la teneur en gaz sera utilisée dans ce cas pour déterminer l'altitude d'origine de la glace prélevée à différentes profondeurs, dans le cadre d'un effet pur d'écoulement de la glace et en l'absence de variations significatives du climat. Cette relation n'est par contre pas transposable à des conditions climatiques différentes des conditions actuelles. En effet, d'après l'équation (1), une variation de température de 10°C (en l'absence de variations de P_c et V_c) induira une variation de V d'environ 4% . Pour interpréter un signal de teneur en gaz hors du cadre d'un climat inchangé, on doit nécessairement connaître les variations de T_c et V_c pour calculer une valeur de P_c à l'aide de l'équation (1), et être capable d'établir une relation pression atmosphérique - altitude valable dans les conditions climatiques de formation de la carotte analysée pour déduire de P_c des valeurs d'altitude du site de formation de la glace (E_c).

Remarque. En utilisant la relation linéaire V_c - température publiée par Raynaud et Lebel (1979) et l'équation d'équilibre hydrostatique de l'atmosphère, Jenssen (1983) a montré que dans le cadre des approximations de son calcul, la relation teneur en gaz - altitude en Antarctique est linéaire. Il a calculé une

pente et une ordonnée à l'origine pour cette droite qui sont voisines des valeurs expérimentales de Raynaud et Lebel (1979). On peut aisément montrer que nos nouveaux résultats : relations $V_c - T_c$ du paragraphe IV.8 et relation $V - E_c$ pour les sites Antarctiques qui ne subissent pas de fusion estivale :

$$V = -1,68 \cdot 10^{-5} E_c + 0,141 \quad (\text{coefficient de corrélation : } 0,99) \quad (12)$$

sont compatibles.

IV.6.3 *Conclusion.*

Des variations très importantes de la teneur en gaz avec la pression au close-off et l'altitude du site de formation de la glace sont observées. L'aspect linéaire de la courbe $V = f(P_c)$ signifie que le rapport V_c/T_c varie peu par rapport à P_c . La teneur en gaz est donc essentiellement un indicateur de la pression atmosphérique. La moindre linéarité de la courbe $V = f(E_c)$ pour des altitudes du site de formation de la glace croissantes reflète principalement la décroissance du gradient pression - altitude lorsqu'on s'élève dans l'atmosphère.

Les pentes observées pour des glaces récentes sont les suivantes : $1,52 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3\text{g}^{-1} \text{ mb}^{-1}$ pour le signal $V - P_c$ et $0,7$ à $1,7 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^3\text{g}^{-1} \text{ m}^{-1}$ pour les variations de V en fonction de l'altitude. Compte tenu de ces pentes et pour une incertitude sur la mesure de V de $\pm 2 \%$, des variations de pression ou d'altitude de plus de $\pm 15 \text{ mb}$ et ± 150 à 250 m environ pourront être détectées par l'étude de la teneur en gaz de la glace. Nous montrons en annexe D que les variations de V en fonction de E_c présentées ci-dessus sont compatibles avec les résultats publiés antérieurement.

Ces relations empiriques montrent que la teneur en gaz est un indicateur sensible de la pression atmosphérique et de l'altitude du site de formation de la glace, mais elles ne sont pas directement applicables à des conditions climatiques différentes de celles qui règnent actuellement. C'est pourquoi nous n'irons pas plus loin dans l'étude de ces courbes.

IV.7 VARIATIONS SAISONNIERES DE LA TENEUR EN GAZ

Des variations saisonnières importantes de la teneur en gaz de la glace ont été mises en évidence sur les forages de BHD, D 10 (Lebel, 1979 ; Raynaud et Lebel, 1979) et Byrd (Raynaud et Whillans, 1982). Les variabilités de P_c et T_c sont faibles (voir paragraphes IV.3 et IV.4), c'est pourquoi les variations saisonnières de V (d'amplitude voisine de 10 %) ont été attribuées à des variations de V_c . Les variations de la température sont dans certains cas enregistrées dans les échantillons de glace par l'isotope (D 10, BHD), mais peuvent aussi avoir été lissées par le phénomène de diffusion de l'isotope (Byrd). Dans les cas où l'isotope permet de détecter le cycle saisonnier de température, les maxima de teneur en gaz et d'isotope ont été observés en phase (en été) par les auteurs cités ci dessus.

Nous nous intéresserons dans un premier temps à de nouvelles données de variations saisonnières de la teneur en gaz, puis à l'effet d'hétérogénéités telles que les croûtes de vent ou les strates de glace de regel. Les données ci après ne sont pas corrigées de l'effet des bulles coupées, ce fait est justifié en annexe D. Les variations à court terme de la teneur en gaz de la glace ont été tracées pour tous les sites de forage étudiés dans ce chapitre et sont reproduites soit dans la suite de ce paragraphe, soit en annexe D.

IV.7.1 *Variations saisonnières de V en des sites de forte accumulation.*

Les résultats d'une grand nombre d'analyses réalisées depuis 1979 pour la carotte de BHD permettent de rediscuter la nature des variations saisonnières de la teneur en gaz en ce site. Nous associerons à ces résultats ceux obtenus à DE08 (site voisin de BHD, mais dont le taux d'accumulation est deux fois plus important).

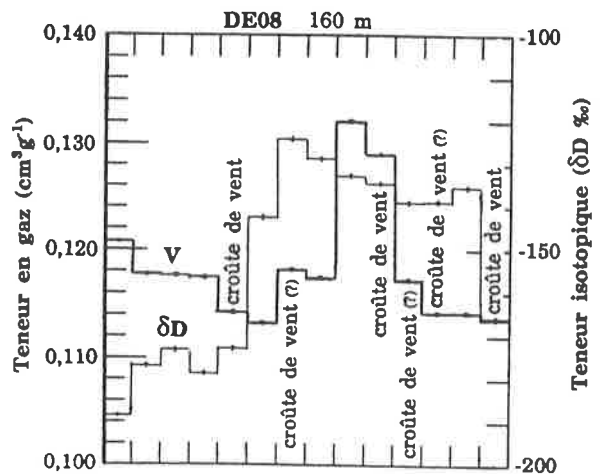
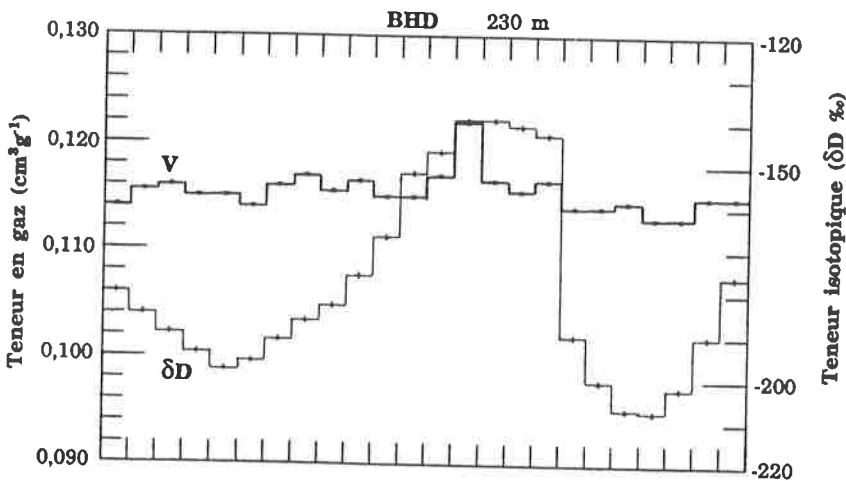
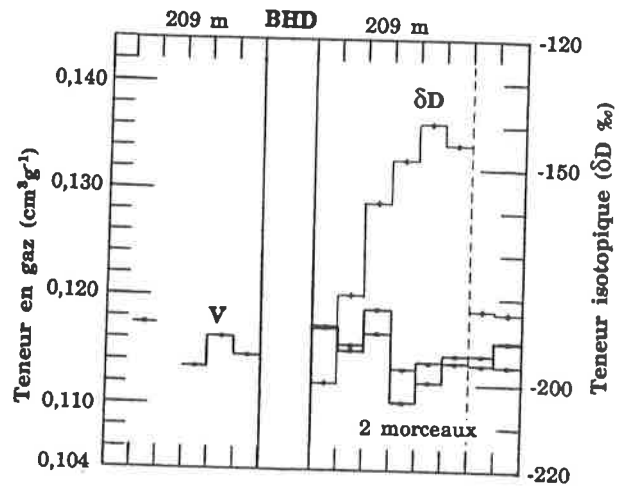
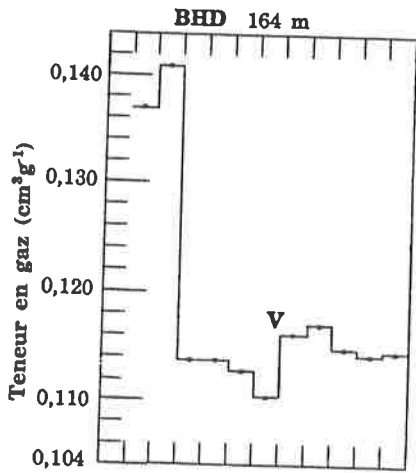
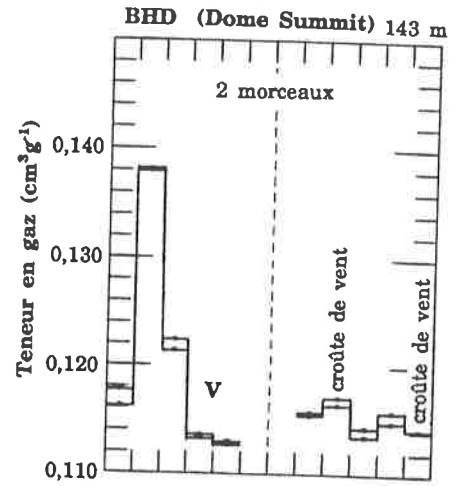
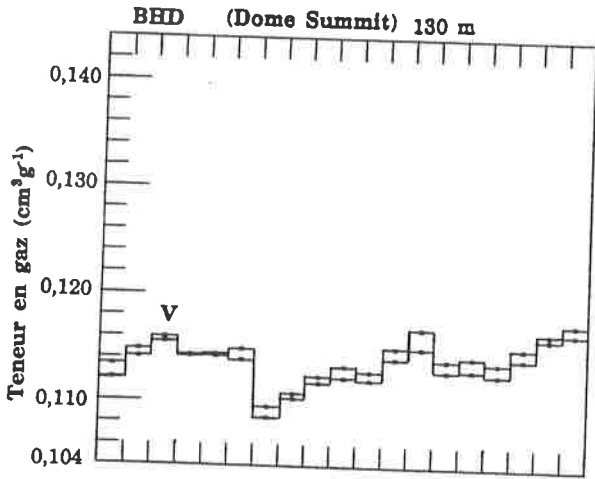
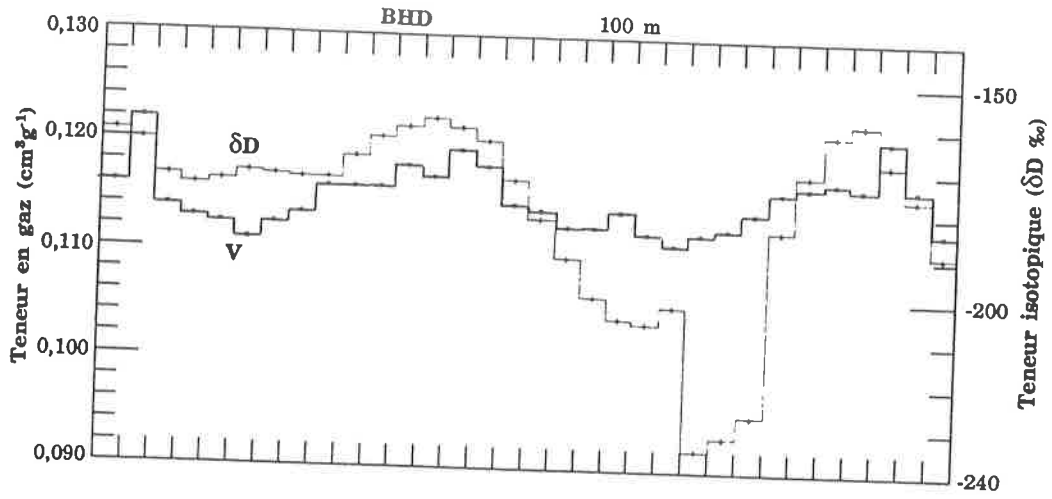


Figure IV.5 (page précédente) : variations saisonnières de la teneur en gaz à DE08 et BHD. Les profils isotopiques sont notés δD , la présence de croûtes de vent dans les échantillon est notée. Les tranches de glace ont une épaisseur de 3 cm pour BHD et 6 cm pour DE08. Remarque : les résultats de V obtenus pour BHD à 100 m de profondeur n'ont pu être utilisés dans l'étude des variations géographiques de V car les feuilles de manipulation ont été égarées. Les résultats de BHD à 230 m de profondeur sont publiés dans Raynaud et Lebel (1979).

Les résultats présentés sur la figure IV.5 montrent que les variations de l'isotope et de la teneur en gaz sont généralement assez bien corrélées, la teneur en gaz de la glace présentant un net maximum estival qui apparaît souvent sous la forme d'un pic étroit. Une variabilité de l'amplitude du pic estival de teneur en gaz apparaît y compris en un même site de forage (BHD) où les variations de V peuvent atteindre $0,030 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit 25 %), alors que pour la carotte prélevée à 230 m, Lebel (1979) n'a observé que des variations de V inférieures à 10 %. Soulignons que le caractère estival du pic de teneur en gaz observé à DE08 est confirmé par les mesures de conductivité solide effectuées sur la carotte (David Etheridge, communication personnelle). D'autre part, les trois maxima de teneur en gaz et d'isotope observés dans la carotte de BHD prélevée à 100 m coïncident avec des maxima d'acidité (Michel Legrand, communication personnelle), ce qui confirme également leur caractère estival.

Nous avons montré aux paragraphes IV.3 et IV.4 que les variations de P_c et T_c à l'échelle de la durée du close-off sont respectivement de l'ordre de $\pm 2 \%$ et inférieures à 1%. L'essentiel des variations à court terme de la teneur en gaz reflète donc des variations du volume poreux au close-off. En attribuant la totalité des variations à court terme de V à des variations de V_c et en utilisant les gradients $V_c - T_c$ issus de l'étude des variations géographiques de V_c (Raynaud et Lebel, 1979 ; paragraphe IV.8), nous pouvons déduire une amplitude des variations saisonnières de température, et comparer celle ci aux résultats issus de données météorologiques. Prenons pour exemple la carotte de DE08. On y observe des variations de teneur en gaz d'amplitude $\Delta V = 0,019 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, d'après la formule (1) on en déduit $\Delta V_c = 0,021 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$. Avec la pente moyenne des variations géographiques de V_c ($7,6 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, voir paragraphe IV.8), on

obtient une variation de température de 28°C. Avec la pente indiquée par les seuls sites de température intermédiaire ($4,5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, voir paragraphe IV.8), on aboutit à une valeur de 48°C. Ces écarts de température sont bien trop élevés pour être attribués à des variations saisonnières de la température météorologique. En effet, l'amplitude moyenne des variations saisonnières de température à la station Casey (au pied du Law Dome) n'est que de 15°C. Ces valeurs d'amplitude des cycles saisonniers de température sont confirmées par les résultats d'autres stations assez voisines des côtes de l'Antarctique (Jones et Limbert, 1987). Ainsi, le seul mécanisme produisant les variations géographiques de V_c en fonction de la température peut difficilement rendre compte de l'amplitude des variations saisonnières de la teneur en gaz.

Stauffer et al. (1985), ont suggéré que les variations saisonnières de la porosité au close-off peuvent être dues, au sein du névé, à un effet de bouchage des couches de neige estivales par les couches hivernales. La porosité des couches d'hiver, de densité plus forte, se fermant avant celle des couches d'été, les couches d'hiver devenues imperméables pourraient isoler l'air occlus dans les couches d'été à des densités plus faibles. Ce mécanisme peut expliquer une différence été - hiver de volume poreux de la neige au moment de l'isolement de l'air sans variation nécessaire de la densité au moment de la fermeture des bulles. Au site de Siple (température T_c : -24°C, pression P_c : 853 mb, accumulation : 50 cm eq. eau par an), dont les conditions météorologiques sont assez voisines de celles de BHD, ces auteurs ont mis en évidence des variations saisonnières de densité au voisinage du close-off dont l'amplitude moyenne est voisine de $0,02 \text{ g cm}^{-3}$, qui correspondent à des variations de porosité de $0,030 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ d'après l'équation (2). Ainsi, l'amplitude des variations saisonnières de la teneur en gaz peut être expliquée par un effet de bouchage des couches d'été par les couches d'hiver. Un tel mécanisme peut également rendre compte de l'aspect brutal des variations de la teneur en gaz. Il est aussi beaucoup plus compatible avec la grande variabilité des teneur en gaz maximales qu'un mécanisme mettant en jeu

des variations saisonnières de température (via une éventuelle sensibilité de V_c à la température de dépôt de la neige), dont l'amplitude est régulière.

IV.7.2 Variations saisonnières de V mises en évidence en d'autres sites.

Des variations saisonnières de la teneur en air de la glace ont aussi été observées à D 10 (Lebel, 1979 ; Raynaud et Lebel, 1979) et à Byrd (Raynaud et Whillans, 1982). Ces résultats sont reproduits sur les figures IV.6 et IV.7, avec ceux (inédits) obtenus pour une carotte de Pôle Sud.

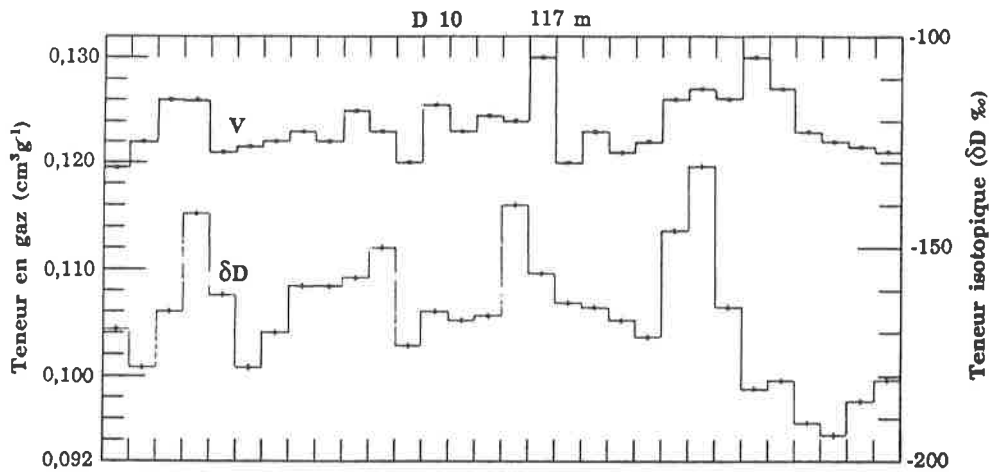


Figure IV.6 : variations saisonnières de la teneur en gaz observées dans une carotte de D 10 prélevée à 117 m sous la surface de la glace. Les tranches de glace ont 2,5 cm d'épaisseur. D'après Raynaud et Lebel (1979).

Les résultats obtenus à D 10 couvrent quatre cycles saisonniers complets, et mettent une nouvelle fois en évidence un maximum estival de teneur en gaz. Notons que la carotte analysée a subi un écoulement important, probablement accompagné d'un amincissement significatif des couches de glace initialement formées. Malgré cela, des variations saisonnières très nettes de teneur en gaz et d'isotope ont été conservées.

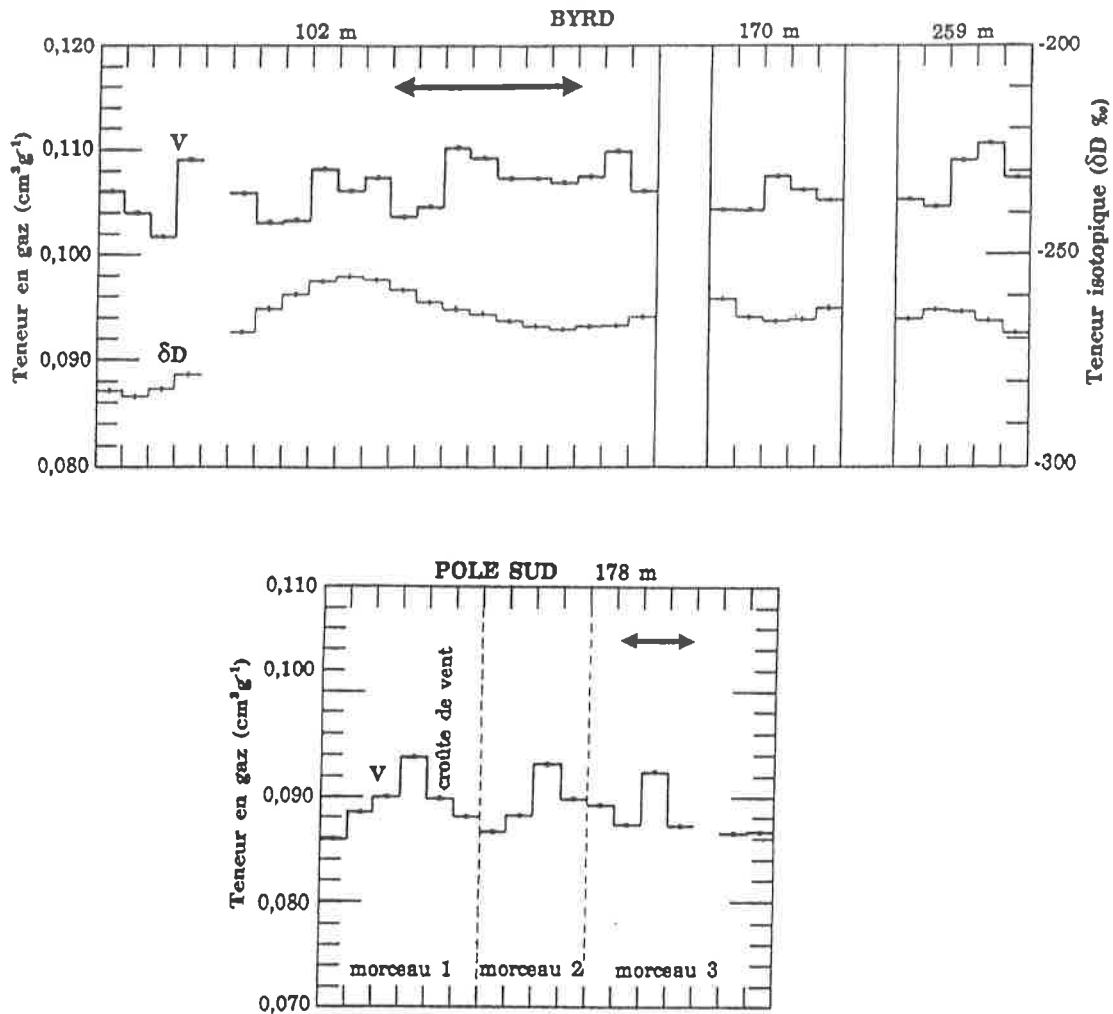


Figure IV.7 : Variations saisonnières de la teneur en gaz à Byrd (d'après Raynaud et Whillans, 1982) et Pôle Sud. Les flèches horizontales indiquent l'intervalle qui représente en moyenne une année d'accumulation neigeuse.

Aux sites de Byrd et Pôle Sud, des maxima de teneur en gaz sont observés à des intervalles qui peuvent correspondre à la distance entre deux couches de neige d'été d'après les valeurs d'accumulation moyenne pour ces deux sites de forage. Les amplitudes des variations de V (environ 8 %) y sont nettement plus faibles que celles observées à DE08 et BHD. Cette diminution d'amplitude peut refléter la moindre qualité de l'échantillonnage (4 à 7 échantillons par an au lieu de 15 à 20 échantillons à BHD et DE08). Les couches de neige estivale n'ont pas été identifiées pour ces deux sites : les résultats d'isotope à Byrd, lissés par le phénomène de diffusion, ne permettent pas une telle mise en évidence (Raynaud et Whillans, 1982). Cependant, les résultats obtenus à D 10, Byrd et Pôle Sud

montrent que des fluctuations de teneur en gaz à l'échelle de temps saisonnière peuvent être observables en toutes régions de l'Antarctique, y compris dans des zones de faible accumulation (Pôle Sud).

IV.7.3 *Fluctuations de la teneur en gaz de la carotte de Dôme C.*

Rappelons en premier lieu que certaines carottes ont fondu en surface au cours de leur transport. Les résultats correspondant à des carottes présentant des traces de fusion doivent être considérés comme moins fiables que les autres. Soulignons que les valeurs de V particulièrement faibles mesurées au voisinage de l'une ou l'autre des extrémités de ces carottes peuvent provenir d'une fusion partielle (voir figure IV.8).

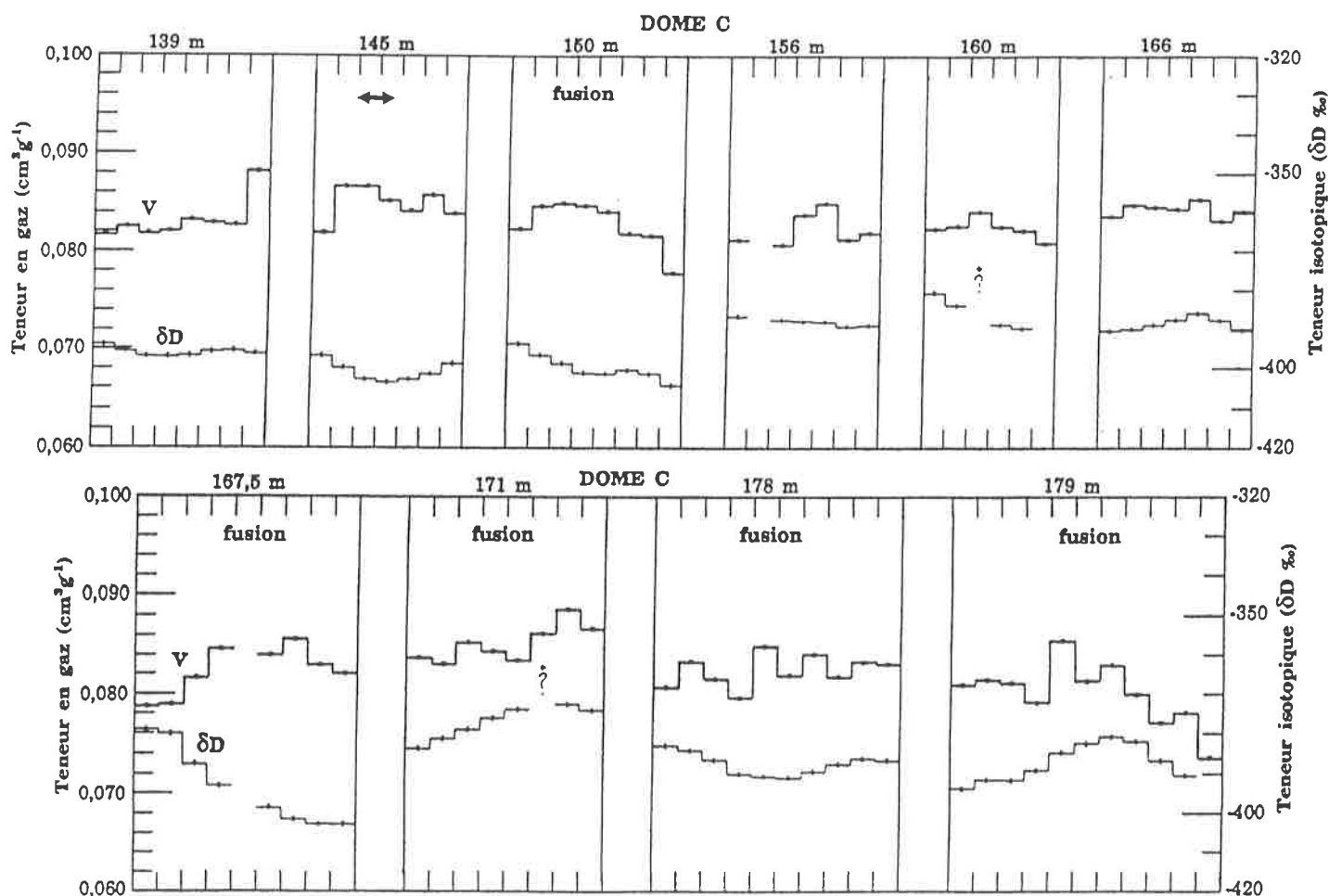


Figure IV.8 : fluctuations de la teneur en gaz à Dôme C. La flèche horizontale indique l'intervalle représentant un an d'accumulation moyenne. Les carottes présentant des traces de fusion de surface sont repérées.

Les échantillons analysés couvrent chacun 6 mois à un an d'accumulation, ce qui ne permet pas d'observer de variations saisonnières de V . Des fluctuations de la teneur en gaz, de faible amplitude (2 à 7 %, et en moyenne 4,5 % pour les carottes qui ne présentent pas de traces de fusion) et non corrélées à celles de l'isotope, sont tout de même observables. Cependant, l'absence de variations importantes de V et l'absence de tendance dans ces résultats provenant de 40 m de carotte nous conforte dans l'idée que l'analyse d'échantillons de glace couvrant quelques cycles saisonniers d'accumulation permet d'obtenir une valeur moyenne de V représentative du site d'origine de la glace.

IV.7.4 *Cas des sites de forage subissant une fusion estivale.*

Les résultats détaillés obtenus à BHP ($T_c = -14^\circ\text{C}$) sont représentés sur la figure IV.9 pour illustrer l'effet des strates de glace de regel sur la teneur en gaz de la glace. Nous ne reviendrons pas ici sur les mécanismes par lesquels de telles strates peuvent modifier V : ils sont exposés au paragraphe IV.5.3. Les résultats de BHP illustrent essentiellement les deux faits suivants :

- on n'observe pas systématiquement de différences importantes de teneur en gaz entre des échantillons situés de part et d'autre d'une strate de glace de regel, ce qui ne va pas dans le sens d'un effet d'isolement prématuré de l'air situé sous ces strates.

- les échantillons qui contiennent des strates de glace ont, dans certains cas, des teneurs en gaz largement inférieures à la teneur moyenne de la carotte. Cependant, nous n'avons pas trouvé de corrélation claire entre l'épaisseur des strates et la diminution de teneur en gaz des échantillons. D'autre part, nous avons vu que les pics de teneur en gaz n'apparaissent que dans une partie des couches estivales identifiées par l'isotope, et que l'amplitude de ces pics est très variable. Ainsi, le caractère aléatoire des résultats obtenus pour des échantillons contenant des strates de glace de regel peut provenir non seulement de l'effet de

ces strates mais aussi de la grande variabilité de la teneur en gaz des couches de neige estivale mise en évidence à BHD et DE08.

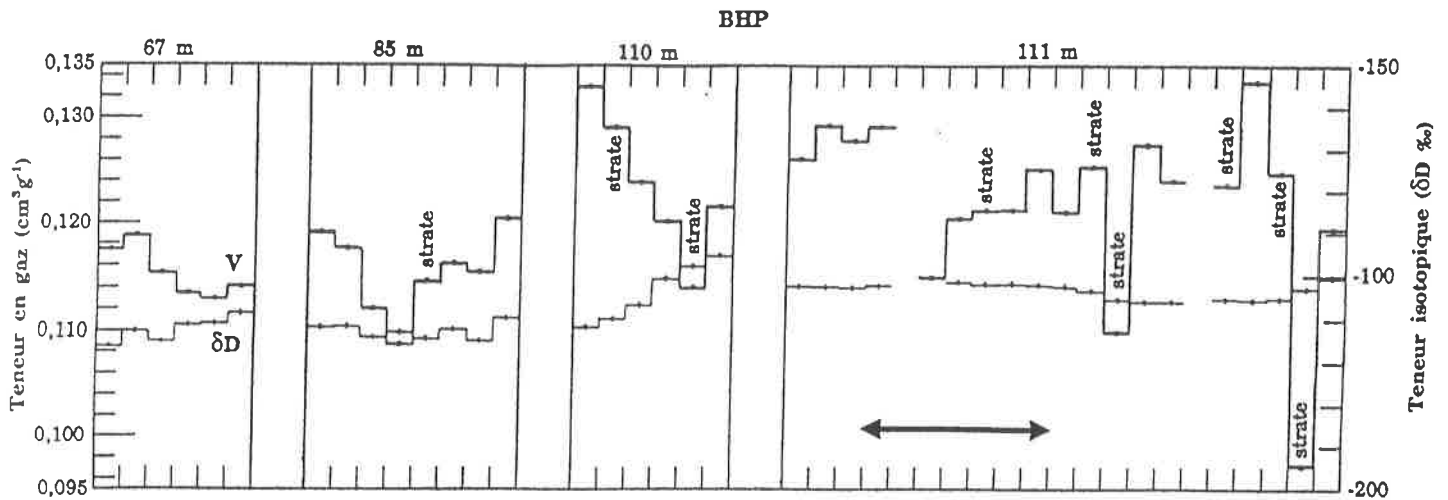


Figure IV.9 : fluctuations de la teneur en gaz à BHP. La flèche horizontale indique l'intervalle représentant un an d'accumulation moyenne. Les échantillons contenant des strates de glace de regel sont repérés.

IV.7.5 *Effet de la présence de croûtes de vent.*

Les croûtes de vent, formées en surface de la neige, sont des strates fines (1 mm d'épaisseur moyenne) de neige très dense à grains fins. Au voisinage de la surface, ces couches sont rendues perméables par la présence de canaux verticaux qui les traversent de part en part (Alley, communication personnelle). Dans les carottes analysées, ces croûtes apparaissent sous la forme de strates de glace sans bulles et translucides. Remarquons que si la surface de la carotte est opaque ou irrégulière, les croûtes de vent deviennent difficiles à repérer, elles n'ont donc pas toutes été nécessairement identifiées dans nos échantillons. Les effets potentiels de ces croûtes sur la teneur en gaz sont les mêmes que ceux des strates de glace de regel. Leur effet direct est une diminution de V : à priori une croûte de vent horizontale d'un millimètre d'épaisseur contenant un volume d'air négligeable diminuera la teneur en gaz d'un échantillon cubique d'arête 3 cm de 3 % par rapport à un échantillon ne contenant pas de croûte de vent. Nous avons négligé cet effet sur les valeurs moyennes de V car la proportion d'échantillons contenant

de telles croûtes est faible. Par ailleurs, si ces couches de neige dense deviennent imperméables avant le close-off normal du névé, elle peuvent isoler prématurément l'air présent dans les couches de névé situées sous elles. Un tel effet produirait une dissymétrie de la teneur en gaz de part et d'autre des croûtes. Des croûtes de vent ont été observées dans des échantillons de DE08, BHD, Pôle Sud (figures IV.5, et IV.7) et Mizuho (annexe D) dans aucun cas une telle dissymétrie n'est observée, et les croûtes ne semblent pas perturber les variations saisonnières de la teneur en gaz. De même que pour les strates de glace de regel, on peut penser que l'absence d'effet de bouchage est lié à la discontinuité de ces hétérogénéités due à la rugosité de la surface de la calotte, et à la présence de canaux verticaux qui rendent la croûte poreuse.

IV.8 VARIATIONS GEOGRAPHIQUES DE LA POROSITE AU CLOSE-OFF.

IV.8.1 *Présentation des résultats.*

Rappelons que V_c est calculé à partir des résultats de teneur en gaz. Le principe de ce calcul est décrit en Annexe D (au paragraphe D.3), et le détail des données nécessaires des calculs et des résultats est fourni en Annexe D.

Pour tous les sites excepté D 10, les erreurs liées au calcul de V_c sont négligeables par rapport à l'incertitude liée à la mesure de V (voir annexe D), que reflètent les courbes en pointillés. La carotte de D 10 analysée a subi un très fort écoulement depuis sa formation, c'est pourquoi une incertitude liée à la détermination de la température (T_c) et de la pression (P_c) au site de piégeage de gaz, qui permettent de calculer V_c , a été ajoutée à celle liée à la mesure de V . Notons que pour ce site de D 10, l'imprécision sur la détermination du site d'origine de la glace induit une incertitude importante sur l'abscisse du point porté sur la figure IV.10 : $T_c \in [- 17, - 21]$ °C.

Nous excluons de la discussion les résultats concernant les sites pour lesquels la glace subit une fusion estivale marquée, dont le comportement problématique est expliqué au paragraphe IV.5.3. Notons dans un premier temps que l'amplitude des variations de V_c est nettement plus faible que celle des variations de V : $\pm 15\%$ au lieu de $\pm 30\%$. La pente moyenne des variations thermiques de V_c est de $7,6 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3\text{g}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

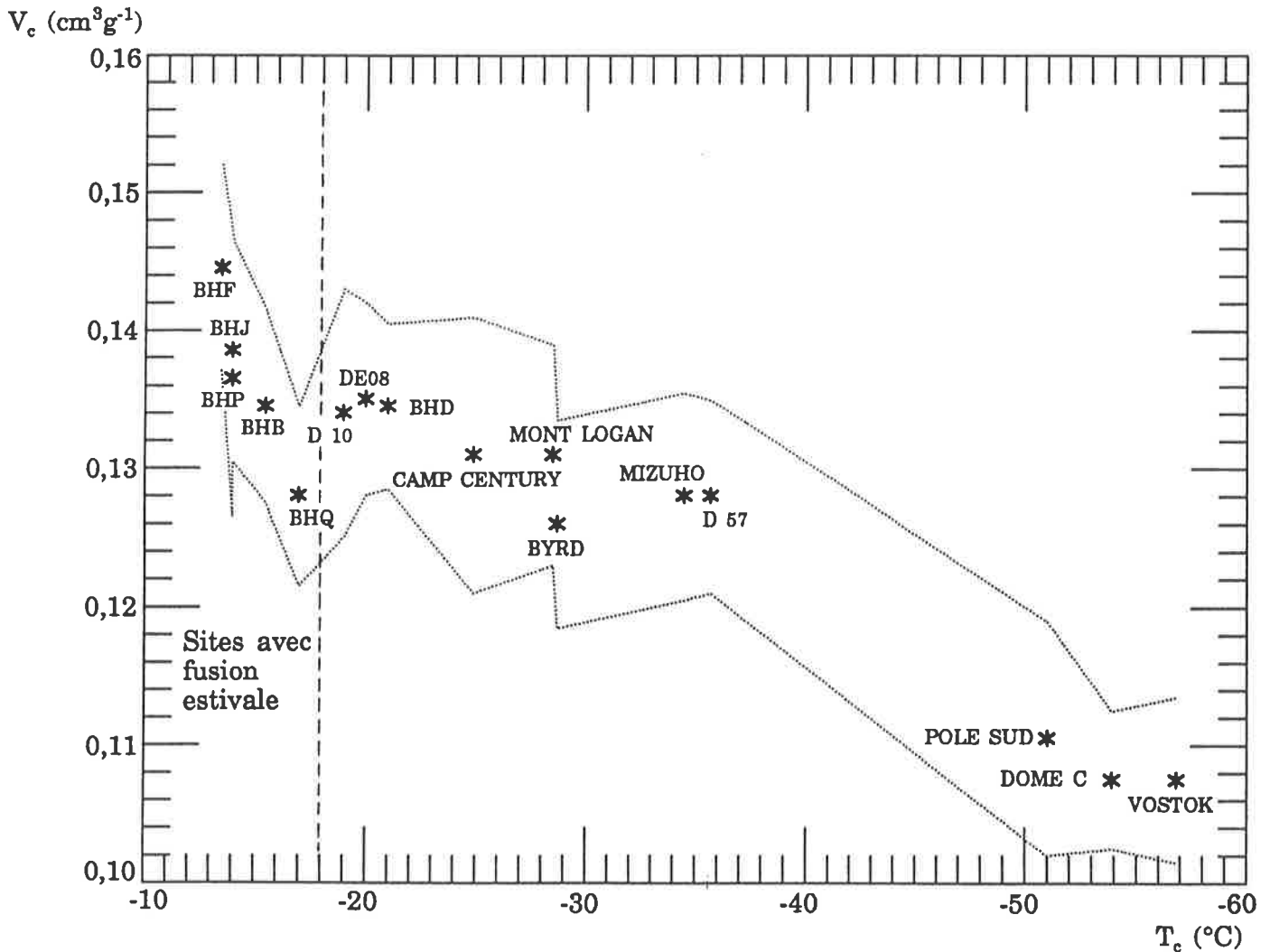


Figure IV.10 : Relation porosité au close-off - température. Les étoiles indiquent les résultats moyens, les courbes en pointillés représentent l'incertitude maximale sur les résultats.

Fait remarquable, le site de Mont Logan, d'altitude très supérieure à celle des autres sites mais de température relativement "chaude", vient se placer normalement sur la courbe $V_c = f(T_c)$; ce fait constitue un soutien important à notre hypothèse selon laquelle les variations thermiques de V_c pourraient être transposables à des conditions climatiques différentes (climats du passé).

Certains sites, de températures très voisines, ont des accumulations qui diffèrent d'un facteur 2 ou plus : DE08 (120 cm d'équivalent eau par an) et BHD (68 cm an⁻¹), Mizuho (7 cm an⁻¹) et D 57 (18 cm an⁻¹), ainsi que Pôle Sud (7 à 8 cm an⁻¹) et Dôme C (2 à 3 cm an⁻¹). Ainsi, si le processus de densification de la neige, via sa vitesse d'enfoncement, dépend fortement de l'accumulation neigeuse (voir par exemple Pimienta, 1988), la densité au close-off (ρ_c) - directement liée à V_c par l'équation (2) :

$$V_c = \frac{1}{\rho_c} - \frac{1}{\rho_i}$$

où ρ_i est la densité de la glace pure, semble être indépendante de l'accumulation. Cette indépendance probable de V_c vis à vis de l'accumulation neigeuse est une indication nouvelle et importante dans la mesure où ce taux de précipitation varie fortement avec le climat.

Il est intéressant de tracer également les variations de ρ_c avec la température (figure IV.11). La densité au close-off augmente très nettement lorsque la température décroît, et la pente générale de cette augmentation est nettement supérieure à celle des variations de la densité de la glace pure. Il faut remarquer que ces résultats s'opposent à l'hypothèse d'un close-off se produisant pour tout site entre les densités 0,8 et 0,83 g cm⁻³.

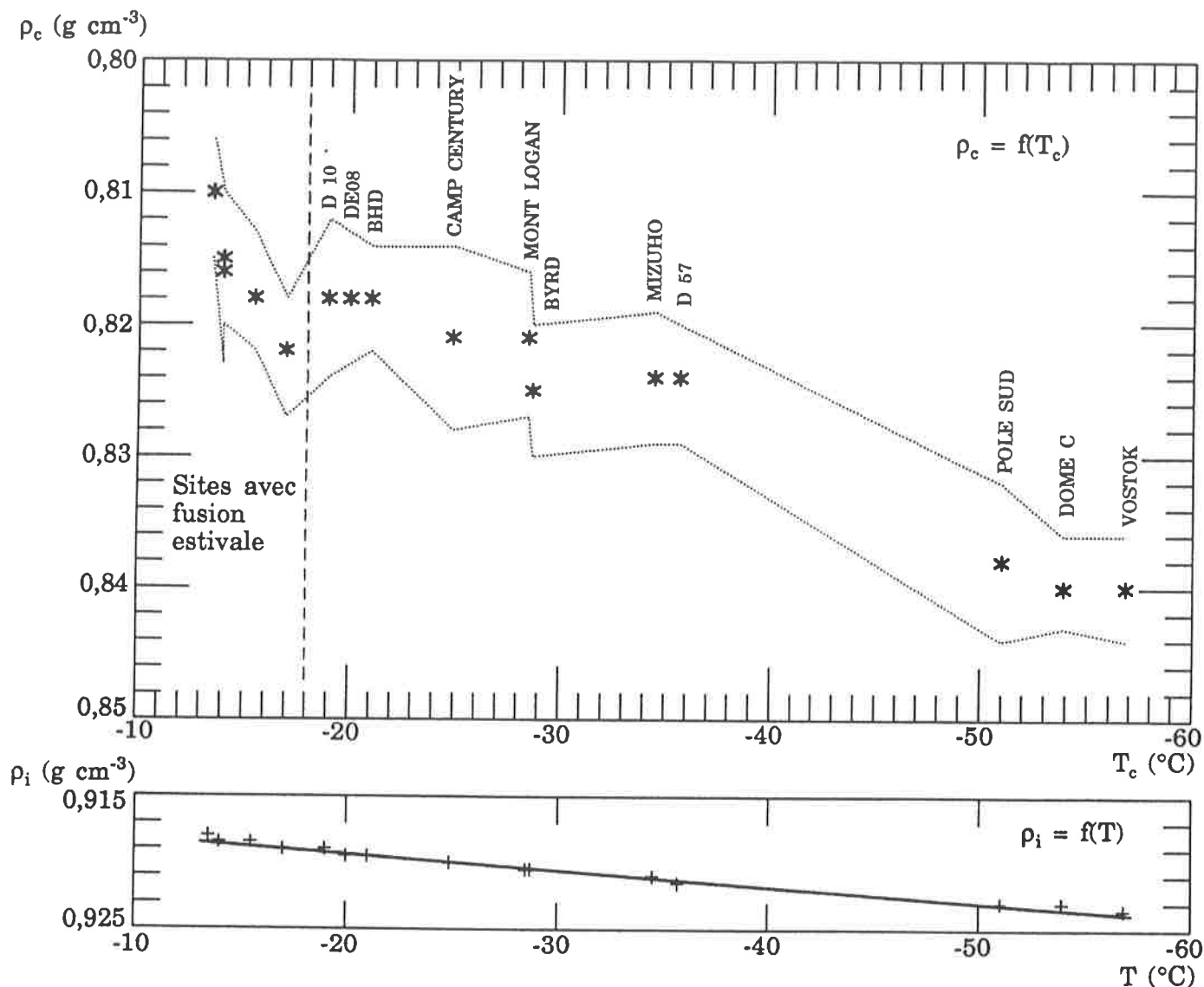


Figure IV.11 : Relations densité au close-off - température (les étoiles indiquent les résultats moyens, les courbes en pointillés représentent l'incertitude maximale sur les résultats) et densité de la glace pure - température.

Il faut garder en mémoire que nos résultats se réfèrent à la densité moyenne de l'isolement du gaz par rapport à l'atmosphère, isolement qui se produit a priori à une profondeur inférieure ou égale à la profondeur de fermeture des bulles. En ce qui concerne les sites froids, le close-off (et donc la fermeture des bulles) se produit en moyenne à densité nettement supérieure à la valeur maximale supposée de $0,83 \text{ g cm}^{-3}$. Pour évaluer P_c , qui entre dans le calcul de V_c , nous nous sommes a priori référés à l'hypothèse d'un close-off entre les densités 0,8 et

$0,83 \text{ g cm}^{-3}$. Cependant, l'erreur ainsi commise est négligeable : 0,2 % sur V_c pour les trois sites les plus froids (sites pour lesquels l'erreur est la plus grande).

Sur la figure IV.12, nous avons :

- exclu les sites présentant des strates de glace de regel,
- mis entre crochets les résultats dont la fiabilité est réduite : D 10 (incertitude sur le site d'origine de la glace), Camp Century (moins d'un an d'accumulation) et Vostok (seulement 2 mesures de teneur en gaz),
- et indiqué par des flèches l'influence possible d'un état non stationnaire de la calotte de glace (voir annexe D).

Il est tentant de tracer les deux segments de droites représentés en pointillés sur la figure IV.12, autour desquels les résultats sont extrêmement peu dispersés. Une telle représentation suggère une différence de comportement entre les sites les plus froids et les sites de température intermédiaire. Cependant, il faut garder à l'esprit le caractère quelque peu spéculatif d'une telle interprétation, compte tenu des erreurs liées à l'obtention des valeurs moyennes de teneur en gaz.

Si on cherche un paramètre climatique susceptible d'induire la différence de comportement suggérée par nos résultats entre les sites de température intermédiaire et les sites les plus froids, on peut songer au vent, nettement plus faible dans les régions centrales de l'Antarctique que dans les zones intermédiaires et près des côtes. Les données de vent moyen disponibles pour les régions qui nous intéressent sont présentées dans la table IV.5. A ma connaissance, il n'y a pas de données disponibles pour Camp Century et Mont Logan.

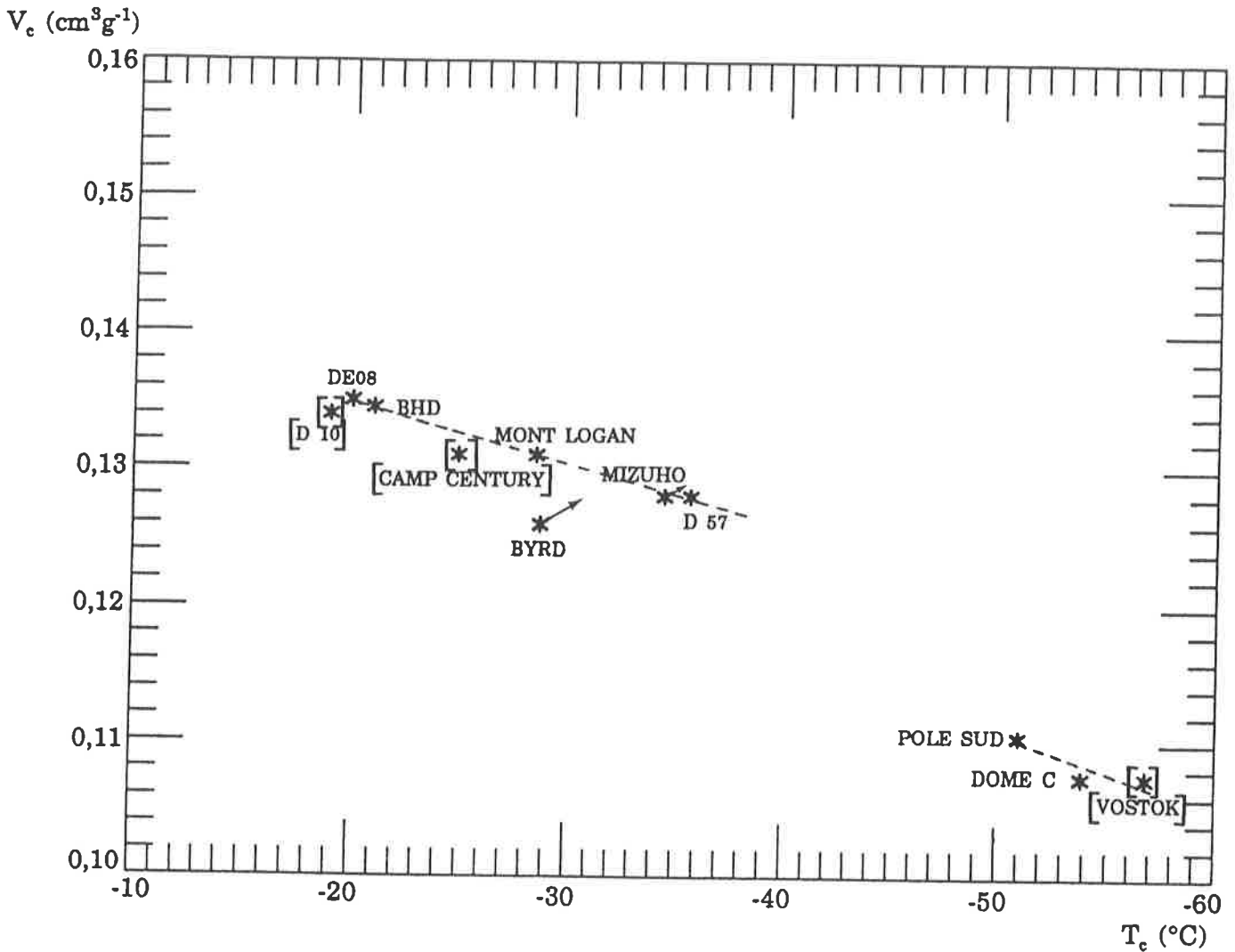


Figure IV.12 : Relation porosité au close-off - température, non linéarité éventuelle. Les résultats entre crochets sont d'une fiabilité réduite. Les flèches indiquent les conséquences possibles d'un état non stationnaire de la calotte dans les régions de Byrd et Mizuho.

Site	Vostok	Dôme C	Pôle S.	D 57	Mizuho	Byrd	Wilkes	D 10	D 47
vent	5,4	3,2*	6,2	10,7*	10,3	8,6	6,9	9,4*	12,8*

Table IV.5 : Vitesses moyennes du vent (m s^{-1}) dans les régions utilisées pour la relation $V_c - T_c$. Les références sont les suivantes : Dolguina et Petrova (1977) pour Vostok, Wendler et Kodama (1985) pour Dôme C, D 57, D 10 et D 47, Schwerdtfeger (1970) pour Pôle Sud, Byrd et Wilkes, et Schwerdtfeger (1984) pour Mizuho. Les résultats marqués d'une étoile proviennent de stations automatiques (AWS), les autres de stations manuelles.

L'imprécision des données de vent ne permet pas, comme nous l'avons fait pour l'accumulation, la comparaison des valeurs de V_c obtenues pour des sites de températures voisines mais soumises à des vents différents. En effet, deux problèmes empêchent une comparaison précise des vents moyens en différents sites :

- Les anémomètres sont placés à des hauteurs variables au dessus du sol (environ 3 m pour les stations automatiques, 4 à 15 m pour les stations manuelles). De plus, pour certaines stations, les hauteurs de mesure du vent varient d'une année à l'autre (5,5 à 10,3 m à Vostok ; 4 à 7,2 m à Mizuho). Or, les données micro-météorologiques de la station de Mizuho (Wada et al., 1981 ; Ohata et al., 1983) montrent qu'en raison du frottement au sol, la différence entre les vitesses du vent mesurées à 4 et 16 m du sol varie de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ par vent faible (1 m s^{-1} à 10 m) à 3 m s^{-1} par vent fort (20 m s^{-1} à 10 m).

- D'autre part, d'après Dalrymple (1966), certains des anémomètres utilisés en Antarctique peuvent, dans des conditions froides, rester immobiles pour des vents allant jusqu'à $1,5 \text{ m s}^{-1}$, ce qui biaise les valeurs moyennes.

Nous retiendrons cette influence potentielle du vent sur les variations de la porosité de la glace au close-off comme une possibilité (non démontrée).

Les résultats présentés ci dessus sont comparés en annexe D aux données publiées antérieurement. Nos données, provenant de 16 sites de forage différents confirment la nette croissance thermique de V_c déjà observée par Miller (1978), Raynaud et Lebel (1979) et Higashi et al. (1983). Par contre, ils remettent en cause la linéarité de la relation $V_c - T_c$ observée par ces auteurs.

IV.8.2 *Discussion des mécanismes du close-off.*

Dans ce travail (paragraphe IV.7 et IV.9), nous nous sommes concentrés sur les effets de bouchage que peuvent produire les hétérogénéités du névé : strates de glace de regel, croûtes de vent, couches d'été / d'hiver. De tels effets de

bouchage n'ont été détectés qu'à l'échelle saisonnière. Nous verrons au paragraphe suivant (IV.9) que les données actuellement disponibles ne montrent pas de différences détectables entre niveau moyen d'isolement de l'air et niveau moyen de fermeture des bulles à la précision près des calculs de V_f (volume poreux au niveau de fermeture des bulles) qui est de $\pm 3 \%$ environ.

Ces résultats semblent exclure des effets de bouchage de grande amplitude. Cette constatation est importante dans la mesure où une variation de ρ_c équivalente à la demi largeur du close-off ($0,015 \text{ g cm}^{-3}$), qui aurait été facilement envisageable dans le cadre d'un effet de bouchage, correspond à une variation de V_c moyen d'environ 20 %. Or, une telle variation de V_c , si elle était interprétée à tort en termes de variations de l'altitude du site d'origine de la glace, conduirait à une variation de l'ordre de 1000 m. Des effets de bouchage d'une telle ampleur semblent pouvoir être exclus, c'est pourquoi nous chercherons à interpréter les variations de V_c en termes de changements de la densité au niveau de fermeture des bulles.

Variations de la densité au niveau de fermeture des bulles. La démarche suivie dans ce paragraphe est analogue à celle de Lebel (1979). Le but de ce paragraphe est de proposer des mécanismes physiques susceptibles de rendre compte de ces comportements. Soulignons que les raisonnements ci dessous sont très qualitatifs, et les conclusions qui suivent sont fortement spéculatives.

Nous allons tenter de relier les variations de la densité au close-off à la géométrie du milieu. Nous partirons de l'idée selon laquelle la densité au close-off augmente si la formation de ponts de glace entre les grains de névé devient plus difficile. Dans ce cadre, ρ_c dépend de l'angularité et de l'hétérogénéité de taille des grains (de petits grains se logant dans les interstices entre les gros grains peuvent faciliter la formation de ponts de glace). D'après Gow (1969), on peut relier la taille des grains à la profondeur z ($D(z)$) à leur taille en surface D_0 de la manière suivante :

$$D(z)^2 = D_0^2 + K_0 t \exp(-E/RT) \quad (13)$$

où $D(z)^2$ est la section moyenne des cristaux à la profondeur z , D_0^2 est leur section moyenne en surface, K_0 est une constante, E est une énergie d'activation (Joule mol⁻¹), R est la constante des gaz parfaits (J K⁻¹ mol⁻¹), T est la température en Kelvin et t est l'âge en années.

Ce formalisme prend en compte une influence de la géométrie en surface (D_0^2) et une influence du métamorphisme de la neige (deuxième terme du membre de droite) sur la taille des cristaux en profondeur. Nous allons tenter de décrire comment la température, l'accumulation et la vitesse du vent peuvent intervenir sur la taille des cristaux en surface et sur le métamorphisme de la neige.

Evolution de la taille des cristaux au sein du névé. D'après l'équation (13), le grossissement des cristaux dépend de la température et de la durée de la transformation de la neige en glace (t). Il a été supposé (Lebel, 1979) qu'une recristallisation plus intense (grossissement plus important des cristaux) conduit à une plus grande homogénéisation du milieu. Cependant, un tel mécanisme conduit à une pente de V_c avec la température inverse de celle qui est observée : une augmentation de la température facilite l'homogénéisation du milieu (angularité et variabilité de taille des grains plus faibles) et rend plus difficile la formation de ponts de glace entre les grains. Ceci conduirait à une fermeture des pores du névé à densité plus forte lorsque la température augmente, ce qui est contraire aux résultats expérimentaux.

D'autre part, la croissance des cristaux telle qu'elle est décrite par l'équation (13) dépend fortement de la durée de la transformation neige - glace et donc de l'accumulation neigeuse. On peut prendre pour exemple les sites de BHD et DE08, de températures voisines et d'accumulations très différentes (respectivement 68 et 120 cm d'équivalent eau par an). L'accumulation a une influence déterminante sur la durée de la transformation de la neige en glace. En effet, les profils de densité de la neige et les profondeurs au close-off sont assez peu différents à

BHD et DE08, c'est pourquoi l'âge de la glace au close-off est essentiellement contrôlé par la vitesse d'enfoncement des couches de neige, c'est à dire par l'accumulation neigeuse. Ainsi, l'âge de la glace au close-off est d'environ 40 ans à DE08 et d'environ 80 ans à BHD (voir annexe D, table D.17). D'après l'équation (13), la croissance des cristaux est proportionnelle à la durée t du processus.

Ainsi, dans l'hypothèse d'une croissance des cristaux qui homogénéise le milieu, la formulation du métamorphisme de la neige fournie par l'équation (13) ne permet pas de rendre compte des variations thermiques observées de V_c et surtout, ne permet pas d'expliquer des variations faibles ou inexistantes de V_c avec l'accumulation neigeuse.

Géométrie de la neige en surface. D'après l'équation (13), la géométrie du névé au close-off dépend de la géométrie en surface (terme D_0^2). La taille des cristaux en surface est, à priori, liée à la nature de la précipitation et au remaniement de sa géométrie par le vent qui souffle en surface de la calotte. Les types de précipitations qui se produisent au dessus de la calotte Antarctique peuvent être très différents : précipitations liées à des dépressions météorologiques et à des arrivées d'air marin dans les régions relativement côtières de l'Antarctique, chutes de petits cristaux de glace qui se forment au sommet de l'inversion de température par beau temps sur le plateau central. Les cristaux de glace associés à différents types de précipitations peuvent être de natures très différentes. Par ailleurs, des cristaux de type "étoile" pourront être beaucoup plus fortement cassés par le vent que des cristaux plus massifs (plaquettes ...). D'après Gow (1969), la taille des cristaux décroît avec la température de la précipitation. Il est difficile de caractériser la géométrie des grains de neige en surface et les paramètres dont elle dépend, cependant cette géométrie est probablement plus directement liée à la température et au vent qu'à l'accumulation neigeuse.

Bien que ceci reste spéculatif, il semble que les variations observées de V_c soient plus clairement liées à la géométrie de la neige en surface de la calotte qu'au métamorphisme qui conduit à la transformation de cette neige en glace.

IV.8.3 *Fonctions de transfert pour le calcul de V_c de glaces fossiles.*

Pour interpréter les profils de teneur en gaz de glaces fossiles en termes de pressions atmosphériques et d'altitudes, le volume poreux de la glace au close-off doit être connu. La mauvaise connaissance des mécanismes mis en jeu et l'absence d'explication théorique quantitative des variations de V_c est l'obstacle majeur à l'établissement d'une fonction de transfert fiable pour l'interprétation des paleo-données de teneur en gaz. Le comportement particulier des trois sites les plus froids, que les résultats suggèrent, peut provenir aussi bien de l'influence du vent que d'une variation non linéaire de V_c avec la température. En conséquence, nous avons choisi de proposer plusieurs relations possibles pour rendre compte du comportement de V_c . Nous proposerons plusieurs paramétrisations des variations de V_c en fonction de la température ainsi qu'une estimation de relation éventuelle entre V_c et la vitesse du vent. Compte tenu des incertitudes sur les résultats expérimentaux, ces paramétrisations sont toutes réalistes et la comparaison des résultats obtenus avec chacune d'elle pour des glaces fossiles peut permettre d'estimer les erreurs liées aux incertitudes sur le comportement de V_c .

IV.8.3.a Régression linéaire à partir des onze sites ne présentant pas de strates de glace de regel. On obtient la relation suivante :

$$V_c = 7,6 \cdot 10^{-4} T_c(K) - 0,057 \quad (14)$$

avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0,98$. Cette régression est portée en pointillés sur la figure IV.13 (paragraphe suivant).

Dans la table IV.6, les écarts (ΔV_c) entre volumes poreux moyens au close-off mesurés et déduits de la relation (14) sont calculés pour chaque site de forage. En utilisant l'équation (1) :

$$V = V_c (P_c/T_c) (T_0/P_0)$$

Les écarts ΔP_c correspondants peuvent fournir une indication sur l'erreur liée à l'utilisation de l'équation (14) pour l'interprétation des paleo-données de teneur en gaz.

Site	D 10	DE08	BHD	Cp. Cent.	Mt Logan	Byrd
ΔV_c (cm ³ g ⁻¹)	+0,0025	+0,0005	0	+0,001	-0,002	+0,003
ΔP_c (mb)	-16	-3	0	-4	+9	-18

Site	Mizuho	D 57	Pôle Sud	Dôme C	Vostok
ΔV_c (cm ³ g ⁻¹)	-0,0035	-0,0045	+0,0015	+0,002	0
ΔP_c (mb)	+22	+26	-10	-14	0

Table IV.6 : estimation des erreurs liées à l'utilisation d'une régression linéaire entre les onze sites de forage sans strates de glace de regel. ΔV_c est défini dans le texte, ΔP_c est l'écart de pression correspondant.

Les écarts ΔP_c varient entre -20 et +25 mb environ. La moyenne de la valeur absolue de ΔP_c est 10 mb. Ces erreurs sont assez importantes : 100 m en moyenne en termes d'altitudes si le gradient pression altitude est de 10 mb par 100 m. Cependant, elles ne sont pas plus élevées que les erreurs induites par une incertitude sur la valeur absolue de V de ± 2 %.

IV.8.3.b Autres régressions linéaires pour des variations purement thermiques de V_c .

Nous allons ici séparer les sites de température relativement douce des trois sites les plus froids. Compte tenu des erreurs sur les valeurs de V_c liées aux incertitudes sur les teneurs en gaz moyennes, la régression du paragraphe précédent rend compte des variations de V_c de façon réaliste. Les régressions présentées ci dessous ne sont ni plus, ni moins réalistes que la précédente (relation (14)) mais la comparaison des résultats obtenus avec différentes

régressions peut permettre d'estimer les erreurs liées aux incertitudes sur le comportement de V_c .

Nous avons calculé les régressions suivantes (portées sur la figure IV.13) :

$$V_c = 4,5 \cdot 10^{-4} T_c(K) + 0,020 \quad (\text{coefficient de corrélation : } 0,86) \quad (15)$$

pour les huit sites de température relativement douce et

$$V_c = 5,2 \cdot 10^{-4} T_c(K) - 0,005 \quad (\text{coefficient de corrélation : } 0,87) \quad (16)$$

pour les trois sites les plus froids.

Rappelons que la valeur de V_c obtenue pour le site de Vostok est peu fiable car elle provient de deux résultats de mesure seulement. C'est pourquoi nous prendrons aussi en considération, pour les sites froids, la droite reliant les volumes poreux au close-off calculés pour Pôle Sud et Dôme C uniquement :

$$V_c = 10,3 \cdot 10^{-4} T_c(K) - 0,119 \quad (17)$$

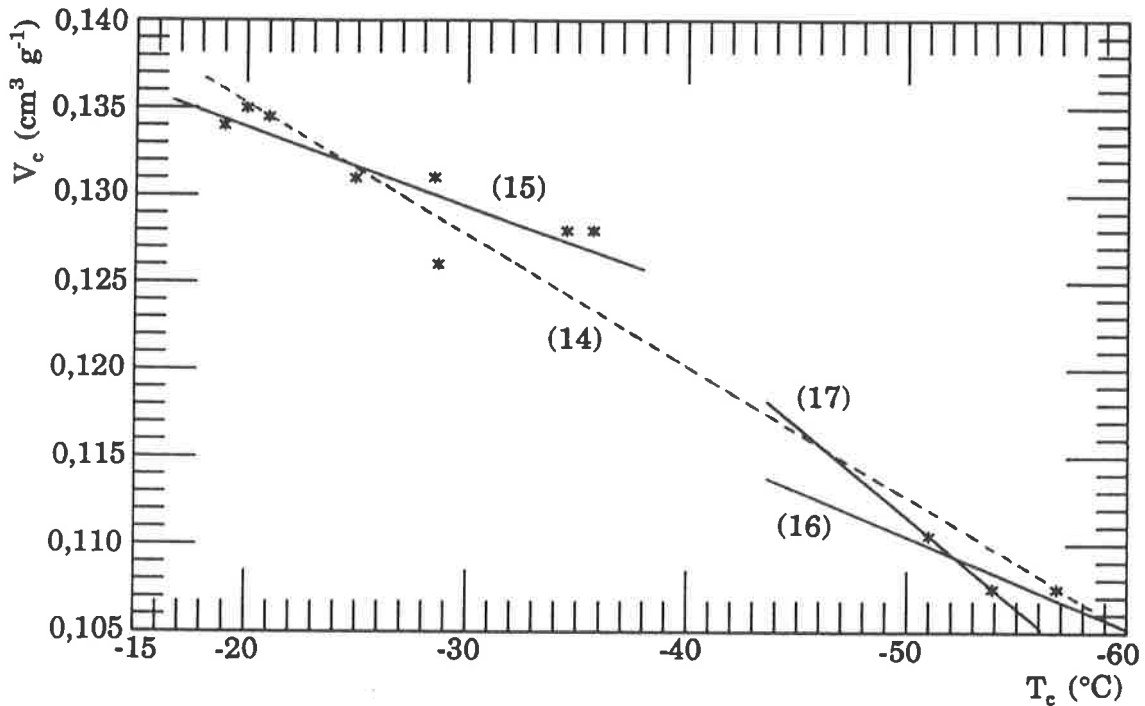


Figure IV.13 : relation V_c - température et régressions linéaires pour les sites de température relativement douce d'une part et pour les sites les plus froids d'autre part. Les chiffres portés à côté des différentes droites sont les numéros de leurs équations (voir texte).

Contrairement à la relation (14) du paragraphe précédent, les droites (15), (16) et (17) que nous venons de définir ne sont clairement utilisables que dans des domaines limités de température : [-18 ; -37]°C pour la première et moins de -50°C pour les deux autres. Bien entendu, ces deux dernières droites sont d'une fiabilité très faible puisqu'elles ont été établies à partir de deux ou trois points de mesure seulement.

IV.8.3.c Influence potentielle du vent sur les variations de V_c . Nous n'avons de données de vitesse du vent que pour les six sites de forage suivants : Byrd, Mizuho, D 57, Pôle Sud, Dôme C et Vostok (voir paragraphe IV.8.1). Ces résultats, site par site, ne sont pas directement comparables en raison des différences de méthodes de mesure, c'est pourquoi nous estimerons l'effet potentiel du vent en raisonnant sur des moyennes. Soient V_{c1} la valeur du volume poreux de la glace au close-off à -52°C calculée à partir de la relation (15) qui est établie à partir des 8 sites de température relativement douce et V_{c2} , le volume poreux à -52°C déduit de la relation (16). Nous attribuerons la différence $V_{c1} - V_{c2}$ à la différence de vent moyen entre les sites de température relativement douce et les sites les plus froids ($v_1 - v_2$) avec $v_1 = 9,9 \text{ m s}^{-1}$ (vent moyen pour Byrd, Mizuho et D 57) et $v_2 = 4,9 \text{ m s}^{-1}$ (vent moyen pour Pôle Sud, Dôme C et Vostok).

On en déduit le gradient volume poreux au close-off - vent suivant :
 $\partial V_c / \partial v = 0,002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} / (\text{m s}^{-1})$.

IV.9 AUTRES DONNEES CONCERNANT LE CLOSE-OFF

IV.9.1 *Mesures de porosité fermée du névé.*

Au sens des gaz occlus dans la glace, ce qu'on appelle le close-off est l'isolement de l'air situé dans les pores du névé par rapport à l'atmosphère. Cet isolement peut se produire avant la fermeture des bulles si par exemple une

couche de neige d'hiver devient imperméable avant la fermeture des bulles de la couche de neige estivale située sous elle. Des mesures de porosité fermée du névé dans la zone de fermeture des bulles ont été réalisées à Siple en Antarctique (Schwander et Stauffer, 1984 ; Stauffer et al. 1985) et à Summit au Groënland (Barnola, données non publiées). A partir de ces données de porosité fermée (Π_f) on peut calculer une valeur de volume poreux moyen au niveau de la fermeture des bulles (V_f). La comparaison des valeurs de V_c issues de la teneur en gaz et des valeurs de V_f peut permettre de déterminer si il existe une différence entre le niveau de fermeture des bulles et le niveau d'isolement de l'air du névé par rapport à l'atmosphère.

IV.9.1.a Calcul du V_f à partir des données de porosité fermée dans la zone de fermeture des bulles. Ce calcul utilise la courbe empirique $\Pi_f = f(\rho)$ obtenue pour chaque site de forage, ρ étant la densité des échantillons (voir figure IV.14 pour Siple). Pour déduire de cette courbe une valeur de V_f , il faut estimer la compression subie par le volume poreux fermé dans l'intervalle de fermeture des bulles. Nous allons raisonner sur de petits intervalles de densité. Prenons par exemple la situation A illustrée sur la figure IV.14, à cet endroit de la courbe (densité ρ^A), la porosité fermée mesurée est notée Π_f^A . Si l'on suit le processus de densification d'un échantillon de névé, lorsque la situation B (ρ^B , Π_f^B) est atteinte, la porosité déjà fermée en A s'est comprimée (soit $\Pi_f^{A'}$: la porosité fermée que représente Π_f^A lorsque la situation B est atteinte), et un volume poreux V_f^{AB} s'est fermé dans l'intervalle A - B. En choisissant un intervalle suffisamment petit, nous pourrions négliger la compression de V_f^{AB} entre A et B. Si nous arrivons à estimer $\Pi_f^{A'}$, V_f^{AB} sera déduit de l'égalité suivante :

$$\Pi_f^B = \Pi_f^{A'} + V_f^{AB}. \quad (18)$$

Remarque : les porosités mesurées par Stauffer et al. (1985) et notées Π ne sont pas de véritables porosités (sans dimension) mais des volumes poreux (en $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$).

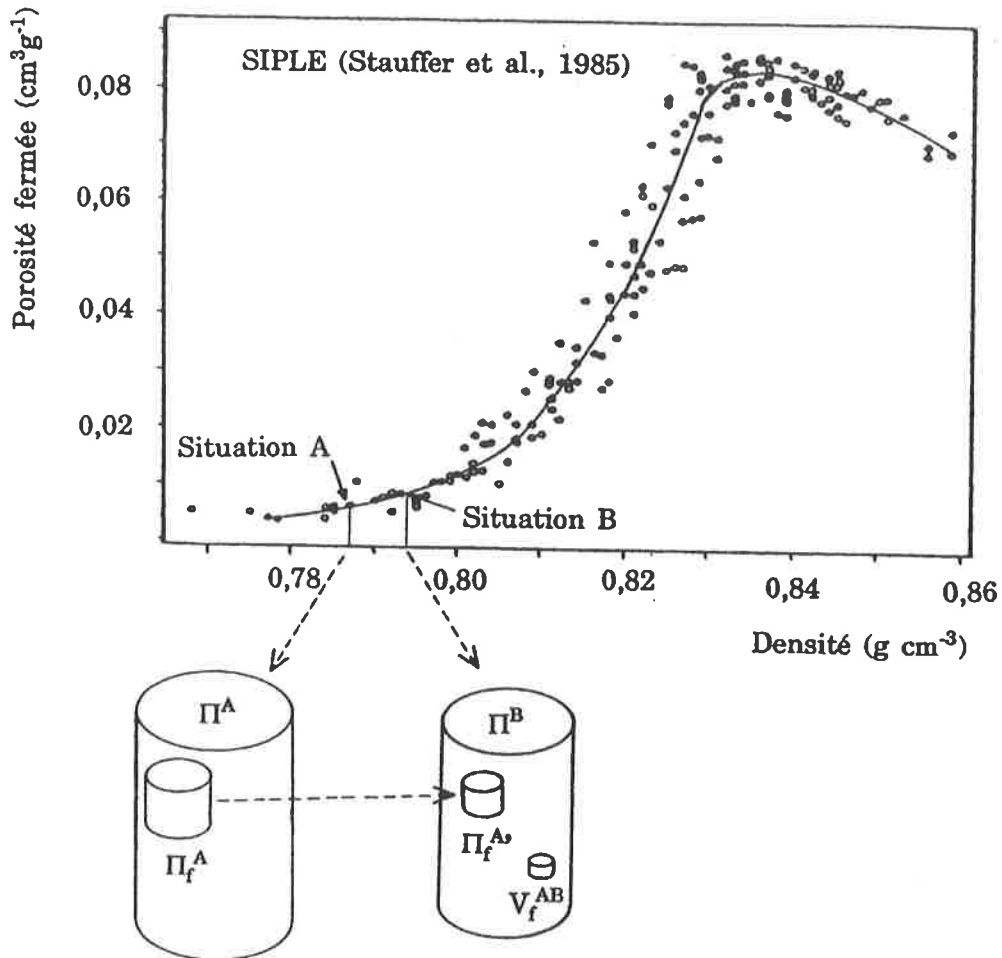


Figure IV.14 : courbe $\Pi_f = f(\rho)$ pour Siple et illustration du calcul de V_f

Si les bulles fermées et les bulles ouvertes de l'échantillon se compriment de la même manière, nous pouvons écrire :

$$\Pi_f^{A'} / \Pi_f^A = \Pi^B / \Pi^A, \quad (19)$$

Π étant la porosité totale de l'échantillon. Cette approximation d'une compression homogène sera justifiée au paragraphe suivant. Rappelons ici qu'on calcule aisément la porosité totale de l'échantillon à l'aide de sa densité en utilisant l'équation : $\Pi = 1/\rho - 1/\rho_i$. Les équations (18) et (19) nous permettent de calculer V_f^{AB} : le volume poreux qui se ferme dans l'intervalle A - B en fonction de

quantités connues : ρ^A , ρ^B , Π_f^A et Π_f^B . En pratique, on divisera l'ensemble de la courbe en petits intervalles ($i = 1, \dots, n$) dans lesquels on calculera le volume poreux qui se ferme : $V_f^{i,i+1}$. Le volume poreux de la glace au niveau moyen de fermeture des bulles (V_f) est alors :

$$V_f = \sum_{i=1}^{n-1} V_f^{i,i+1} \quad (20)$$

Remarque : il faut utiliser un pas d'échantillonnage assez fin (une cinquantaine de points pour obtenir une valeur stable de V_f).

IV.9.1.b Justification de l'approximation de compression homogène. Les bulles fermées de la glace se compriment sous l'effet de la différence de pression régnant dans la bulle et dans la glace environnante. Cette différence de pression glace - bulle (ΔP) est plus importante pour des bulles ouvertes au fond du névé puisque la pression dans les bulles est voisine de la pression atmosphérique alors que la pression dans la glace résulte du poids de la colonne de névé située au dessus du niveau de fermeture des bulles (environ 60 m de névé à Siple, dont découle une pression hydrostatique dans la glace de 4 atmosphères environ). A terme, les pressions dans les bulles et dans la glace tendent à s'équilibrer.

Le calcul simple de Gow (1968 b) nous permet de tester l'approximation de compression quasi-homogène pour le site de Siple : l'équation suivante permet de relier la pression dans une bulle (P) lorsque la glace a une densité ρ à la pression dans cette bulle lorsqu'elle s'est fermée (la glace ayant alors la densité ρ_f) :

$$P = P_f \frac{\rho_i - \rho_f}{\rho_f} \frac{\rho}{\rho_i - \rho} \quad (21)$$

où ρ_i est la densité de la glace pure (cette équation est l'expression en fonction de la densité de la relation $P / P_f = \Pi_f / \Pi$). La pression hydrostatique dans la glace (σ , kg cm^{-2}) est le simple produit de l'accumulation neigeuse ($0,05 \text{ kg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$ à Siple) par l'âge de la glace à la profondeur considérée auquel on ajoute la pression atmosphérique.

Profondeur (m)	Densité (g cm ⁻³)	Age (an)	σ (kg cm ⁻²)	$\Delta P_{b.o.}$ (kg cm ⁻²)	$\Delta P_{b.f.}$ (kg cm ⁻²)
64	0,795	84	5,1	4,2	4,2
76	0,83	106	6,2	5,3	4,9

Table IV.7 : Comparaison, à densité 0,83 g cm⁻³, entre les différences de pression glace - bulle régnant dans une bulle ouverte ($\Delta P_{b.o.}$) et dans une bulle qui s'est fermée à densité 0,795 g cm⁻³ ($\Delta P_{b.f.}$). Les données numériques utilisées proviennent de Schwander et Stauffer (1984). Nous avons estimé la pression atmosphérique à Siple à 0,87 kg cm⁻² et nous avons négligé l'effet du gradient pression atmosphérique - altitude dans le névé.

Les ΔP à densité 0,83 g cm⁻³ pour une bulle qui se ferme en haut ou en bas de la zone de fermeture des bulles ne diffèrent que de 8 %. Les vitesses de densification de la glace située au voisinage d'une bulle fermée ou au voisinage d'une bulle ouverte sont donc probablement peu différentes, ce qui justifie notre approximation de compression homogène.

IV.9.1.c Bulles coupées en surface des échantillons de mesure de Π_f . Les dernières mesures de porosité fermée de la figure IV.14 indiquent, pour une densité de 0,859 g cm⁻³, une porosité fermée voisine de 0,07 cm³ g⁻¹. Or, la porosité totale de la glace est de $\Pi = (1/\rho) - (1/\rho_i) = 0,077$ cm³ g⁻¹. Il est peu vraisemblable qu'à cette densité, des bulles de la glace soient encore ouvertes. Par contre, la différence $\Pi - \Pi_f$ peut refléter la présence de bulles coupées par la surface des échantillons sur lesquels la mesure de Π_f a été réalisée.

On calcule aisément la hauteur moyenne des bulles $\langle H \rangle$ (définie au chapitre III) qui permet d'expliquer la différence $\Pi - \Pi_f$ en fin de courbe pour Siple. Par analogie avec le calcul du chapitre III, on écrit :

$$\frac{\Pi - \Pi_f}{\Pi} = \frac{s}{2 v} \langle H \rangle \quad (22)$$

où s et v sont la surface et le volume de l'échantillon. Les échantillons utilisés sont des cylindres de volume voisin de 35 cm^3 dont nous supposons que le diamètre (R) et la longueur (L) sont reliés par la relation $R = 2 L$, ce qui minimise l'effet des bulles coupées. On aboutit ainsi au résultat suivant : $\langle H \rangle = 0,85 \text{ mm}$. Cet ordre de grandeur semble raisonnable. En effet, les tailles de bulles mesurées dans la glace de Mizuho à 75 m de profondeur (soit une densité de $0,862 \text{ g cm}^{-3}$) correspondent à $\langle H \rangle = 0,81 \text{ mm}$.

Si on suppose que toutes les bulles de la glace sont fermées à la densité $0,859 \text{ g cm}^{-3}$ (hypothèse plausible d'après la valeur de $\langle H \rangle$ calculée au paragraphe précédent), on peut estimer une correction *minimale* à apporter à la courbe $\Pi_f = f(\rho)$. A la densité $0,859 \text{ g cm}^{-3}$, on a $(\Pi - \Pi_f) / \Pi = 0,091$ que l'on attribue à l'effet des bulles coupées. En supposant que la taille des bulles fermées coupées est constante dans la zone de fermeture des bulles (cette approximation minimise l'effet de bulles coupées), on peut calculer un profil $\Pi_f^{\text{cor}} = f(\rho)$ corrigé de l'effet des bulles coupées : $\Pi_f^{\text{cor}} = 1,10 \Pi_f$. De ce profil, on déduira de la même manière que précédemment un volume poreux moyen à la fermeture des bulles (V_f^{cor}).

IV.9.1.d Résultats et discussion.

Résultats des calculs de V_f . Les résultats pour le site de Summit sont présentés sur la figure IV.15. Les pentes des courbes $\Pi_f^{\text{cor}} = f(\rho)$ et $\Pi = f(\rho)$ sont sensiblement égales dans la gamme de densités allant de $0,855 \text{ g cm}^{-3}$ à l'extrémité des courbes ($\rho = 0,867 \text{ g cm}^{-3}$), ce qui confirme notre hypothèse selon laquelle toutes les bulles sont fermées dans cette gamme de densités. Cette présentation des résultats souligne l'importance de l'effet potentiel des bulles coupées sur les résultats de porosité fermée et sur les valeurs de volume poreux fermé obtenues (environ 13 % en volume par rapport au volume de l'échantillon).

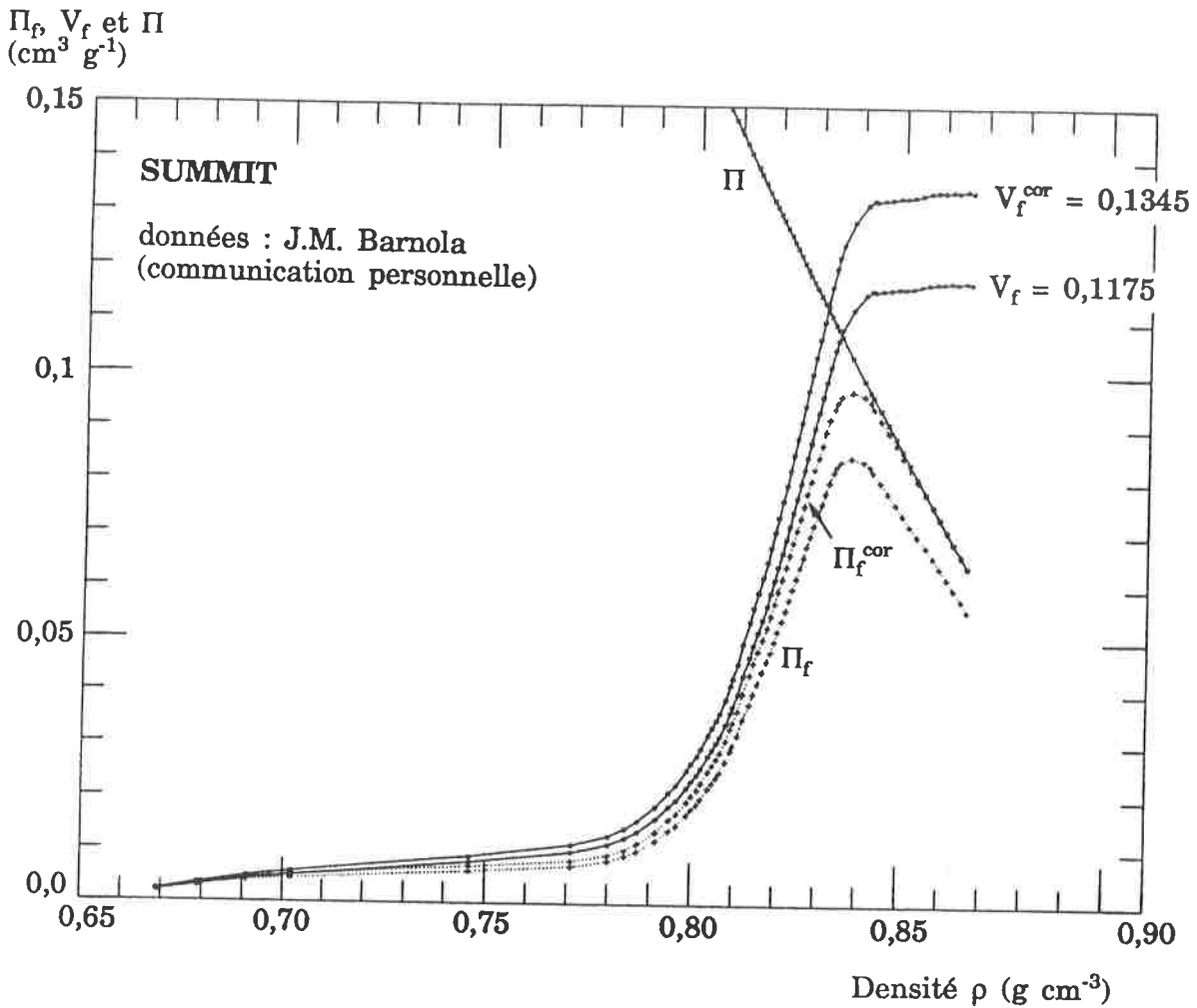


Figure IV.15 : Résultats du calcul de volume poreux de la glace au niveau de fermeture des bulles pour le site de Summit (Groënland).

Le calcul de V_f pose plus de problèmes au site de Siple car les mesures sont beaucoup moins nombreuses aux extrémités de la zone de fermeture des bulles. Le lissage des données de porosité fermée présenté sur la figure IV.14 conduit aux résultats de la figure IV.16. La pente de la courbe de porosité fermée reste nettement supérieure à celle de la courbe de porosité totale de la glace jusqu'à la densité maximale : $0,86 \text{ g cm}^{-3}$. Pourtant, la taille de bulles estimée au paragraphe précédent et le faible nombre de mesures de porosité fermée réalisées aux fortes densités nous portent à croire que la pente réelle de la fin de courbe de porosité fermée est plus élevée que celle représentée sur la figure IV.16, plutôt

qu'à la subsistance de pores ouverts à densité $0,86 \text{ g cm}^{-3}$. Nous avons recalculé des volumes poreux au niveau de fermeture des bulles en utilisant la fin de courbe de porosité fermée tracée en pointillés sur la figure IV.17.

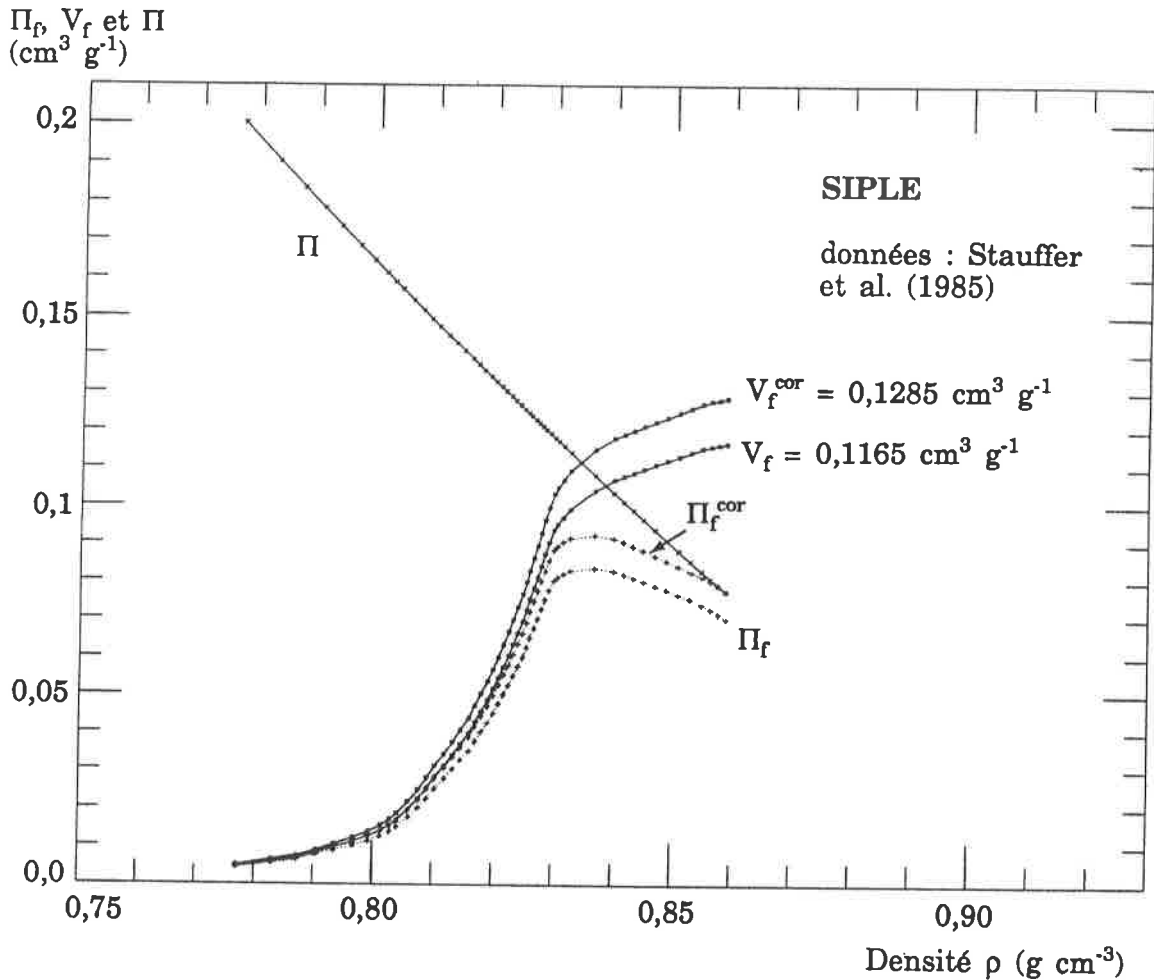


Figure IV.16 : résultats du calcul de V_f pour le site de Siple obtenus en utilisant le lissage des données de Π_f présenté sur la figure IV.14.

Nous obtenons ainsi une valeur de V_f inférieure à la précédente car nous avons accéléré la fin du processus de fermeture des bulles. Par contre, la nouvelle valeur de V_f^{cor} est supérieure à la précédente puisque nous avons augmenté l'écart entre les fins de courbes de porosité fermée et de porosité totale.

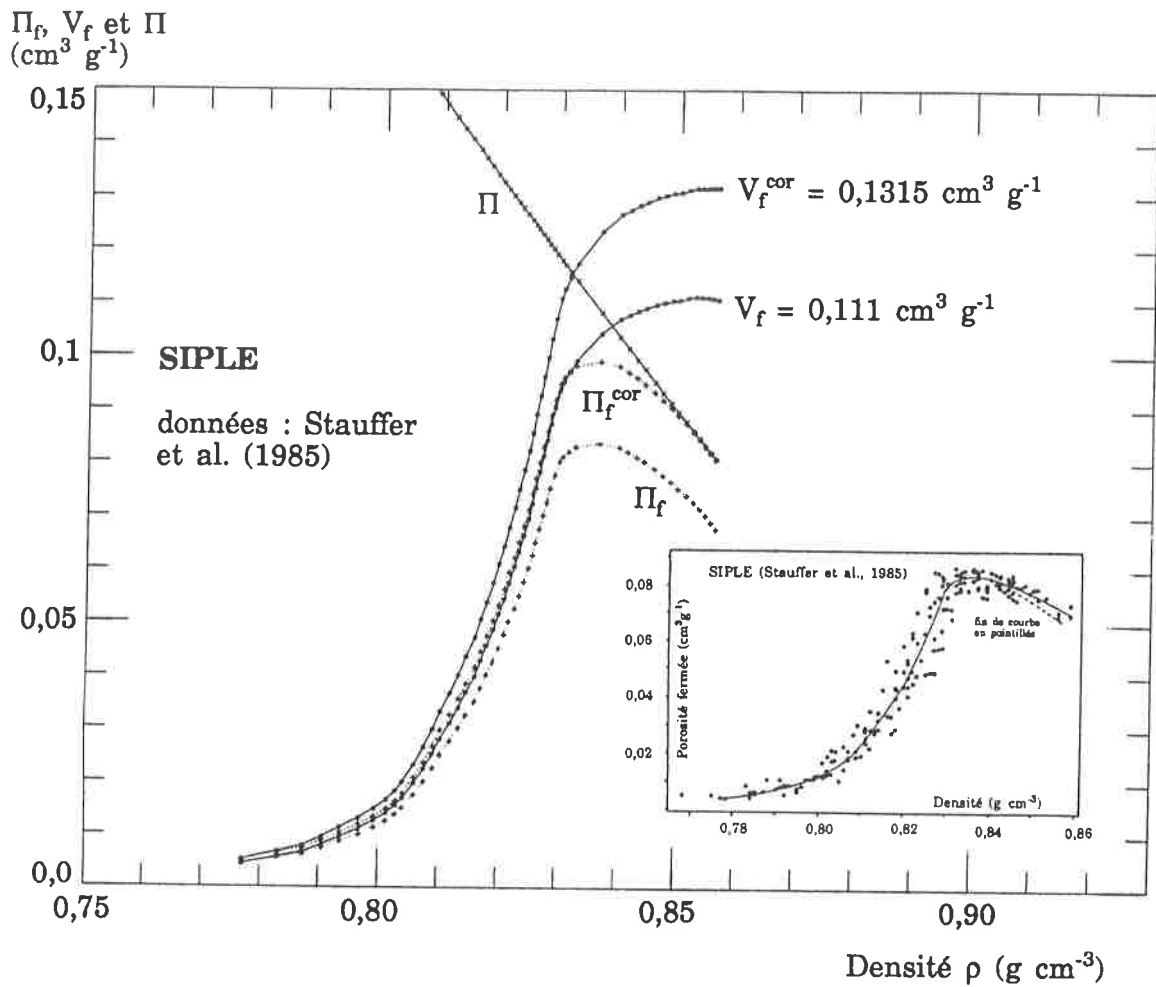


Figure IV.17 : résultats du calcul de V_f pour le site de Siple obtenus en utilisant le lissage des données de Π_f représenté en pointillés dans le médaillon.

La comparaison des courbes lissées de porosité fermée en fonction de la densité obtenues à Siple et Summit (figure IV.18) montre que la différence entre les résultats (V_c et V_c^{cor}) obtenus pour ces deux sites ne peut pas être considérée comme significative. Les deux courbes $\Pi_f = f(\rho)$ sont extrêmement similaires, et les différences entre elles ne sont pas nécessairement significatives compte tenu de la dispersion des résultats directs de mesure. Nous considérerons donc qu'aux incertitudes près de notre calcul, les volumes poreux moyens de la glace au moment de la fermeture des bulles sont identiques à Siple et Summit.

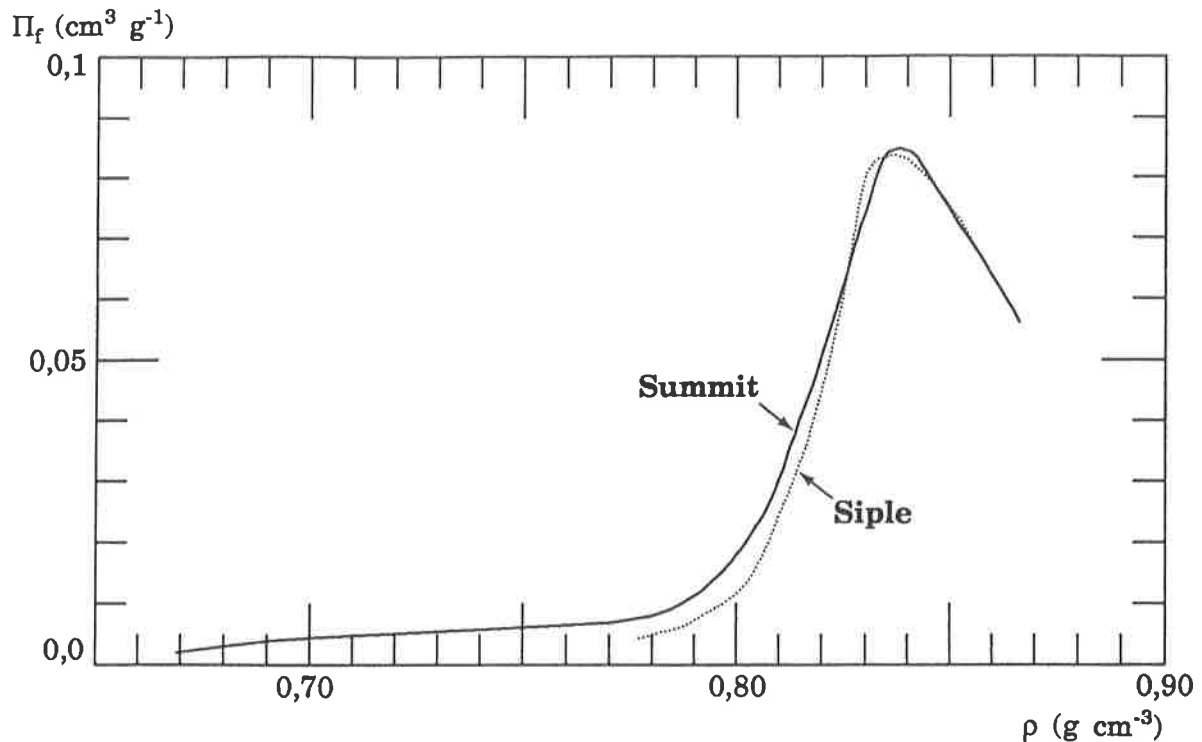


Figure IV.18 : comparaison entre les profils lissés de porosité fermée de Siple et de Summit.

Comparaison des niveaux d'isolement de l'air et de fermeture des bulles. Nous arrivons là au but essentiel de ce calcul qui est de comparer le volume poreux de la glace au niveau moyen d'isolement de l'air (déterminé à partir des mesures de teneur en gaz) au volume poreux au niveau de fermeture des bulles (déterminé à partir des mesures de porosité fermée dans la zone de fermeture des occlusions). Pour cela, nous avons porté les résultats : V_f et V_f^{cor} obtenus à Siple ($T = -24^\circ\text{C}$) et à Summit ($T = -32^\circ\text{C}$) sur la courbe $V_c = f(T_c)$ obtenue à partir des résultats de teneur en gaz (figure IV.19). Cette représentation des résultats met tout d'abord en évidence la très grande importance de l'effet de bulles coupées dans la zone du close-off. La conclusion majeure de cette comparaison est qu'aux incertitudes près sur nos résultats, les niveaux moyens d'isolement de l'air et de fermeture des bulles sont identiques. Ceci exclut l'hypothèse d'un effet important d'isolement de l'air du névé avant la fermeture des bulles qui pourrait provenir

d'hétérogénéités dans le névé telles que les croûtes de vent. Une autre remarque importante découle de ces résultats : si les valeurs de V_c des sites de température relativement douce reflètent un niveau de fermeture des bulles, les valeurs plus faibles de V_c observées pour les sites les plus froids reflètent nécessairement un déplacement du niveau de *fermeture des bulles* vers les fortes densités (on ne peut attribuer la diminution de V_c à la décroissance d'un effet d'isolement de l'air avant la fermeture des bulles si un tel effet ne se produit pas pour les sites chauds).

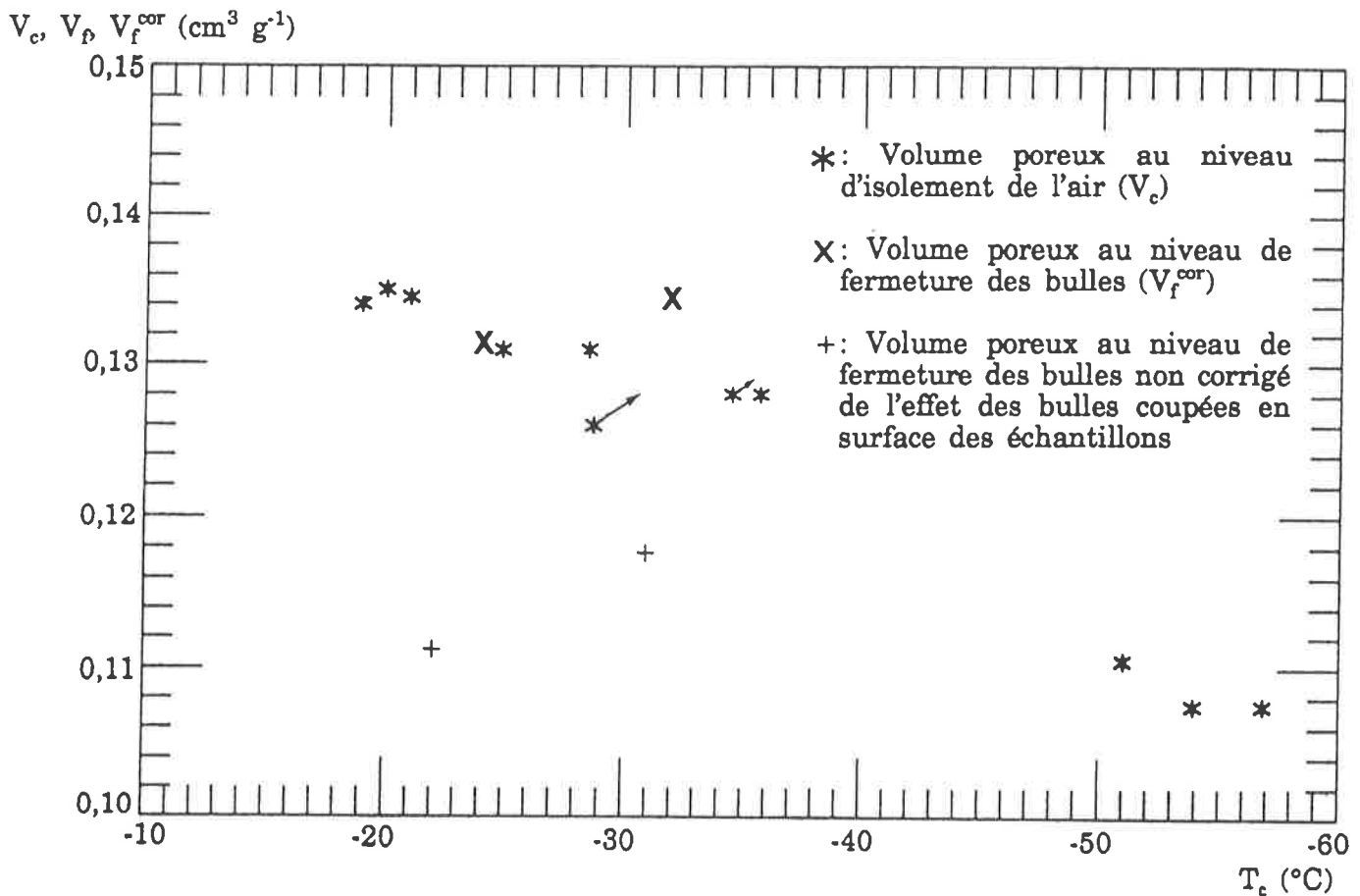


Figure IV.19 : comparaison des niveaux d'isolement de l'air et de fermeture des bulles.

Les résultats de ces calculs rapides de V_f et par conséquent les conclusions ci dessus demandent confirmation, en particulier pour les raisons suivantes :

- notre estimation de l'effet des bulles coupées n'est pas basée sur des résultats de mesures mais repose sur l'hypothèse que toutes les bulles sont fermées aux plus fortes densités observées et sur l'approximation que la taille des bulles est constante dans toute la plage du close-off (ce qui minimise l'effet de bulles coupées).

- nous avons comparé les valeurs de V_f issues de ce calcul à la courbe des variations géographiques de V_c . Cependant, nous n'avons pas actuellement de résultats de teneur en gaz (et donc pas de valeurs de V_c) pour Siple et Summit. La mesure de teneur en gaz (prévue au LGGE) sur la carotte EUROCORE forée à Summit est d'un intérêt accru dans la perspective de cette étude.

Fluctuations de la porosité fermée à l'échelle saisonnière. A l'échelle de temps correspondant à un cycle saisonnier d'accumulation, des fluctuations de densité de la neige sont observées dans la zone du close-off. A Siple, Stauffer et al. (1985) ont montré que les couches de faible densité correspondent aux couches de neige estivale identifiées par la conductivité solide. Ces couches ont également une porosité fermée faible par rapport à celle des couches hivernales avoisinantes. La question suivante peut alors être posée : le close-off des couches d'été se produit t'il dans la même gamme de densités que celui des couches d'hiver ? Pour Siple, nous ne disposons pas des données numériques détaillées qui permettraient de répondre à cette question. Nous pouvons en revanche sélectionner les couches de densité maximale et les couches de densité minimale pour Summit, mais ces couches n'ont pas été identifiées comme des couches d'hiver ou d'été par des mesures de conductivité solide ou d'isotope. La porosité fermée des couches de densité maximale et minimale est portée en fonction de la profondeur sur la figure VI.20. pour le site de Summit. Ces résultats montrent clairement que les couches de densité minimale (été ?) se ferment chronologiquement après les couches de densité maximale (hiver ?).

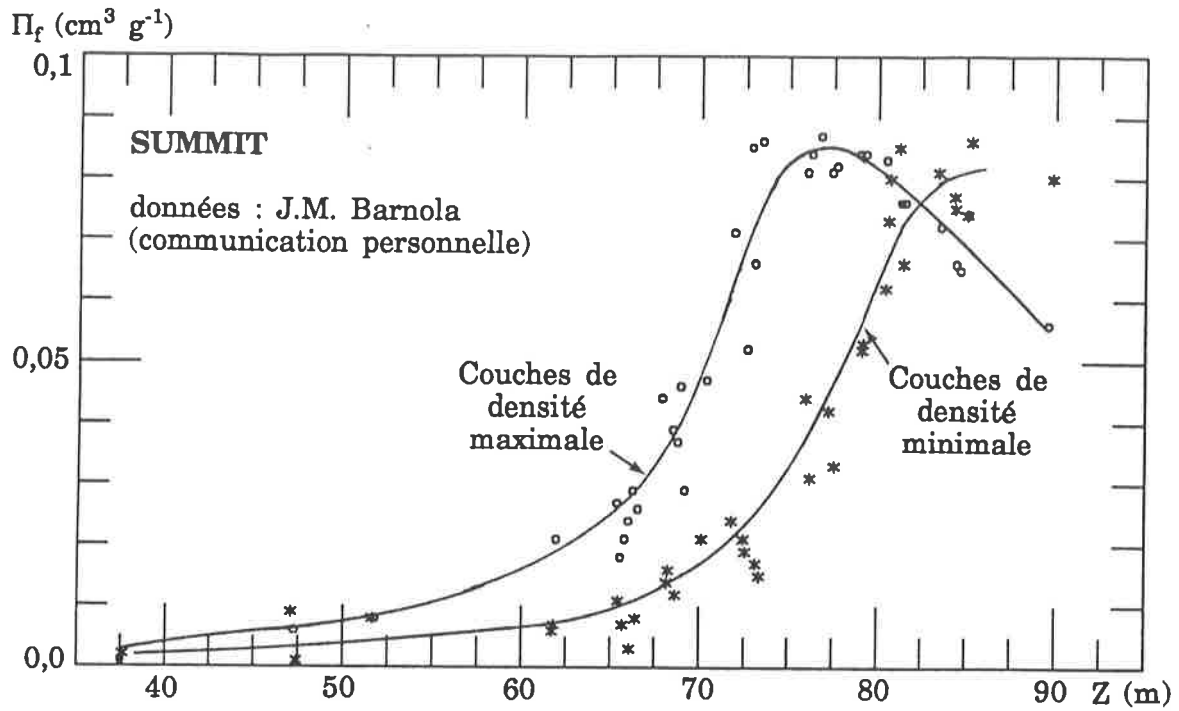


Figure IV.20 : porosité fermée des couches "d'été" (densité minimale) et des couches "d'hiver" (densité maximale) en fonction de la profondeur à Summit.

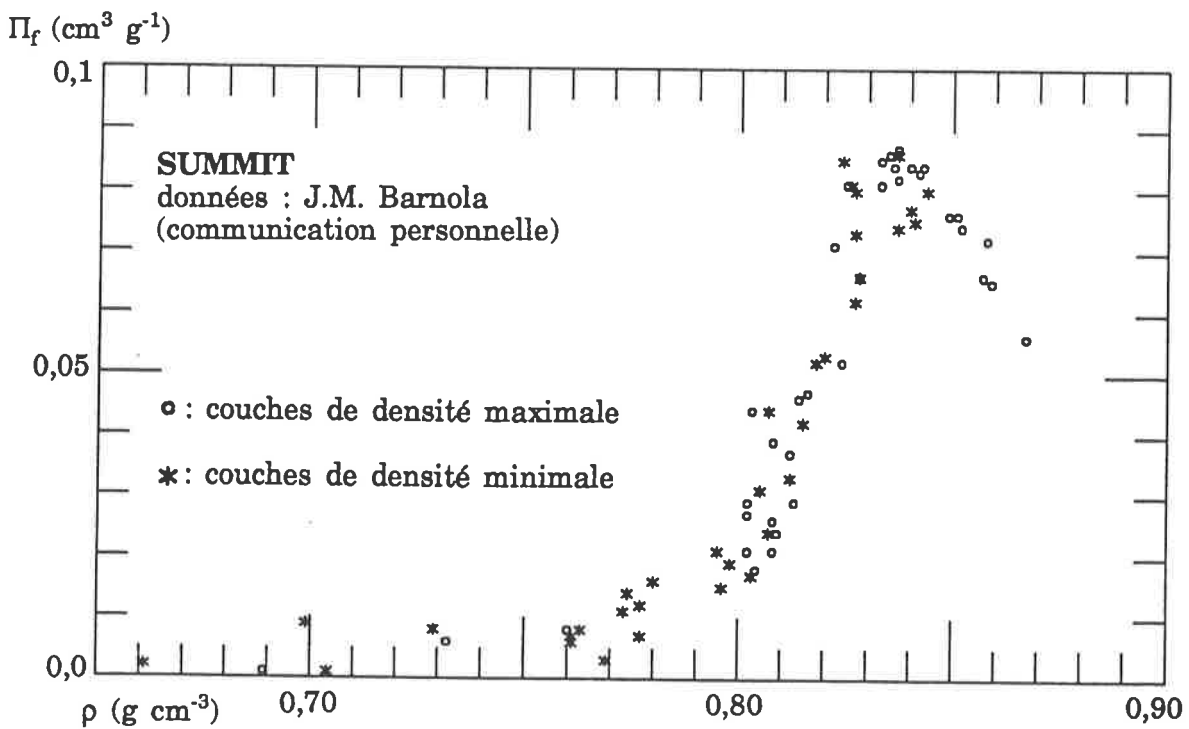


Figure IV.21 : porosité fermée des couches "d'été" (densité minimale) et des couches "d'hiver" (densité maximale) en fonction de la densité au site de Summit.

Si l'on porte maintenant cette porosité fermée en fonction de la densité des couches de névé (figure IV.21), les couches "d'été" et les couches "d'hiver" ont le même comportement. La courbe correspondant aux couches de densité minimale s'arrête à densité $0,85 \text{ g cm}^{-3}$, c'est à dire avant la fin du close-off, ce qui signifie que ces couches ne sont pas encore totalement fermées à la profondeur où les mesures de Π_f ont été stoppées (90 m). La similitude des courbes obtenues pour les couches d'été et les couches d'hiver montre qu'en l'absence d'effet d'isolement, ces deux types de neige doivent avoir le même volume poreux au close-off. Cependant, les résultats de teneur en gaz indiquent de fortes variations saisonnières de V_c . L'ensemble de ces résultats ne peut s'interpréter que par un effet d'isolement de l'air contenu dans les couches d'été avant la fermeture des bulles de ces couches dû à l'imperméabilité des couches d'hiver situées au dessus d'elle. Là encore, cette conclusion reste spéculative dans la mesure où nous nous référons à des résultats de teneur en gaz obtenus ailleurs qu'à Summit, et l'analyse de la carotte EUROCORE peut permettre de déterminer si on observe ou non des variations saisonnières du volume poreux au close-off (V_c) à Summit. Ce site ayant des caractéristiques (température et accumulation) assez voisines de celles de Byrd, on peut s'attendre à observer ces variations. Remarquons qu'en raison de l'étroitesse du pic estival de teneur en gaz, cet effet de bouchage est insuffisant pour modifier significativement les valeurs de V_c .

Conclusion. Le calcul de V_c à partir de données de teneur en gaz de bonne qualité (ligne de mesure bien étalonnée, intégration suffisante de la variabilité saisonnière, bonne correction de l'effet des bulles coupées) peut être très précis et se réfère au niveau d'isolement de l'air par rapport à l'atmosphère. C'est pourquoi V_c est sans doute la meilleure donnée pour calculer des densités moyennes au close-off dont on peut déduire des différences entre âge du gaz et âge de la glace au close-off. Cette dernière donnée est importante non seulement pour la teneur en gaz mais aussi pour l'étude des déphasages entre des variations

de température et des variations de concentrations en gaz à effet de serre tels que CO_2 et CH_4 à partir des carottes de glace. Ceci n'enlève rien à l'intérêt des mesures de porosité fermée dans la zone du close-off. Ces mesures sont le seul moyen d'accès à la durée du close-off, qui conditionne la limite de résolution temporelle des signaux enregistrés dans l'air des bulles de la glace. Les mesures de Π_f permettent également de mieux comprendre les mécanismes du close-off.

IV.9.1.e Comparaison avec le calcul de Stauffer et al. (1985). Ces auteurs ont réalisé une estimation de V_f à partir des mesures de porosité fermée qu'ils ont réalisées à Siple. Ce calcul, très similaire au nôtre, consiste à déduire de l'évolution de Π_f pendant la densification du névé le volume de gaz qui est piégé au cours de petites étapes successives en tenant compte de la compression des bulles fermées.

La différence essentielle entre le calcul de Stauffer et al. (1985) et le nôtre réside dans le fait que ces auteurs se sont basés sur la courbe Π_f - profondeur (et non pas sur la courbe Π_f - densité). Dans ce cas, l'utilisation d'un modèle de densification du névé par compression de bulles est nécessaire. Le modèle de Wilkinson et Ashby (1975), basé sur la compression uniforme de bulles cylindriques puis sphériques, a été utilisé. La figure IV.22 montre les résultats obtenus par Stauffer et al. (1985) en fonction de l'intervalle de profondeur dans lequel les bulles sont cylindriques.

Pimienta (1987) a montré que les vitesses de densification du névé polaire dans la gamme de densités allant de 0,75 à 0,9 g cm^{-3} coïncident beaucoup mieux avec celles fournies par le modèle de pores sphériques de Wilkinson et Ashby qu'avec celles fournies par leur modèle de bulles cylindriques. La valeur de V_f obtenue par Stauffer et al. (0,100 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$) pour une compression de bulles sphériques est nettement inférieure à celle que nous obtenons sans prendre en compte l'effet des bulles coupées (qui n'est pas pris en compte par ces auteurs) : 0,111 à 0,116 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ suivant le lissage de la courbe $\Pi_f = f(\rho)$ considéré. Cet écart de résultats provient probablement du fait que Stauffer et al. (1985) ont utilisé

un échantillonnage lâche de leur courbe Π_f - profondeur, ce qui expliquerait également les irrégularités des courbes V_f - profondeur obtenues. En conclusion, notre calcul présente deux améliorations par rapport à celui de Stauffer et al. (1985) : il n'est pas nécessaire d'utiliser un modèle de densification du névé ni de faire d'hypothèses sur la forme des bulles, et nous avons pris en compte l'effet des bulles coupées en surface des échantillons sur les résultats.

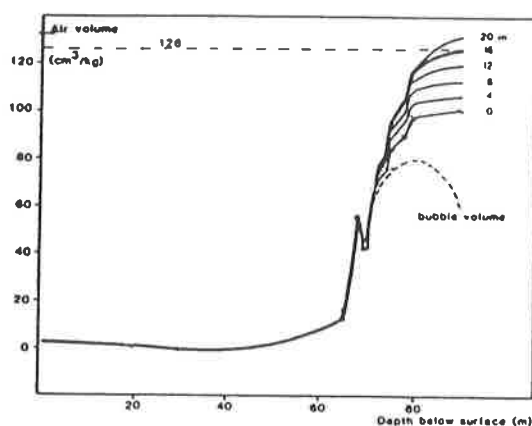


Figure IV.22 : volume poreux de la glace au niveau moyen de fermeture des bulles en fonction de l'intervalle de profondeur nécessaire pour transformer les bulles cylindriques en bulles sphériques (d'après Stauffer et al., 1985).

IV.9.2 *Isotopes de l'azote dans l'air des bulles de la glace.*

Sowers et al. (1989) ont mesuré les écarts de teneur en ^{15}N entre l'air atmosphérique et l'air occlus dans les bulles de la glace. D'après ces auteurs, la teneur en azote quinze de l'air atmosphérique est homogène et constante à l'échelle de temps couverte par la chronologie des carottes de glace. Ils proposent que l'enrichissement en ^{15}N de l'air des bulles de la glace par rapport à l'air atmosphérique est le fait d'une séparation gravitationnelle des isotopes de l'azote dans l'air au repos situé dans les pores du névé. Cette séparation gravitationnelle se produisant entre la surface de la neige et la zone du close-off, l'enrichissement en ^{15}N de l'air des bulles de la glace doit être directement lié à la profondeur du close-off. Nous ne nous intéresserons ici qu'aux résultats obtenus pour des glaces

formées dans les conditions climatiques actuelles. Cependant, l'intérêt majeur de ces mesures est qu'elles sont susceptibles de fournir une indication sur le close-off dans le passé.

IV.9.2.a Principe de l'interprétation des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$. Sowers et al. (1989) ont calculé une valeur théorique de $\delta^{15}\text{N}$ (écart d'abondance isotopique en ^{15}N entre l'air au close-off et l'air atmosphérique ramené à son abondance dans l'air atmosphérique) en considérant que l'air du névé est parfaitement au repos et à l'équilibre diffusionnel. Ils ont appliqué l'équation d'équilibre hydrostatique aux molécules $^{14}\text{N}^{14}\text{N}$ (masse moléculaire : $28 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$) et $^{15}\text{N}^{14}\text{N}$ (masse moléculaire : $29 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$) :

$$P^i(z) = P^i_0 \exp (m_i g z / RT). \quad (10)$$

Cette équation, que nous avons déjà utilisée au paragraphe IV.4, relie la pression partielle d'un constituant (i) à une profondeur z dans le névé $P^i(z)$ à sa pression partielle en surface P^i_0 . m_i est la masse molaire du constituant i, T la température dans le névé, $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$ et $R = 8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$. A partir de cette équation, on calcule une valeur théorique de $\delta^{15}\text{N}$:

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = 1000 [\exp (10^{-3} g z_c / RT) - 1] \quad (23)$$

La valeur de z_c (profondeur au close-off) utilisée pour appliquer l'équation (23) est obtenue en utilisant le modèle de densification d'Herron et Langway (1980), pour une densité au close-off constante et égale à $0,8 \text{ g cm}^{-3}$ (notons cette valeur $z_c^{\text{théo}}$).

D'autre part, Sowers et al. (1989) ont déduit une valeur de z_c de leurs mesures de $\delta^{15}\text{N}$ (soit z_c^{azot}) et l'ont comparée à $z_c^{\text{théo}}$. Cette comparaison a été réalisée à partir de mesures de $\delta^{15}\text{N}$ en 8 sites de forage.

IV.9.2.b Comparaison avec les profondeurs au close-off issues de la teneur en gaz.

Pour comparer directement les résultats de ^{15}N aux données issues de la teneur en gaz, nous calculerons une valeur z_c^v à partir des densités au close-off déduites

de V_c (figure IV.11) et des profils de densité des carottes de glace. Nous nous limiterons aux sites de forage pour lesquels nous avons à la fois des données de teneur en gaz et de $\delta^{15}\text{N}$. Les résultats sont présentés dans la table IV.8.

Site	$\Delta^{15}\text{N}$ (‰)	ρ_c (g cm ⁻³)	z_c^{azot} (m)	z_c^v (m)	$z_c^v - z_c^{\text{azot}}$
D 10	0,11	0,818	23 - 25	40 - 70	15 - 47
Byrd	0,19	0,825	40	59	19
Camp Century	0,16	0,821	34	68,5	34,5
D 57	0,33	0,824	67	74 - 76	7 - 9
Dôme C	0,41	0,840	77	101	24

Table IV.8 : Comparaison des profondeurs au close-off issues des données de teneur en gaz et d'azote 15. Pour D 10, les z_c^v sont calculés avec le modèle de Pimienta (1987). La profondeur au close-off calculée avec la courbe de densité à D 57 (74m) n'étant pas très fiable, nous avons également donné une valeur issue du modèle de Pimienta (76m).

Les profondeurs au close-off issues des données de ^{15}N sont nettement inférieures aux profondeurs du niveau d'isolement de l'air par rapport à l'atmosphère. Ce décalage, déjà observé par rapport à $z_c^{\text{théo}}$ (qui correspond à une densité au close-off de 0,8 g cm⁻³) est naturellement amplifié si on se réfère aux densités au close-off plus élevées issues des mesures de teneur en gaz. Sowers et al. (1989) ont envisagé trois causes possibles pour expliquer les valeurs trop faibles de z_c^{azot} :

- l'effet éventuel de strates de glace de regel imperméables dans le névé, qui concerne uniquement la site de D 10,

- l'effet d'un vent turbulent qui peut entraîner des mouvements d'air dans le névé ; d'après Clarke et al. (1987) seuls les dix premiers mètres du névé sont affectés

- et l'effet de la faible diffusivité des gaz au fond du névé, qui peut empêcher l'équilibre diffusionnel d'être atteint dans basses couches du névé.

Sowers et al. ont privilégié cette dernière hypothèse. Cependant, la publication récente de Colbeck (1989) a apporté des informations nouvelles sur l'effet potentiel du vent sur les mouvements d'air dans le névé, ce que nous discutons dans le paragraphe suivant.

IV.9.2.c Mouvements d'air dans le névé induits par un vent soufflant sur une surface

rugueuse. Le but de ce paragraphe est de déterminer si ce type de mouvements d'air peut avoir une influence significative sur les résultats d'azote 15. Si tel est le cas, cet effet sera une quatrième cause possible pour expliquer la différence entre profondeurs au close-off issues des mesures de ^{15}N et profondeurs au close-off issues de la teneur en gaz. D'après Colbeck (1989) la composante stationnaire du gradient de pression atmosphérique qui s'installe de part et d'autre d'une ondulation de la surface de la neige de hauteur H et de longueur λ s'écrit :

$$P = 2,9 \rho_{\text{air}} U^2 H / \lambda \quad (24)$$

où ρ_{air} est la densité de l'air et U la vitesse du vent. En assimilant les systèmes d'ondulations présents en surface de l'Antarctique à des sinusoides, Colbeck a intégré la loi de Darcy et obtenu l'expression suivante du flux d'air à la profondeur z dans le névé :

$$q = 2 (\pi/\lambda) (k/\mu) P \exp (-2\pi z/\lambda) \quad (25)$$

où k est la perméabilité du névé et μ la viscosité de l'air. En remplaçant P par son expression (équation (24)) on obtient finalement :

$$q = 5,8 (\pi/\lambda^2) \rho_{\text{air}} H (k/\mu) U^2 \exp (-2\pi z/\lambda) \quad (26)$$

Remarque : la direction de ce flux est constante sur une verticale mais varie de 360° en fonction de la position horizontale par rapport à l'ondulation.

L'intensité de ce flux est proportionnelle au carré de la vitesse du vent, qui est donc un paramètre très important pour ce type de mouvements d'air dans le névé. D'autre part, la décroissance du flux en fonction de la profondeur (terme exponentiel) dépend de la longueur d'onde des ondulations de la surface. Cette décroissance sera très rapide pour des obstacles de petite taille (quelques

centimètres : $\lambda \ll z_c$) mais elle sera très faible pour des dunes dont la longueur d'onde est de l'ordre de quelques kilomètres ($\lambda \gg z_c$).

Colbeck a principalement appliqué son calcul à des neiges fraîches de densité constante. La densité du névé polaire, et par conséquent sa perméabilité varient très fortement entre la surface et la profondeur du close-off. Nous prendrons pour exemple le cas de dunes de hauteur $H = 20$ m et de longueur $\lambda = 7$ km cité par Colbeck comme caractéristique des ondulations de très grande longueur d'onde rencontrées sur les calottes polaires. Dans ce cas, l'amortissement du flux d'air en fonction de la profondeur dans une couche de névé homogène est négligeable, et le flux entrant dans une couche de perméabilité donnée pourra être considéré comme caractéristique de toute la couche. On peut donc appliquer directement l'équation (26) en négligeant le terme exponentiel et en y introduisant les perméabilités correspondant à des couches de densité donnée.

application numérique. Nous utiliserons la relation : constante de perméabilité du névé à l'air ($k' = k/\mu$) - densité de Schwander (1989) :

$$k' = 7 \cdot 10^{-4} (1 - \rho/\rho_i)^2 (1 - \exp[75(\rho/830 - 1)])^2 (1 - \exp[4,455(\rho/810 - 1)]) \quad (27)$$
où les densités sont exprimées en kg/m^3 .

Les flux d'air dans le névé seront comparés aux flux de diffusion (J) estimés comme suit. On écrit :

$$J = - D \partial C / \partial z \quad (28)$$

avec C : concentration de l'air en ^{15}N et D : coefficient de diffusion. En utilisant la relation (10), la concentration en $^{15}\text{N}^{14}\text{N}$ s'exprime :

$$C(z) = C_0 \exp (mgz/RT) \quad (29)$$

et sa dérivée :

$$\partial(C(z))/\partial z = C_0 (mg/RT) \exp (mgz/RT) = (mg/RT) C(z). \quad (30)$$

Pour pouvoir comparer q qui est un flux d'air dans le névé à J qui est un flux de ^{15}N dans l'air du névé, il faut rapporter q à la concentration d'air dans

le névé : $q' = q / [\rho_{\text{air}} (1-\rho/\rho_i)]$ et J à la concentration en ^{15}N de l'air du névé : $J' = D \text{ mg}/RT$ (q' et J' s'expriment en kg m^{-3}).

D'après Schwander et al. (1988), la diffusion du gaz carbonique et de l'oxygène dans l'air d'un névé poreux est essentiellement régie par le processus de diffusion moléculaire. Ceci signifie que les coefficients de diffusion sont directement liés aux rayons des molécules diffusantes. Le rayon moléculaire de l'azote étant intermédiaire entre celui de l'oxygène et celui du gaz carbonique, on peut déduire l'ordre de grandeur de D des coefficients de diffusion de O_2 et N_2 mesurés par Schwander et al. (1988). Enfin, les coefficients de diffusion d'un composé dans l'air libre (D) et dans l'air d'un milieu poreux de tortuosité τ (D') sont liés par la loi : $D' = D/\tau$, nous utiliserons les valeurs de tortuosité publiées par Schwander et al. (1988). Les résultats de la comparaison des flux d'air dans le névé dûs au vent et des flux de diffusion de l'azote quinze sont présentés dans la table IV.9.

prof.	ρ	k'	q	C_{air}	q'	τ	J'
-5	0,5	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-8}$	0,50	$1,0 \cdot 10^{-7}$	1,8	$1,1 \cdot 10^{-9}$
-20	0,6	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	0,38	$4,8 \cdot 10^{-8}$	2,5	$8,1 \cdot 10^{-10}$
-40	0,7	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-9}$	0,26	$1,5 \cdot 10^{-8}$	4,5	$4,5 \cdot 10^{-10}$
-60	0,8	$5,6 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-10}$	0,14	$4,6 \cdot 10^{-10}$	8,0	$2,5 \cdot 10^{-10}$

Table IV.9 : Comparaison des ordres de grandeurs des flux d'air dans le névé et des flux de diffusion d'azote quinze. Les paramètres du calcul sont $D = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, pression et température atmosphériques : 800 mb et -20°C , d'où $\rho_{\text{air}} = 1,1 \text{ kg m}^{-3}$ et $U = 5 \text{ m s}^{-1}$.

Ce calcul très rapide suggère que les mouvements d'air dans le névé induits par un vent soufflant sur une surface rugueuse sont suffisamment importants pour perturber l'équilibre diffusionnel de l'azote quinze à toute profondeur dans le névé. Cependant, la fiabilité des ordres de grandeur de certains paramètres, en

particulier du gradient de pression qui s'installe de part et d'autre d'une ondulation doit être vérifiée avant d'aller plus loin dans une telle démarche.

IV.9.2.d Conclusion. Les profondeurs au close-off déduites des mesures de teneur en gaz de la glace et des mesures de concentration en ^{15}N dans l'air des bulles de la glace ne sont théoriquement identiques que si l'air du névé est suffisamment au repos à toute profondeur pour permettre l'établissement de l'équilibre diffusionnel. Les résultats de mesures suggèrent que cette situation n'est pas atteinte. Trois sources de perturbations de l'équilibre diffusionnel ont été suggérées par Sowers et al. (1989), nous suggérons l'existence d'une autre source significative : les mouvements d'air dans le névé induits par un vent turbulent soufflant sur une surface rugueuse.

IV.10 CONCLUSION

La teneur en gaz de la glace (V) est reliée par une équation très simple à la pression de l'air (P_c), à la température de l'air (T_c) et au volume poreux de la glace (V_c) au moment de l'isolement de l'air situé dans le névé par rapport à l'atmosphère. Pour les glaces formées dans les conditions climatiques actuelles, on peut déduire P_c et T_c des mesures existantes avec une bonne précision. C'est pourquoi les résultats de teneur en gaz permettent de déterminer une densité moyenne de la zone d'isolement de l'air des pores du névé par rapport à l'atmosphère. La comparaison de V avec les données de porosité fermée de la glace dans la zone de fermeture des bulles ne met pas en évidence de différence significative entre le niveau moyen de fermeture des bulles et le niveau moyen d'isolement de l'air.

Les résultats de mesures de teneur en gaz de la glace pour 16 sites de forage montrent des variations géographiques importantes du volume poreux de la glace

au close-off. Ces résultats confirment la forte corrélation de V_c avec la température mise en évidence par Raynaud et Lebel (1979). De plus, la comparaison des résultats obtenus en des sites de températures voisines mais d'accumulations très différentes ne montre pas d'influence significative directe de l'accumulation sur V_c . La linéarité de la relation V_c - température observée en 1979 à partir de 6 sites de forage est remise en cause par ces nouveaux résultats. Nous suggérons une influence possible du vent qui pourrait expliquer le comportement particulier des trois sites les plus froids (Pôle Sud, Dôme C et Vostok).

La teneur en gaz de la glace subit de fortes variations saisonnières. L'amplitude de ces variations peut atteindre 25 % en des sites de forte accumulation. Etant donné la faible variabilité de P_c et T_c , de telles amplitudes ne peuvent refléter que des variations de V_c . Les variations fines de la teneur en gaz sont comparées à celles de l'isotope : le pic estival de teneur en gaz est plus étroit et d'amplitude beaucoup plus variable que celui de l'isotope. D'autre part, la comparaison de l'amplitude des variations de V_c et de celle des variations saisonnières de la température atmosphérique suggère une différence entre le mécanisme qui permet d'expliquer les variations géographiques de V_c et celui qui rend compte des variations saisonnières de ce volume poreux au close-off. A Summit (Groënland), les couches saisonnières de densité maximale et de densité minimale ont des comportements identiques du point de vue des variations de la porosité fermée en fonction de la densité dans la zone de fermeture des bulles. Ceci tend à valider le mécanisme proposé par Stauffer et al. (1985) : effet de bouchage des couches d'été par les couches d'hiver, qui peut rendre compte des variations saisonnières de V . Nous n'avons pas observé d'effet de bouchage en dehors de cet effet saisonnier, ni les strates de glace de regel ni les croûtes de vent ne semblent provoquer un tel effet. Ceci est probablement dû à la discontinuité spatiale de ces hétérogénéités.

La teneur en gaz moyenne de la glace (couvrant un an au moins d'accumulation) varie très fortement avec la pression au close-off et l'altitude du site de formation de la glace. Si la courbe $V - P_c$ est quasi linéaire, la moindre linéarité de la courbe $V = f(E_c)$ pour des altitudes croissantes du site de formation de la glace reflète principalement la décroissance du gradient pression - altitude lorsqu'on s'élève dans l'atmosphère.

Pour utiliser la teneur en gaz de glaces fossiles comme "paleo-altimètre", il faut réussir à paramétrer au mieux les variations de V_c . L'absence de modélisation théorique quantitative des variations de V_c rend délicat l'établissement d'une fonction de transfert pour l'interprétation des paleo-données de teneur en gaz. Nous avons proposé plusieurs paramétrisations du comportement de V_c en fonction de la température et du vent compatibles avec les résultats expérimentaux. Ces différentes paramétrisations pourront être utilisées de façon comparative afin d'estimer les erreurs liées au calcul de V_c dans l'interprétation des paleo-données de teneur en gaz en termes de variations de pression atmosphérique et d'altitude en surface des calottes de glace. Notons pour terminer que le faible nombre de données disponibles rend l'incertitude sur la paramétrisation de V_c élevée pour les températures inférieures à -40°C .

CHAPITRE V

**RESULTATS DE TENEUR EN GAZ
POUR LA CAROTTE DE VOSTOK**

RESULTATS DE TENEUR EN GAZ POUR LA CAROTTE DE VOSTOK

V.1 INTRODUCTION

La station de Vostok est située dans la zone centrale de l'Antarctique de l'Est. Deux forages soviétiques y ont dépassé 2000 m de profondeur, fournissant des carottes uniques pour la représentation qu'elles donnent d'un cycle climatique complet (environ 150 000 ans) avec une bonne résolution.

Du point de vue de la teneur en gaz, il faut noter l'implication particulière du très faible taux d'accumulation neigeuse dans la région de Vostok : 2 cm de neige par an. Les variations climatiques d'une accumulation aussi faible ne peuvent induire que des changements lents de l'épaisseur de la glace. Cette accumulation étant environ dix fois plus faible qu'à Camp Century ou à Byrd, les taux de variation de la teneur en gaz explicables par des changements du taux d'accumulation sont également dix fois plus faibles que ceux qui ont pu être envisagés pour expliquer les variations de V dans les deux carottes profondes analysées antérieurement.

L'essentiel des mesures de teneur en gaz qui ont été réalisées sur les deux carottes de Vostok (3 G et 4 G) concernent la gamme de profondeurs allant de 800 à 2200 m sous la surface. En effet, la partie haute de la carotte étant très fracturée, quelques mesures seulement ont pu y être réalisées, et les résultats sont d'une fiabilité réduite.

Trois méthodes analytiques différentes ont été utilisées : une sur le terrain et deux au LGGE. Le but de ce chapitre est de présenter l'ensemble des résultats

disponibles, de les comparer et d'en tirer un profil composite qui regroupe toutes les données, et qui permet d'obtenir une haute résolution temporelle.

V.2 PRESENTATION DES QUATRE SERIES DE RESULTATS

V.2.1 *Premier profil obtenu au LGGE*

V.2.1.a Technique expérimentale et qualité des données. Un premier profil de teneur en gaz de la carotte de Vostok a été obtenu au L.G.G.E. en 1983-1984. La technique expérimentale utilisée est celle qui est décrite au chapitre III et dans Raynaud et al. (1982). Pendant la période de ces analyses, la pompe Toepler utilisée était déficiente et les pressions d'air dans la ligne au moment de la fermeture de la gamelle et en fin de pompage Toepler étaient anormalement élevées. Nous avons tenté de corriger les résultats par un calcul similaire à celui présenté en annexe A (paragraphes A.2.1.c et A.2.2). Nous utilisons pour cela les pressions mesurées à l'aide d'une jauge Pirani au moment de la fermeture de la gamelle (P_{ligne}^1) et au moment de l'arrêt de la pompe Toepler (P_{ligne}^2). Soit V_{gamelle} le volume du récipient porte échantillon et V_{ligne} le volume de la ligne de mesure, les facteurs correctifs qui doivent être ajoutés aux résultats de V sont les suivants :

$$V_g^{\text{gaz}} = \frac{1}{M} (V_{\text{gamelle}} - V_{\text{glace}}) \frac{P_{\text{ligne}}^1}{T_{\text{gamelle}}} \frac{T_0}{P_0} \quad (1)$$

et

$$V_l^{\text{gaz}} = \frac{1}{M} V_{\text{ligne}} \frac{P_{\text{ligne}}^2}{T_{\text{ligne}}} \frac{T_0}{P_0} \quad (2)$$

où V_g^{gaz} est la correction liée au volume de gaz restant dans la gamelle au moment de sa fermeture, V_{glace} est le volume de la glace de regel, T_{gamelle} est la température du gaz dans la gamelle, $T_0 = 273 \text{ K}$ et $P_0 = 1013 \text{ mb}$. V_l^{gaz} est la correction liée au volume de gaz restant dans la ligne au moment de l'arrêt de la pompe Toepler et T_{ligne} est la température du gaz dans la ligne de mesure.

L'incertitude sur les paramètres de ce calcul est grande, en particulier parce que la jauge Pirani ne fournit pas des valeurs absolues de pression. D'autre part, la jauge n'était pas régulièrement étalonnée au moment où le premier profil de teneur en gaz de la carotte de Vostok a été mesuré. Pour évaluer la fiabilité de notre correction, nous disposons d'un certain nombre de résultats obtenus sur les mêmes carottes de glace avant et après que le problème de la pompe Toepler ait été réglé. Dans la table V.1, des résultats de teneur en gaz obtenus sur une même tranche horizontale de glace avec et sans problème de gaz non collecté dans la burette de la pompe Toepler sont comparés. Douze tranches de glace ont été ainsi analysées. Nous avons également comparé les résultats moyens obtenus sur une même carotte de glace lors de la première série de mesures (pour laquelle une quantité non négligeable de gaz n'est pas collecté dans la burette) aux résultats moyens obtenus après que ce problème ait été réglé (deuxième série de mesures). Cette comparaison concerne 9 carottes de glace pour lesquelles deux mesures au moins ont été réalisées dans chaque série. Les résultats sont présentés dans la table V.2.

L'écart entre résultats moyens non corrigés des deux séries de mesures est de $0,004 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit 4,5 %). Après que l'ajout de notre estimation du volume de gaz non collecté dans la burette, cet écart moyen est réduit à 0,7 %, ce qui est inférieur à l'écart type correspondant au calcul des moyennes et donc non significatif. Sur une même tranche horizontale de glace, les écarts entre résultats corrigés (ΔV) inférieurs à $0,0015 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ peuvent être attribués à la variabilité naturelle de la teneur en gaz de la glace. Cependant, cette valeur de $0,0015 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ est dépassée pour plus de la moitié des tranches analysées. Les ΔV élevés peuvent être en partie attribuables à l'incertitude sur notre correction. Par ailleurs, un autre problème a pu se poser pendant ces deux séries d'expériences.

Profondeur	$V_{\text{mesuré}}$	$V_{\text{g}}^{\text{gaz}}$	$V_{\text{l}}^{\text{gaz}}$	$V_{\text{g}}^{\text{gaz}} + V_{\text{l}}^{\text{gaz}}$	$V_{\text{corrigé}}$	ΔV
902,0	0,0827 0,0906	0,0039 0,0001	0,0022 0,0002	0,0061 0,0003	0,0889 0,0909	- 0,0020
927,1	0,0859 0,0916	0,0058 0,0001	0,0015 0,0004	0,0073 0,0006	0,0932 0,0922	+ 0,0010
1124,1	0,0854 0,0885	0,0008 0,0001	0,0021 0,0004	0,0030 0,0005	0,0884 0,0890	- 0,0006
1200,6	0,0877 0,0882	0,0043 0,0001	0,0024 0,0005	0,0068 0,0006	0,0945 0,0887	+ 0,0058
1299,2	0,0780 0,0830	0,0028 0,0004	0,0014 0,0003	0,0043 0,0007	0,0823 0,0838	- 0,0015
1349,5	0,0823 0,0888	0,0039 0,0001	0,0004 0,0003	0,0043 0,0004	0,0866 0,0893	- 0,0027
1476,3	0,0854 0,0916	0,0033 0,0001	0,0014 0,0002	0,0047 0,0003	0,0900 0,0919	- 0,0019
1476,3	0,0850 0,0879	0,0044 0,0001	0,0015 0,0002	0,0059 0,0003	0,0909 0,0883	- 0,0026
1526,4	0,0861 0,0900	0,0035 0,0002	0,0012 0,0006	0,0047 0,0008	0,0908 0,0908	0,0000
1676,4	0,0843 0,0862	0,0041 0,0001	0,0014 0,0005	0,0055 0,0006	0,0899 0,0868	+ 0,0031
1926,2	0,0812 0,0828	0,0042 0,0001	0,0015 0,0003	0,0057 0,0005	0,0870 0,0833	+ 0,0037
2026,0	0,0883 0,0922	0,0032 0,0001	0,0011 0,0006	0,0043 0,0007	0,0926 0,0929	- 0,0003
Moyenne	0,0844 0,0885	0,0037 0,0001	0,0015 0,0004	0,0052 0,0005	0,0896 0,0890	+ 0,0006

Table V.1 : Comparaison des résultats avec/sans problème de gaz non collecté dans la burette sur une même tranche horizontale de glace. Pour chaque groupe de deux lignes, la première correspond à un résultat de la première série de mesures et la seconde à un résultat issu de la seconde série de mesures. Les profondeurs sont exprimées en mètres, les volumes de gaz en cm^3 par gramme de glace. $V_{\text{corrigé}} = V_{\text{mesuré}} + V_{\text{g}}^{\text{gaz}} + V_{\text{l}}^{\text{gaz}}$. ΔV est la différence entre résultats corrigés issus des deux séries de mesures. Les erreurs de $\pm 0,0001 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ dans les totaux proviennent d'erreurs d'arrondi.

Profondeur	$V_{\text{mesuré}}$	$V_{\text{g}}^{\text{gaz}}$	$V_{\text{I}}^{\text{gaz}}$	$V_{\text{g}}^{\text{gaz}} + V_{\text{I}}^{\text{gaz}}$	$V_{\text{corrigé}}$	ΔV	N_{mes}
927,1	0,0857 0,0908	0,0056 0,0001	0,0022 0,0005	0,0078 0,0006	0,0935 0,0914	+ 0,0021	2 2
1002,3	0,0831 0,0886	0,0027 0,0002	0,0008 0,0003	0,0035 0,0005	0,0865 0,0891	- 0,0026	4 2
1425,4	0,0785 0,0799	0,0031 0,0001	0,0011 0,0003	0,0042 0,0004	0,0827 0,0804	+ 0,0023	3 3
1476,3	0,0855 0,0898	0,0037 0,0001	0,0014 0,0002	0,0051 0,0003	0,0905 0,0901	+ 0,0004	3 2
1526,4	0,0858 0,0899	0,0038 0,0001	0,0013 0,0006	0,0051 0,0007	0,0909 0,0906	+ 0,0003	3 4
1676,4	0,0844 0,0876	0,0038 0,0001	0,0013 0,0005	0,0051 0,0006	0,0896 0,0881	+ 0,0015	2 3
1875,9	0,0792 0,0830	0,0035 0,0000	0,0015 0,0003	0,0049 0,0003	0,0841 0,0832	+ 0,0009	3 3
1926,2	0,0799 0,0806	0,0039 0,0001	0,0010 0,0005	0,0049 0,0006	0,0848 0,0812	+ 0,0036	2 2
2050,4	0,0871 0,0936	0,0033 0,0001	0,0003 0,0002	0,0036 0,0003	0,0907 0,0939	- 0,0032	3 2

Moyenne	0,0832 0,0871	0,0037 0,0001	0,0012 0,0004	0,0049 0,0005	0,0881 0,0876	+ 0,0005
---------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	----------

Table V.2 : Comparaison des résultats avec / sans problème de gaz non collecté dans la burette sur une même carotte de glace. Les profondeurs sont exprimées en mètres, les volumes de gaz en cm^3 par gramme de glace. N_{mes} est le nombre de mesures effectuées, les autres notations sont les mêmes que celles de la table V.1.

Pour une proportion anormalement élevée d'échantillons, l'écart entre les deux lectures du volume de gaz recueilli dans la burette de la pompe Toepler était supérieur à $0,03 \text{ cm}^3$. De tels écarts ont deux causes possibles : une fuite du robinet de la burette ou un piégeage (puis une lente évacuation) d'une partie du gaz sous la valve reliant le corps de pompe Toepler à la burette. Les résultats pour lesquels les deux lectures sont sensiblement différentes ont été éliminés. Cependant, dans l'hypothèse d'un piégeage sous la valve de la Toepler, si un tel

piégeage s'est produit pour d'autres mesures sans qu'il y ait évacuation du gaz entre les deux lectures, les résultats ainsi biaisés n'ont pas pu être éliminés.

En conclusion, si notre correction de la quantité d'air non collecté dans la burette en fin de pompage Toepler permet de recalculer en moyenne les deux séries de mesures, l'incohérence de certains résultats détaillés montre que les variations de teneur en gaz observées sur ce premier profil demandent confirmation par de nouvelles mesures.

V.2.1.b Présentation des résultats. Les résultats présentés dans la table V.3 et sur la figure V.1 regroupent toutes les mesures (première et deuxième série).

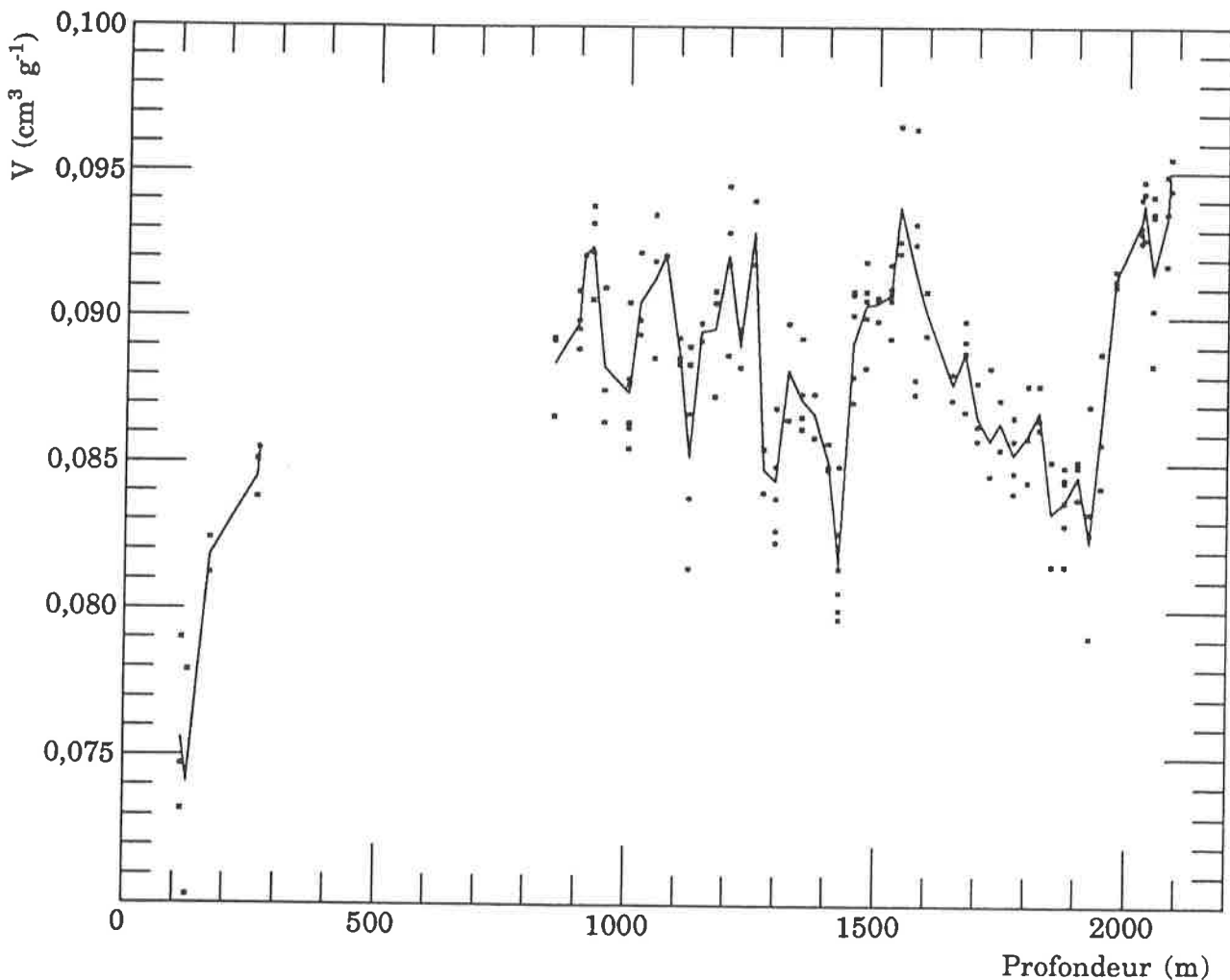


Figure V.1 : Premier profil de teneur en gaz obtenu au LGGE. La courbe reliant les résultats moyens obtenus pour chaque carotte est tracée en trait plein, les résultats individuels de mesure sont également portés.

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
114,	0,0756		1200,6	0,0921		1676,4	0,0888
125,	0,0741		1225,4	0,0890		1700,9	0,0866
169,	0,0818		1251,6	0,0929		1726,8	0,0858
262,	0,0845		1274,1	0,0848		1747,5	0,0864
266,	0,0855		1299,2	0,0844		1774,	0,0853
852,7	0,0884		1322,9	0,0882		1802,4	0,0860
902,	0,0898		1349,5	0,0872		1825,7	0,0868
912,	0,0921		1374,7	0,0867		1850,7	0,0833
927,1	0,0924		1402,6	0,0851		1875,9	0,0837
951,9	0,0883		1425,4	0,0815		1903,	0,0846
1002,3	0,0874		1451,4	0,0891		1926,2	0,0823
1023,4	0,0905		1476,3	0,0904		1948,8	0,0862
1052,4	0,0913		1499,5	0,0905		1975,3	0,0913
1074,4	0,0921		1526,4	0,0908		2026,	0,0933
1102,3	0,0888		1543,	0,0938		2032,	0,0939
1124,1	0,0852		1575,2	0,0915		2050,4	0,0915
1146,7	0,0895		1598,3	0,0902		2077,5	0,0934
1174,6	0,0896		1650,9	0,0877		2082,	0,0948

Table V.3 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre du premier profil obtenu au LGGE. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier.

Les carottes analysées proviennent du forage 3 G. En dehors de la zone fracturée de la carotte, le pas d'échantillonnage est d'environ 25 m. Pour chaque profondeur, une à sept mesures ont été réalisées (trois mesures en moyenne). Les résultats tabulés ci dessus sont les valeurs moyennes obtenues, celles ci sont corrigées du gaz non collecté dans la burette. Les résultats numériques pour chaque mesure sont présentés en annexe E. Sur la figure V.1 sont portés les

résultats individuels de mesure et la courbe passant par les valeurs moyennes obtenues pour chaque carotte.

Les valeurs très faibles de V obtenues pour les deux carottes les plus hautes (prélevées à 114 et 125 m de profondeur) sont dues à un fort effet de bulles coupées. Ce problème des pertes de gaz en surface des échantillons de glace de Vostok sera traité au paragraphe V.2.5. Pour certaines carottes, on observe une dispersion importante des résultats individuels de mesure, qui peut être liée aux problèmes expérimentaux décrits au paragraphe précédent.

V.2.2 *Résultats absolus dans la gamme 1500 - 2100 m de profondeur*

V.2.2.a Technique expérimentale et qualité des données.

J'ai réalisé cette série de mesures dont le but essentiel était de confirmer les résultats précédents et d'améliorer la résolution temporelle dans la gamme de profondeurs allant de 1500 à 2100 m. Cette gamme couvre deux transitions climatiques majeures glaciaire - interglaciaire et interglaciaire - glaciaire. Les résultats ont été obtenus après l'étalonnage absolu du système expérimental qui est exposé au chapitre III. Des tests avec cellules étalonnées réalisés avant, pendant et après les analyses de la carotte de Vostok ont montré que le système expérimental n'a pas dérivé significativement pendant cette période. Les résultats présentés plus bas sont corrigés du gaz non collecté dans la burette de la pompe Toepler. Cette correction est faible : $0,0005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ en moyenne (soit environ 0,6 %). Les résultats sont également corrigés de l'estimation du biais de la burette de pompe Toepler. Pour ce faire, nous avons calculé une régression linéaire entre les résultats des tests avec cellules étalonnées présentés dans la table A.3 de l'annexe A. On obtient la droite suivante :

$$V_{\text{mesuré}} = 0,992 V_{\text{cellule}} + 0,004$$

avec un coefficient de corrélation de 0,99992 pour la ligne "Malville" sur laquelle ont été réalisées les mesures de Vostok. Ces résultats sont illustrés par la figure V.2. L'amplitude moyenne de la correction est de 0,7 %.

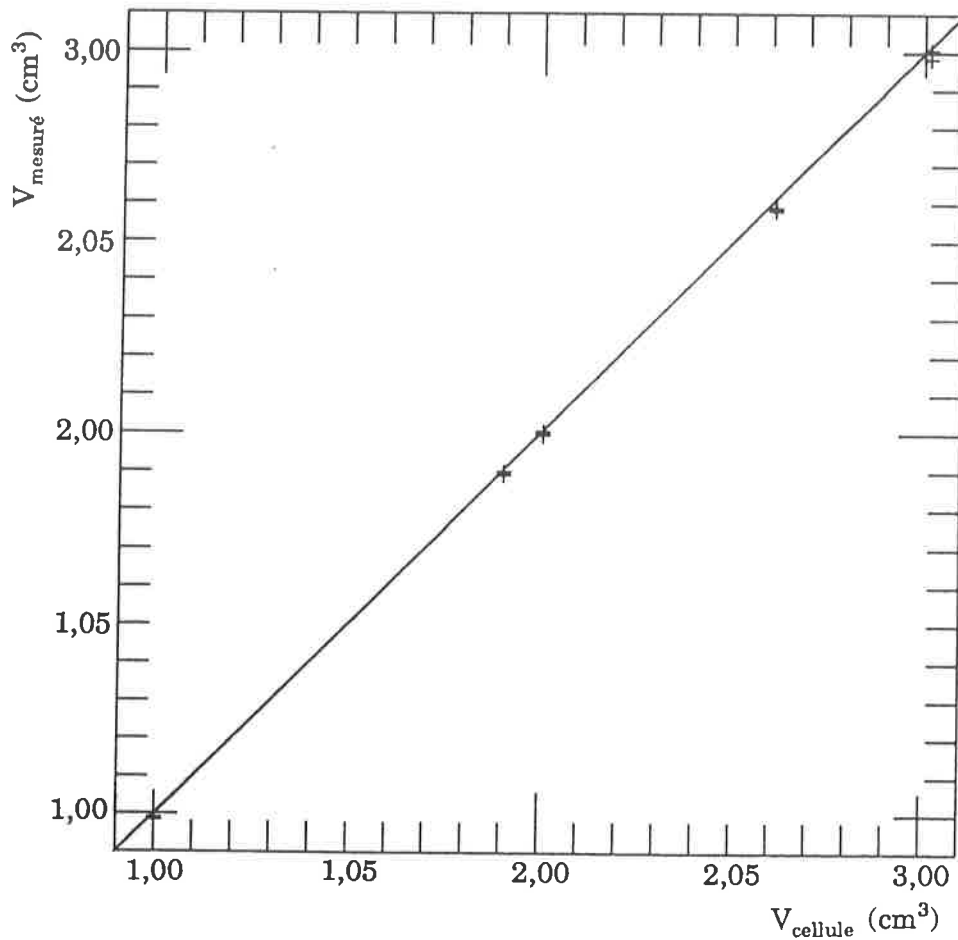


Figure V.2 : Estimation du biais d'étalonnage pour la burette de la ligne "Malville". Les croix sont les résultats des tests individuels avec cellules étalonnées (voir Annexe A, table A.3). Nous avons également tracé la droite $V_{\text{mesuré}} = V_{\text{cellule}}$ qui correspondrait à l'absence de biais d'étalonnage.

Les deux corrections effectuées (volume de gaz non collecté dans la burette et biais d'étalonnage de la burette) ont une amplitude suffisamment faible pour ne pas modifier significativement les résultats. Cependant, nous verrons au paragraphe V.2.5 que l'estimation des pertes de gaz en surface des échantillons nécessite la comparaison très précise de deux résultats de teneur en gaz. Pour cette comparaison, les deux corrections ci-dessus ont une influence non négligeable.

A partir de la mise en évidence des principales sources d'erreurs présentée au chapitre III, nous estimons l'écart maximum entre nos résultats et la valeur absolue de V à $\pm 1,5 \%$.

V.2.2.b Reproductibilité des résultats et variabilité à court terme de V. La reproductibilité des résultats est illustrée par la table V.2, où sont comparés les résultats obtenus sur une même tranche horizontale de glace.

Profondeur	1857,4	1857,4	2045,1	2045,1
1er échantillon	0,0860	0,0856	0,0957	0,0930
2nd échantillon	0,0871	0,0859	0,0947	0,0930

Table V.4 : Comparaison des résultats obtenus sur une même tranche horizontale de glace pour le profil absolu obtenu au LGGE. Les profondeurs sont exprimées en mètres et les teneurs en gaz en $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$.

Les différences de V entre échantillons provenant d'une même tranche horizontale de glace sont du même ordre de grandeur que celles observées pour des glaces récentes (à BHD, Law Dome par exemple). Pour les quatre tranches de glace ci dessus, la dispersion moyenne entre résultats obtenus sur une même tranche est de $\pm 0,35 \%$ (dispersion maximale : $\pm 0,65 \%$).

Cinq tranches horizontales de glace ont été analysées pour les deux carottes prélevées à 1857,4 et 2045,1 mètres sous la surface de la glace. Ceci nous permet d'illustrer la variabilité de la teneur en gaz sur une même carotte de glace (à courte échelle de temps).

Profondeur (m)	T1	T2	T3	T4	T5
1857,4	0,0866	0,0858	0,0856	0,0851	0,0864
2045,1	0,0952	0,0930	0,0951	0,0934	0,0949

Table V.5 : Variations de la teneur en gaz d'une tranche de glace de 3 cm d'épaisseur à une autre pour la glace de Vostok. Les numéros de tranches sont indiqués dans la première ligne du tableau, les teneurs en gaz sont exprimées en $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$.

Pour ces deux carottes, la teneur en gaz de la glace varie de 1,7 % et 2,3 % au maximum d'une tranche de glace à une autre. Ces deux valeurs sont proches de la valeur moyenne obtenue pour l'ensemble des carottes analysées : 2,0 % (voir annexe E pour les résultats des mesures individuelles de V). Notons que l'écart entre résultats obtenus sur une même carotte atteint au maximum 4,8 %. Toutes ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles observées pour la carotte de Dôme C, site de température et d'accumulation voisines de celles de Vostok, entre 140 et 180 m de profondeur (voir chapitre IV). Les variations de la teneur en gaz moyenne de la glace entre 1000 et 2100 m de profondeur atteignent 13 %, leur amplitude est donc largement supérieure à celle de la variabilité à court terme de V.

V.2.2.c

Présentation des résultats.

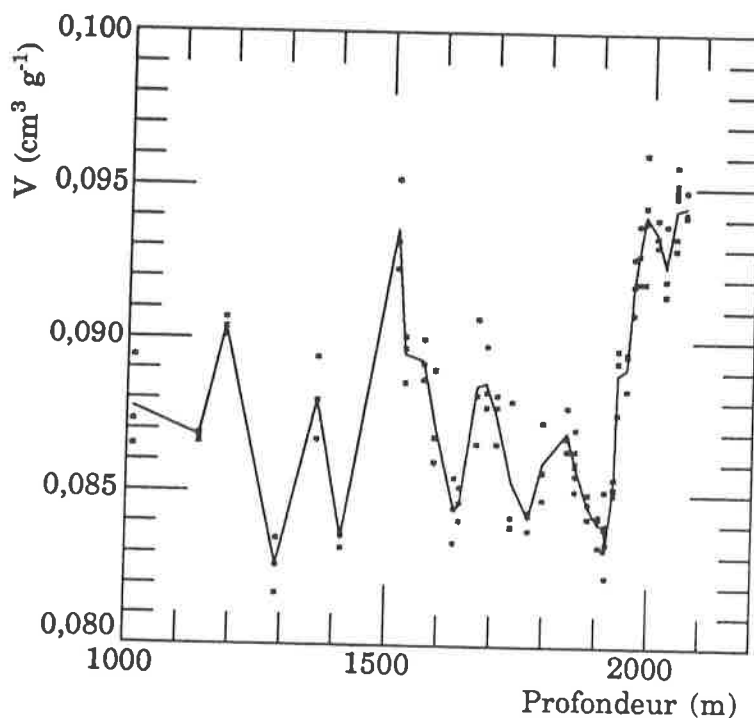


Figure V.3 : profil absolu de teneur en gaz pour le forage 3 G. La courbe reliant les résultats moyens obtenus pour chaque carotte est tracée en trait plein, les résultats individuels de mesure sont également portés.

Le profil absolu obtenu pour le forage 3 G a un pas d'échantillonnage variable : environ 7 mètres dans la zone de la transition glaciaire - interglaciaire (1915 à 1987 m de profondeur), et 20 à 30 m pour le reste de la zone allant de 1500 à 2100 m de profondeur. Quelques carottes seulement ont été analysées dans la gamme de profondeurs allant de 1000 à 1500 m (période glaciaire). Les résultats obtenus sont représentés sur la figure V.3 et dans la table V.6. Trois mesures au moins ont été réalisées par carotte de glace.

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
1011,3	0,0877		1669,5	0,0885		1918,5	0,0832
1137,7	0,0868		1687,2	0,0886		1932,1	0,0852
1186,5	0,0904		1707,3	0,0875		1937,4	0,0889
1289,2	0,0826		1736,8	0,0854		1954,6	0,0891
1363,8	0,0880		1770,0	0,0842		1965,5	0,0918
1413,0	0,0835		1795,7	0,0860		1975,0	0,0928
1513,8	0,0936		1841,7	0,0870		1987,4	0,0941
1532,0	0,0895		1857,4	0,0859		2009,4	0,0935
1566,9	0,0893		1883,3	0,0846		2027,2	0,0924
1588,7	0,0873		1903,6	0,0840		2045,1	0,0943
1627,7	0,0845		1915,0	0,0840		2063,7	0,0944
1637,7	0,0846						

Table V.6 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre du profil absolu pour le forage 3 G.

J'ai également analysé 12 carottes provenant du forage 4 G, à des niveaux de profondeur situés entre 1810 et 2170 m sous la surface (deux mesures par carotte). Ces niveaux de profondeur ont été analysés par V. Lipenkov, et le but de ces mesures était de comparer les deux méthodes expérimentales utilisées. Les résultats que j'ai obtenus sont tabulés ci dessous (table V.7). Ils seront illustrés graphiquement au paragraphe V.3.2.

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
1810,1	0,0894		1940,1	0,0890		2040,1	0,0940
1820,1	0,0907		1949,4	0,0894		2130,1	0,0855
1890,1	0,0851		1979,1	0,0950		2150,22	0,0852
1909,4	0,0841		2030,6	0,0939		2169,5	0,0947

Table V.7 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre des mesures absolues pour le forage 4 G.

V.2.3 Profil obtenu conjointement aux mesures de méthane

V.2.3.a Technique expérimentale et qualité des données. La concentration en méthane de l'air occlus dans les glaces polaires est mesurée au LGGE par chromatographie en phase gazeuse, après extraction du gaz par fusion - regel. Un barocel permet de déterminer les pressions d'air dans la ligne. Cependant les pressions mesurées au barocel sont fortement perturbées par la présence de vapeur d'eau, c'est pourquoi ce capteur n'est utilisé que pour étalonner le pic d'air chromatographique à l'aide de gaz étalon sec.

En marge de chaque mesure de méthane, un résultat de teneur en gaz est donc obtenu par mesure du pic d'air (N₂ + O₂ + Ar) chromatographique. Cette méthode est décrite très précisément dans Chappellaz (1990), les sources d'erreurs et d'incertitudes y sont également estimées.

La principale limite à la qualité de ces résultats provient du fait que la température du récipient porte échantillon n'est pas mesurée. J. Chappellaz a estimé la température moyenne du gaz dans la gamelle à -8°C (cette température permet de recalculer en valeur absolue les résultats obtenus en marge des mesures de méthane par rapport à ceux du paragraphe précédent (V.2.2)).

Notons également que l'extraction du gaz, optimisée pour limiter la contamination en méthane et pour obtenir une pression de gaz relativement

élevée dans la gamelle, n'est pas totale. En moyenne, 1,5 % du gaz reste piégé sous forme de bulles dans la glace de regel.

J. Chappellaz (1990), en prenant en compte ses différentes sources d'erreur, a estimé la précision relative de ses résultats à 6,5 %. D'autre part, la comparaison de plusieurs résultats obtenus sur une même carotte, ainsi que l'estimation de la dispersion des résultats par rapport à ceux du paragraphe précédent sur des niveaux de profondeur communs conduit à une incertitude plus faible. Cette incertitude est toujours inférieure à 5 % et en général proche de 2 %.

En conclusion, cette méthode permet d'obtenir des valeurs relatives de teneur en gaz. Une bonne reproductibilité des résultats peut être obtenue, en particulier si la température du récipient porte échantillon ne varie pas trop (intervalle de temps constant entre la fin du regel de la glace et la mesure du pic d'air).

V.2.3.b Présentation des résultats.

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)	Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)	Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
228,7	0,0862	1162,1	0,0903	1716,0	0,0877
236,4	0,0854	1186,3	0,0913	1736,8	0,0873
266,0	0,0885	1209,7	0,0893	1770,0	0,0853
342,1	0,0905	1237,2	0,0885	1789,2	0,0838
443,5	0,0908	1261,2	0,0852	1834,7	0,0861
491,3	0,0951	1289,2	0,0847	1852,3	0,0861
534,3	0,0908	1309,2	0,0866	1857,4	0,0848
544,7	0,0918	1338,2	0,0895	1869,4	0,0858
554,2	0,0907	1387,2	0,0902	1875,5	0,0839
642,1	0,0874	1413,0	0,0839	1883,3	0,0840
694,6	0,0895	1442,8	0,0881	1903,6	0,0837
765,3	0,0880	1451,4	0,0877	1932,1	0,0855
788,2	0,0902	1463,3	0,0919	1954,6	0,0889
860,6	0,0887	1476,1	0,0923	1969,9	0,0910
885,3	0,0944	1505,0	0,0947	1980,2	0,0929
911,4	0,0910	1526,2	0,0919	1987,4	0,0931
937,3	0,0888	1532,0	0,0902	1994,7	0,0937
962,4	0,0929	1542,1	0,0904	1998,0	0,0911
986,3	0,0911	1557,4	0,0899	2005,9	0,0936
1011,3	0,0936	1582,8	0,0873	2009,4	0,0937
1037,5	0,0906	1614,8	0,0839	2016,4	0,0922
1062,2	0,0925	1627,7	0,0853	2030,9	0,0959
1087,2	0,0918	1637,7	0,0862	2042,5	0,0962
1112,6	0,0840	1669,5	0,0890	2063,7	0,0931
1137,7	0,0857	1694,0	0,0907	2088,6	0,0957

Table V.8 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre des résultats obtenus en marge des mesures de méthane (forage 3 G).

Pour 52 des 75 niveaux de profondeur analysés, une seule mesure a été réalisée, les 23 autres niveaux ont donné lieu à plusieurs mesures (2 à 6), dont les résultats sont fournis en annexe E. Dans la zone non fracturée de la carotte, le pas d'échantillonnage est en moyenne de 20 m. Les résultats moyens obtenus sont illustrés par la table V.8 et la figure V.4.

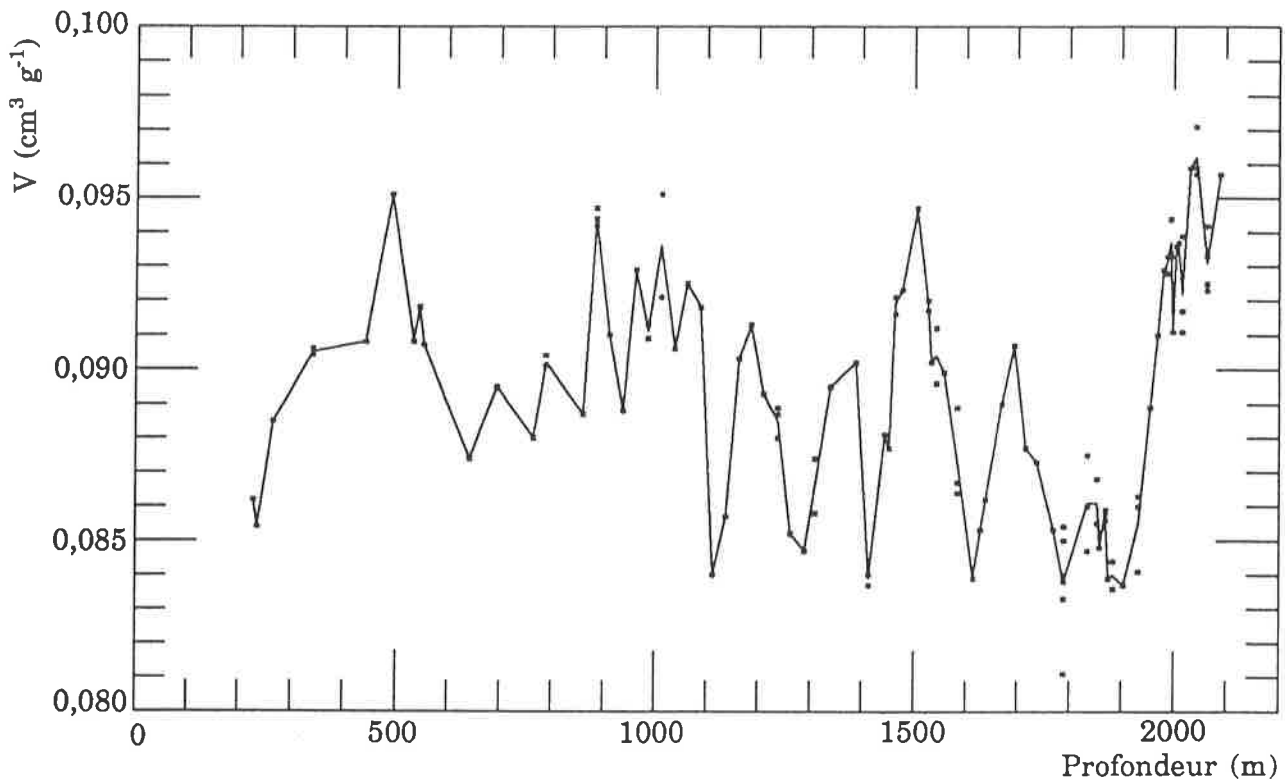


Figure V.4 : profil de teneur en gaz obtenu en marge des mesures de méthane pour le forage 3 G. La courbe reliant les résultats moyens obtenus pour chaque carotte est tracée en trait plein, les résultats individuels de mesure sont également portés.

V.2.4 Profils obtenus à la station Vostok

V.2.4.a Technique expérimentale et qualité des données. Deux profils de teneur en gaz (pour les forages 3 G et 4 G) ont été obtenus à la station Vostok par V. Lipenkov pendant l'hivernage 1989 - 1990. Ces profils sont remarquables par leur faible pas d'échantillonnage (une carotte analysée tous les 10 m de profondeur). La technique utilisée, dérivée de celle de Langway (1958) consiste à extraire le

gaz par fusion sous liquide et à mesurer le volume de gaz recueilli dans une burette. Au lieu d'utiliser du kérosène (liquide très hétérogène), V. Lipenkov a utilisé de l'eau saturée en sel.

Le principal problème posé par les méthodes d'extraction sous liquide est l'estimation de la quantité d'air qui reste dissous dans l'eau de fusion. L'amplitude de cette correction à apporter aux résultats est de l'ordre de 30 %. Trois capteurs de température disposés sur le système expérimental et des tests très soigneux ont permis d'améliorer l'estimation de cette correction (V. Lipenkov, communication personnelle). Une correction minimale et une correction maximale sont estimées pour chaque mesure. La valeur adoptée est la moyenne entre ces deux corrections extrémales. Ceci permet d'obtenir une précision théorique de $\pm 3,5 \%$ par rapport à la valeur absolue de la teneur en gaz. La reproductibilité des résultats (sur une même tranche horizontale de glace) est en moyenne de $\pm 0,5 \%$.

V.2.4.b Présentation des résultats. Sur chaque niveau de profondeur, deux à six mesures ont été réalisées. Nous ne disposons pas des résultats individuels de mesure, c'est pourquoi seules les valeurs moyennes sont représentées sur les figures V.5 et V.6. Un profil complet du forage 4 G a été obtenu avec un pas d'échantillonnage de 10 m entre 800 et 2200 m de profondeur. V. Lipenkov n'a pas eu le temps de terminer un profil aussi détaillé pour le forage 3 G. Les résultats numériques : teneur en gaz moyenne pour chaque niveau de profondeur analysé sont présentés dans les tables V.9 et V.10.

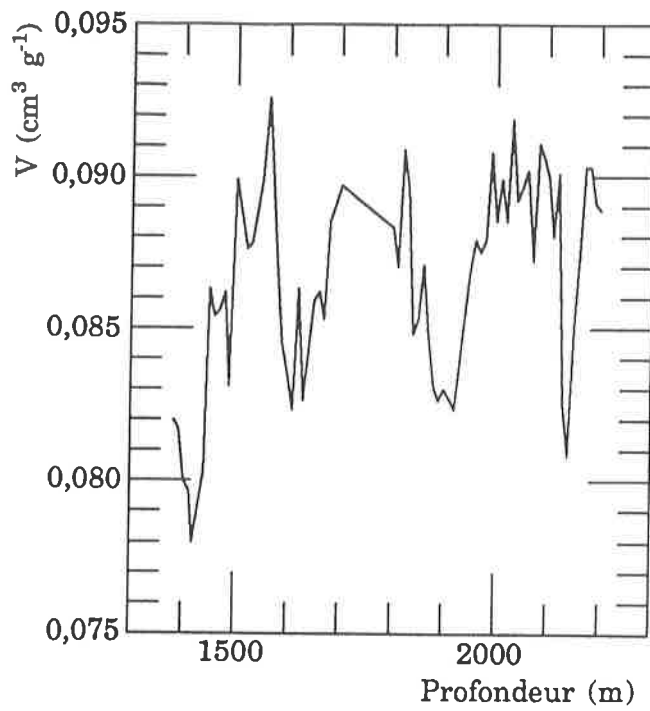


Figure V.5 : profil de teneur en gaz obtenu à la station Vostok pour le forage 3 G. La courbe relie les résultats moyens obtenus pour chaque carotte.

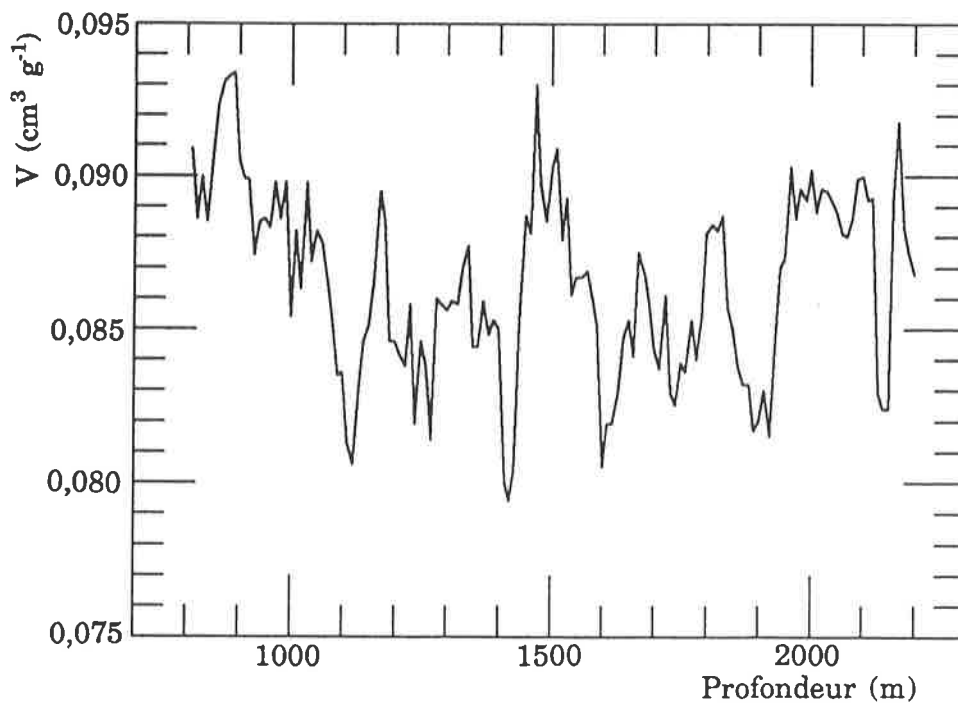


Figure V.6 : profil de teneur en gaz obtenu à la station Vostok pour le forage 4 G. La courbe relie les résultats moyens obtenus pour chaque carotte.

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)	Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)	Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
1383,1	0,0820	1630,1	0,0826	1990,1	0,0908
1393,3	0,0817	1649,7	0,0859	2000,07	0,0885
1403,1	0,0800	1659,45	0,0862	2010,34	0,0899
1413,85	0,0796	1670,3	0,0853	2019,84	0,0885
1420,1	0,0780	1680,1	0,0885	2029,65	0,0919
1440,9	0,0803	1700,7	0,0897	2040,1	0,0892
1450,25	0,0863	1800,95	0,0883	2049,1	0,0896
1460,05	0,0854	1810,15	0,087	2060,3	0,0902
1469,45	0,0856	1820,0	0,0909	2071,0	0,0872
1480,1	0,0862	1830,25	0,0895	2080,5	0,0911
1489,2	0,0831	1840,4	0,0848	2090,4	0,0906
1500,35	0,0899	1850,0	0,0853	2099,5	0,0900
1521,3	0,0876	1860,0	0,0871	2110,1	0,0880
1530,6	0,0878	1870,35	0,0847	2120,1	0,0901
1550,15	0,0899	1879,9	0,0831	2129,1	0,0825
1561,65	0,0926	1889,65	0,0826	2139,1	0,0808
1571,75	0,0894	1900,45	0,083	2150,1	0,0851
1580,25	0,0868	1920,5	0,0823	2160,1	0,0875
1589,1	0,0845	1949,3	0,0868	2170,1	0,0903
1600,35	0,0834	1960,4	0,0879	2180,1	0,0903
1610,0	0,0823	1970,1	0,0875	2190,1	0,0891
1620,0	0,0863	1980,0	0,0879	2200,1	0,0889

Table V.9 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée à la station Vostok pour le forage 3 G.

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
809,1	0,0909		1060,1	0,0878		1309,4	0,0859
819,4	0,0886		1069,1	0,0868		1320,4	0,0858
829,1	0,09		1079,1	0,0854		1329,5	0,087
839,5	0,0885		1090,1	0,0835		1340,3	0,0877
850,1	0,0907		1099,1	0,0836		1349,3	0,0844
859,1	0,0923		1109,1	0,0813		1359,3	0,0844
870,1	0,0931		1119,1	0,0806		1369,3	0,0859
880,1	0,0933		1130,4	0,0831		1380,4	0,0848
890,1	0,0934		1139,3	0,0846		1389,3	0,0853
900,1	0,0905		1149,2	0,0851		1399,4	0,085
910,4	0,0899		1160,0	0,0865		1411,4	0,08
919,1	0,0899		1170,1	0,0895		1420,4	0,0794
929,1	0,0874		1179,4	0,0885		1429,4	0,0804
939,5	0,0885		1189,3	0,0846		1439,4	0,0853
950,1	0,0886		1199,3	0,0846		1449,4	0,0887
959,3	0,0883		1210,3	0,0841		1459,4	0,0881
969,1	0,0898		1219,7	0,0838		1469,4	0,093
979,45	0,0886		1229,1	0,0858		1479,1	0,0897
989,1	0,0898		1239,4	0,0819		1489,4	0,0885
1000,1	0,0854		1250,3	0,0846		1500,4	0,0903
1009,4	0,0882		1260,3	0,0838		1509,4	0,0909
1019,1	0,0863		1269,3	0,0814		1520,4	0,0879
1030,1	0,0898		1280,4	0,086		1529,4	0,0893
1039,1	0,0872		1289,4	0,0858		1539,5	0,0861
1049,2	0,0882		1300,3	0,0856		1548,5	0,0867

Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)		Profondeur (m)	V (cm ³ g ⁻¹)
1560,4	0,0867		1780,1	0,084		2000,1	0,0902
1570,1	0,0869		1790,3	0,0854		2010,1	0,0888
1580,1	0,086		1799,5	0,0881		2020,4	0,0896
1589,4	0,0851		1810,1	0,0884		2031,1	0,0895
1600,1	0,0805		1820,1	0,0882		2040,1	0,0892
1609,1	0,0819		1830,1	0,0887		2049,4	0,0888
1619,1	0,0819		1839,4	0,0857		2060,1	0,0881
1630,1	0,0829		1850,4	0,085		2069,4	0,088
1639,5	0,0847		1859,4	0,0838		2079,1	0,0886
1650,1	0,0853		1870,1	0,0832		2090,1	0,0899
1660,1	0,0841		1880,4	0,0832		2100,1	0,09
1669,1	0,0875		1890,1	0,0817		2110,2	0,0892
1680,4	0,0868		1899,1	0,082		2119,4	0,0893
1690,1	0,0858		1909,4	0,083		2130,1	0,0829
1700,1	0,0843		1921,1	0,0815		2139,4	0,0824
1709,4	0,0837		1930,1	0,0844		2150,2	0,0824
1720,1	0,0861		1940,1	0,087		2159,4	0,0892
1730,1	0,0829		1949,4	0,0873		2169,5	0,0918
1739,4	0,0825		1960,1	0,0903		2180,1	0,0883
1750,1	0,0839		1970,1	0,0886		2189,4	0,0875
1759,4	0,0836		1979,1	0,0896		2200,1	0,0868
1770,5	0,0853		1991,1	0,0892			

Table V.10 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée à la station Vostok pour le forage 4 G.

V.2.5 *Effet des pertes de gaz en surface des échantillons*

V.2.5.a Effet des bulles coupées entre 100 et 400 m de profondeur. Nous disposons de données de hauteur moyenne des bulles ($\langle H \rangle$) issues de mesures sur des lames minces de glace entre 100 et 400 m de profondeur (V. Lipenkov, communication personnelle). En utilisant ces données, la masse des échantillons et les notes prises par les expérimentateurs sur la forme des morceaux de glace analysés, nous avons estimé le pourcentage de gaz perdu en surface des échantillons. Pour cela, les formules (3) et (7) du chapitre III ont été utilisées. Seules dix mesures du premier profil de teneur en gaz obtenu au LGGE et 5 mesures du profil obtenu en marge des mesures de méthane correspondent à des échantillons prélevés à moins de 400 m de profondeur. Les résultats détaillés de notre correction sont fournis en Annexe E.

L'amplitude de la correction diminue rapidement lorsque la profondeur augmente : 6 % vers 120 m, 2 % vers 260 m et 1,3 % à 340 m de profondeur. Nous pouvons négliger les pertes de gaz par effet de bulles coupées en surface des échantillons à partir de 400 m de profondeur. Dans la suite de cette étude, nous utiliserons les résultats corrigés des bulles coupées pour la partie haute des profils.

V.2.5.b Pertes de gaz en surface des échantillons pour les glaces prélevées à grande profondeur. Il s'agit ici de glaces non bulleuses, dans lesquelles l'air était piégé dans le réseau de la glace sous forme de clathrates au moment du forage. Dans le cadre des mesures absolues de teneur en gaz, nous avons pu estimer l'effet moyen des pertes de gaz en surface des échantillons pour certaines plages de profondeur.

Les carottes du forage 3 G et celles du forage 4 G qui ont été testées du point de vue des pertes en surface étaient dans un état de relaxation très différent. Les pertes de gaz en surface des échantillons sont estimées par comparaison de deux mesures de teneur en gaz sur une même tranche horizontale

de glace. L'un des échantillons est approximativement cubique d'arête proche de 3 cm. L'autre est constitué de quatre parallélépipèdes de 1 cm par 1,5 cm par 3 cm d'arêtes ou bien de six parallélépipèdes de 1 cm par 1 cm par 3 cm d'arêtes. Les rapports surface sur volume de ces deux types d'échantillons (cubique et parallélépipédique) diffèrent d'un facteur 2 environ. Le principe de notre correction consiste à supposer que les pertes de gaz sont proportionnelles au rapport surface (s) sur volume (v) des échantillons :

$$(V - V_{mes}) / V = \alpha s / v. \quad (3)$$

V est la teneur en gaz corrigée des pertes en surface des échantillons, V_{mes} est la teneur en gaz non corrigée de cet effet. Notons que le coefficient de proportionnalité α serait égal à $\langle H \rangle / 2$ (demi hauteur moyenne des bulles) dans le cas d'un échantillon contenant des bulles convexes (voir chapitre IIII).

Pour toutes les tranches de glace ainsi testées, nous avons obtenu une teneur en gaz plus élevée pour l'échantillon cubique que pour l'échantillon constitué de parallélépipèdes. L'effet des pertes en surface est donc significatif. Les résultats de ces tests sont fournis en annexe E.

Les échantillons du forage 4 G que j'ai analysés étaient extrêmement peu relaxés : ils ont été conservés à -55°C à la station Vostok et analysés dès leur arrivée au LGGE. Pourtant, les quatre carottes testées ont révélé des pertes de gaz en surface de échantillons. La valeur moyenne du coefficient de proportionnalité α pour ces quatre carottes est de 0,38 mm, ce qui correspondrait à une hauteur moyenne $\langle H \rangle = \alpha / 2 = 0,19$ mm si les pertes de gaz étaient dues à des bulles convexes. Or, la taille des cristaux de clathrates observés dans les carottes de Dye 3 (Hondoh et al., 1990) et de Vostok (V. Lipenkov, communication personnelle) est voisine de 0,2 mm. Les pertes de gaz mesurées pour les échantillons du forage 4 G sont donc probablement dues à la destruction des clathrates situés au voisinage de la surface des échantillons.

Les carottes du forage 3 G qui ont été analysées dans le cadre du profil absolu de teneur en gaz étaient beaucoup plus relaxées que celles du forage 4 G. Les échantillons contenaient de nombreuses cavités de petite taille. Cependant, cette glace contenait probablement encore des clathrates car les échantillons éclataient systématiquement au moment de la fusion, ce qui ne se produit pas pour de la glace bulleuse, même lorsque les bulles sont sous très forte pression. Chaque carotte analysée a fait l'objet d'au moins un test de pertes en surface. En moyenne, le coefficient de proportionnalité α pour les carottes du forage 3 G est de 0,57 mm ce qui est assez voisin du résultat obtenu pour les carottes du forage 4 G (0,38 mm). Les cavités de relaxation étant de petite taille, il est logique qu'elles ne provoquent pas de pertes en surface beaucoup plus élevées que celles dues aux clathrates. Remarquons ici qu'aucun échantillon ne contenait de fractures ni de micro-fractures visibles. D'autre part, on peut probablement exclure l'hypothèse d'une fracturation de la glace au moment du forage qui serait devenue invisible par suite de la relaxation de la glace car les échantillons ne contenaient pas de traces de kérosène, très facile à détecter même en faible quantité (odeur, production d'irisations en surface de l'eau de fusion). Il est donc très peu probable que les pertes en surface soient dues à une fracturation de la glace.

La précision de notre correction est faible. En effet, les différences de teneur en gaz entre échantillons cubiques et échantillons parallélépipédiques varient de 0,0003 à 0,0052 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ (moyenne : 0,0027 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$). Or, nous avons vu au paragraphe V.2.2.b que la dispersion de la teneur en gaz sur une tranche de glace peut atteindre 0,0011 $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$. Ainsi, les résultats individuels de tests de pertes de gaz ne peuvent être considérés comme fiables, seules les valeurs moyennes obtenues pour certaines plages de profondeur sont significatives. Nous verrons que ces valeurs moyennes peuvent varier d'une plage de profondeur à une autre. Les résultats obtenus seront illustrés au paragraphe V.3.2.

V.3 COMPARAISON DES DIFFERENTES SERIES DE RESULTATS

V.3.1 *Profils de teneur en gaz pour le forage 4 G*

V.3.1.a Première approche : comparaison par plages de profondeur.

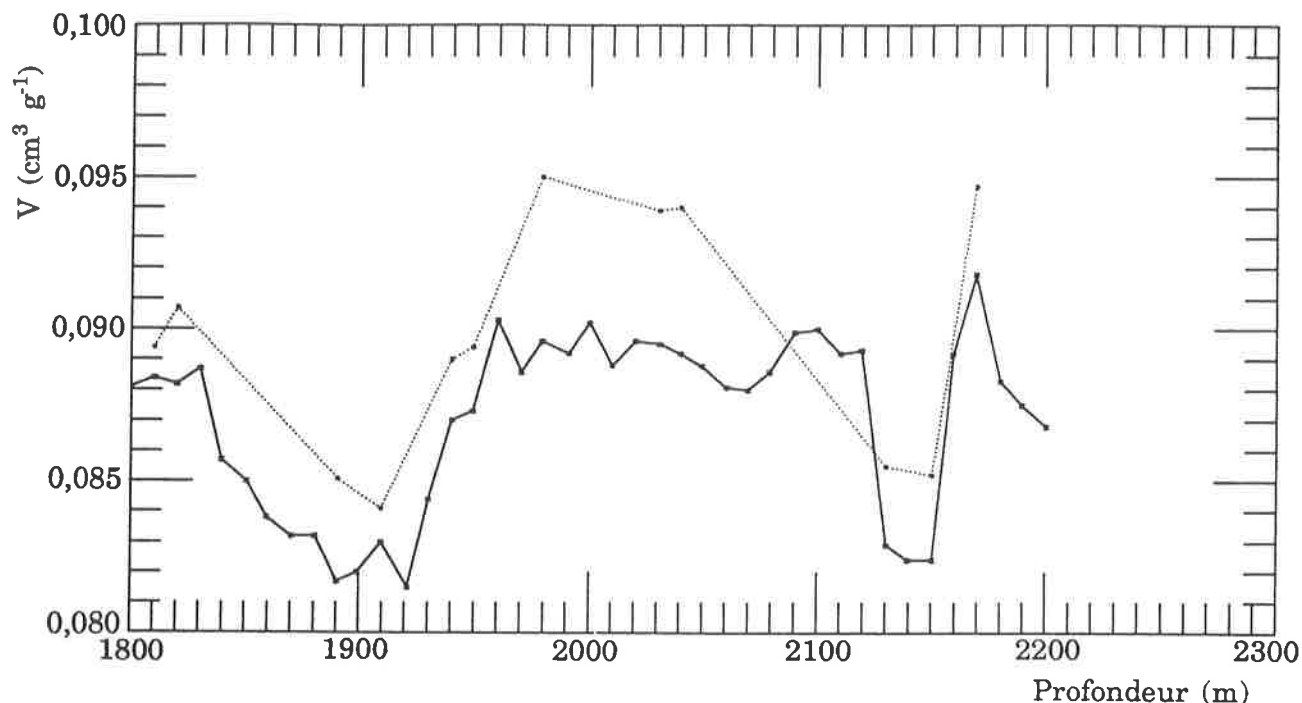


Figure V.7 : Comparaison des résultats terrain (courbe en trait plein) et des résultats absolus (courbe en pointillés) pour le forage 4 G. Nous n'avons représenté que la gamme de profondeurs pour laquelle des résultats absolus sont disponibles.

Rappelons qu'en ce qui concerne le forage 4 G, les résultats terrain et les résultats absolus ont été obtenus sur des niveaux de profondeur communs. Pour ces niveaux, les résultats issus des deux méthodes présentent un décalage systématique (en moyenne : $0,003 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ soit 3,2 %). Notons que la forme de la courbe "absolue" est clairement affectée par le faible nombre de niveaux mesurés. Les mêmes grandes variations de V sont détectées sur les deux signaux. Cependant, les amplitudes de ces variations sont nettement plus faibles pour le profil terrain que pour le profil absolu. Cette dernière observation est confirmée par l'approche du paragraphe suivant.

V.3.1.b Deuxième approche : recherche de corrélation. Pour chaque niveau de profondeur commun, nous avons porté la teneur en gaz mesurée à la station Vostok en fonction de celle obtenue au LGGE (voir figure V.8). Les résultats s'écartent nettement de la droite de pente 1 et d'ordonnée à l'origine nulle. Nous avons obtenu la régression linéaire suivante entre les deux types de résultats :

$$V_{4G \text{ terrain}} = 0,789 V_{\text{absolu}} + 0,016 \quad (4)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,95. Nous verrons par la suite que les résultats du forage 3 G confirment cette corrélation.

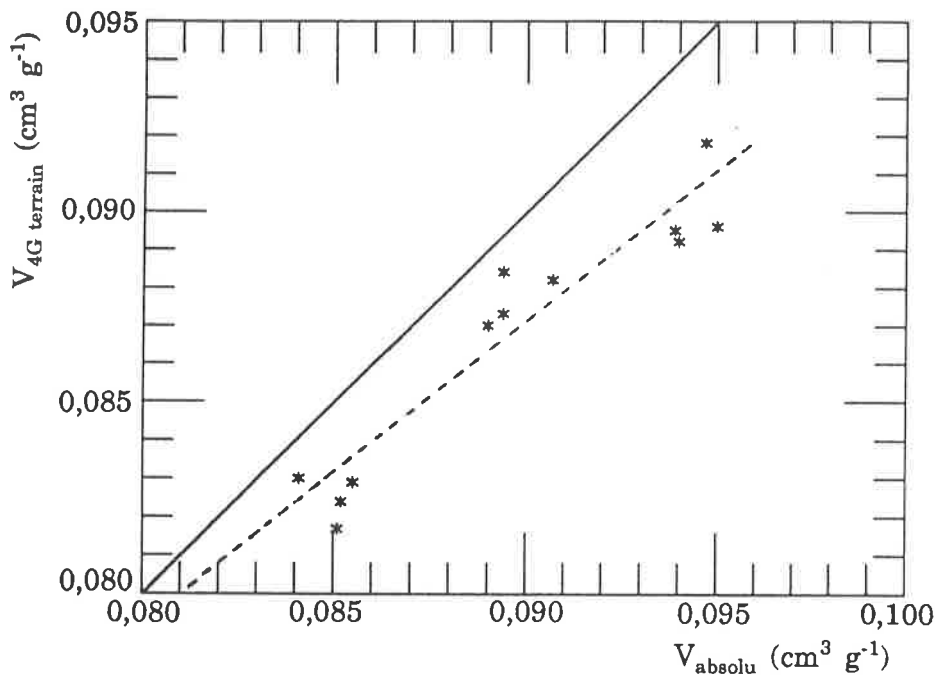


Figure V.8 : Teneur en gaz mesurée sur le terrain en fonction de la teneur en gaz absolue mesurée au LGGE pour les niveaux de profondeur communs du forage 4 G. La droite d'équation $V_{4G \text{ terrain}} = V_{\text{absolu}}$ est portée en trait plein, la régression linéaire entre les résultats est portée en pointillés.

V.3.2 **Profils de teneur en gaz pour le forage 3 G**

V.3.2.a Première approche : comparaison par plages de profondeur. Cette approche est illustrée par la figure V.9. Rappelons que les résultats obtenus en deçà de 800 m de profondeur, dans la partie fracturée de la carotte sont peu nombreux et de qualité moindre que les autres, ils ne fournissent qu'une indication qualitative des variations de V.

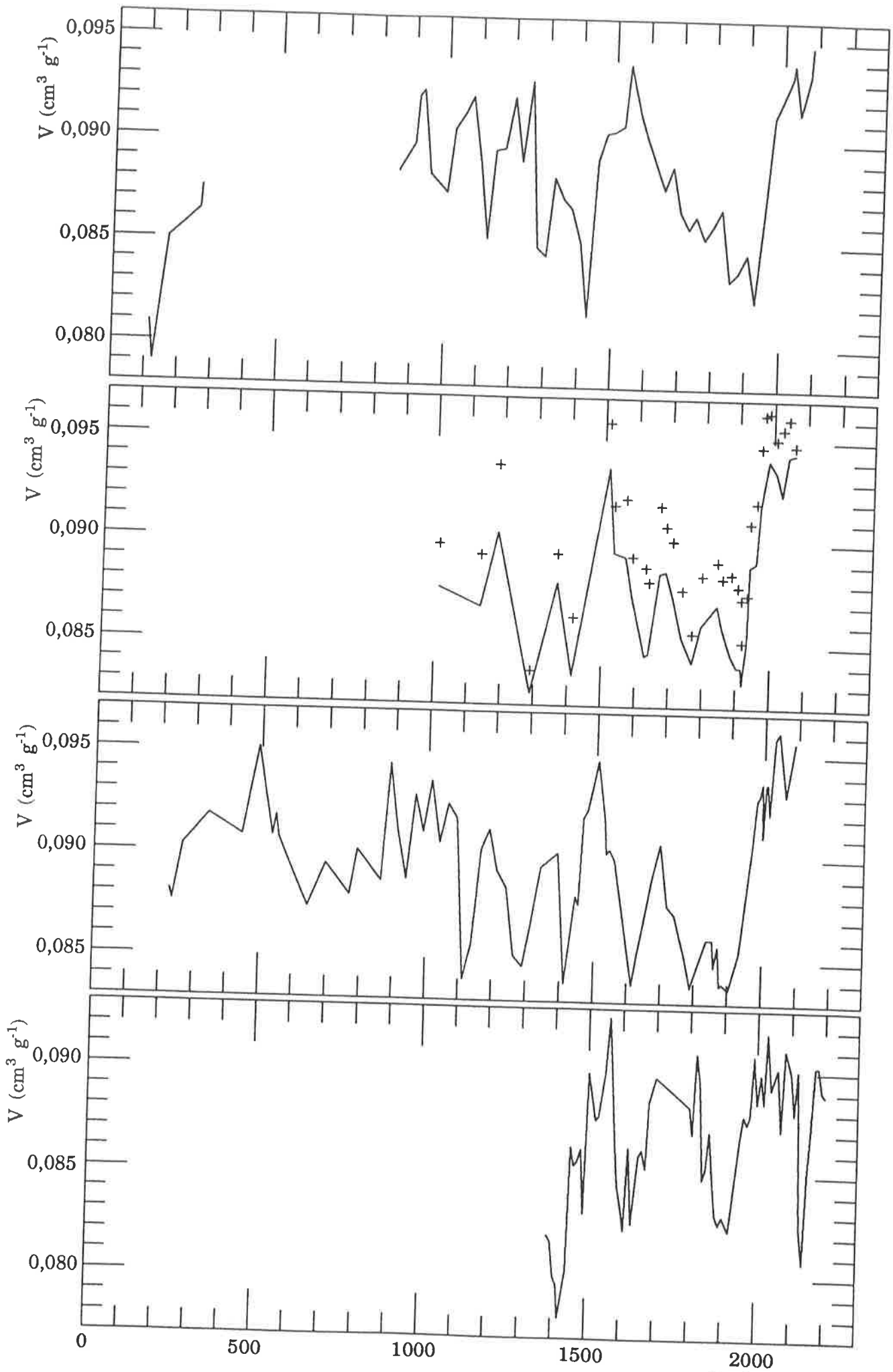


Figure V.9 : (page précédente) Comparaison des quatre profils teneur en gaz - profondeur pour le forage 3 G. Les courbes passant par les résultats moyens pour chaque niveau de profondeur sont portées en trait plein. De haut en bas figurent successivement le premier profil obtenu au LGGE, le profil absolu obtenu au LGGE, le profil obtenu en marge des mesures de méthane et le profil terrain. Sur le profil absolu, les croix représentent les résultats corrigés des pertes de gaz en surface des échantillons.

La comparaison des différents profils pour la plage allant de 800 à 2200 m de profondeur est plus délicate que pour le forage 4 G car il faut tenir compte de l'effet des échantillonnages différents.

Seules deux séries de données couvrent réellement la plage allant de 800 à 1400 m de profondeur, encore que l'échantillonnage soit relativement lâche (tous les 25 m en moyenne dans les deux cas). Tous les résultats indiquent un maximum relatif vers 1100 m, un minimum relatif vers 1200 m, un maximum relatif vers 1300 m et un minimum relatif vers 1350 m.

Un minimum marqué est présent sur tous les profils vers 1400 -1425 m de profondeur. Le pic négatif de teneur en gaz vers 1625 m n'est pas mis en évidence sur le premier profil mais il n'y a pas de résultats entre 1598,3 m et 1650,9 m pour cette série de données. A l'absence près de ce maximum pour le premier profil, tous les résultats indiquent une forte décroissance de V entre 1500 - 1550 m et 1625 m de profondeur.

Compte tenu des différences d'échantillonnage, on n'observe que deux résultats contradictoires dans la zone allant de 1650 à 1900 m : la valeur faible du premier profil à 1825,7 m et le maximum mesuré à la station Vostok sur une carotte prélevée à 1820 m.

En ce qui concerne la zone allant de 1900 à 2100 m de profondeur, où les profils ont un échantillonnage serré, tous les résultats indiquent un maximum de teneur en gaz entre 2000 et 2100 m de profondeur, puis une décroissance de V et un minimum vers 1900 m.

Le pic négatif de teneur en gaz à 2150 m de profondeur n'apparaît que sur le profil terrain car aucun échantillon n'a été analysé dans cette zone par les autres expérimentateurs.

V.3.2.b Deuxième approche : recherche de corrélation.

Comparaison entre résultats absolus et résultats terrain. Nous ne disposons pas de résultats obtenus sur des niveaux de profondeur communs, c'est pourquoi nous avons comparé ici les résultats provenant de carottes distantes de moins de 5 m. La dispersion plus grande des résultats (figure V.10) rapport au forage 4 G reflète vraisemblablement cette différence entre niveaux de profondeurs.

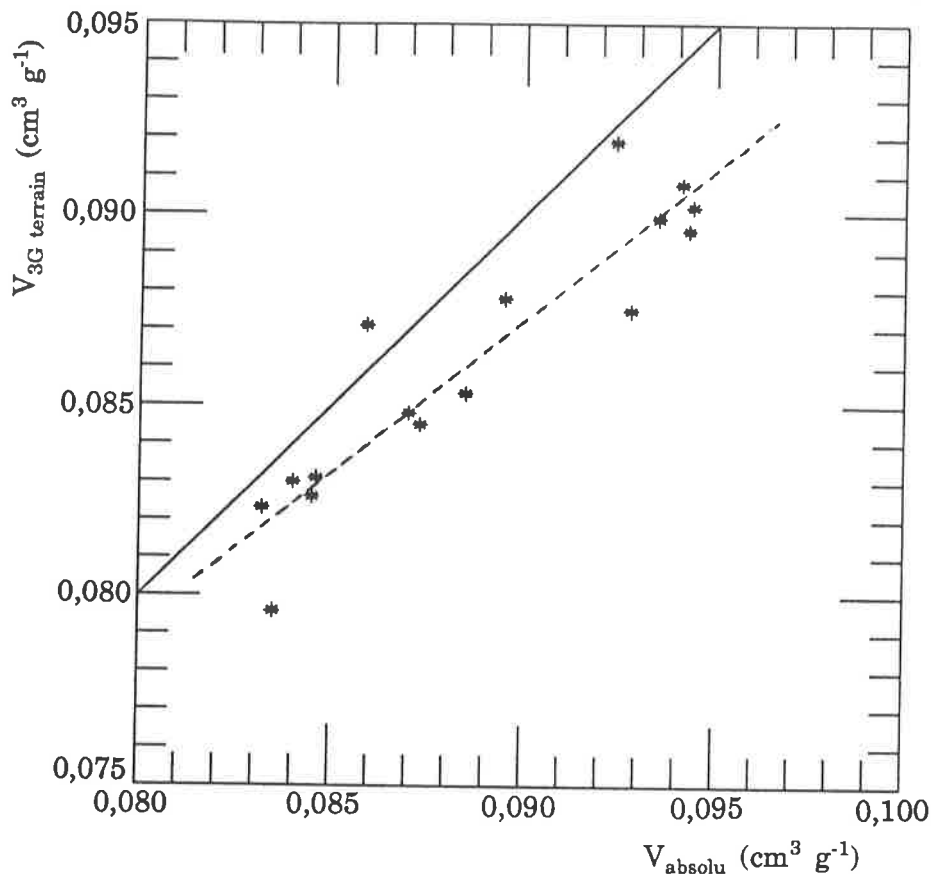


Figure V.10 : Teneur en gaz mesurée sur le terrain en fonction de la teneur en gaz absolue mesurée au LGGE pour les niveaux de profondeur distants de moins de 5 m (forage 3 G). La droite d'équation $V_{3G \text{ terrain}} = V_{\text{absolu}}$ est portée en trait plein, la régression linéaire entre les résultats est portée en pointillés.

Comme pour le forage 4 G, les résultats s'écartent nettement de la droite $V_{3G \text{ terrain}} = V_{\text{absolu}}$, et on obtient une droite de régression très similaire à la précédente (équation (4)) : $V_{3G \text{ terrain}} = 0,78 V_{\text{absolu}} + 0,017$. Les tailles des échantillons utilisés sont très différentes pour les deux profils, et les pertes de gaz en surface des échantillons sont théoriquement deux fois plus faibles pour les échantillons analysés à Vostok que pour les échantillons du profil absolu.

Cependant, cet effet ne permet pas d'expliquer la faible pente des régressions obtenues : on obtient une pente voisine des précédentes en comparant les résultats terrains aux résultats corrigés des pertes en surface (0,84). Les faibles pentes observées pourraient par contre être attribuées au fait que les méthodes de fusion sous liquide semblent écraser les variations de V par rapport aux méthodes de fusion regel sous vide (D. Raynaud, communication personnelle).

Comparaison entre résultats méthane et résultats absolus. Nous disposons pour cela de 20 niveaux de profondeurs analysés par les deux méthodes. La dispersion des résultats est relativement importante (figure V.11). Ceci est probablement dû à l'erreur sur les résultats méthane liée à l'incertitude sur la température de la gamelle. Rappelons que la bonne coïncidence des valeurs absolues de V obtenues par les deux méthodes est artificielle (la valeur de température de la gamelle a été ajustée pour cela). D'autre part, compte tenu de la dispersion on peut considérer que la pente des résultats ne s'écarte pas significativement de 1.

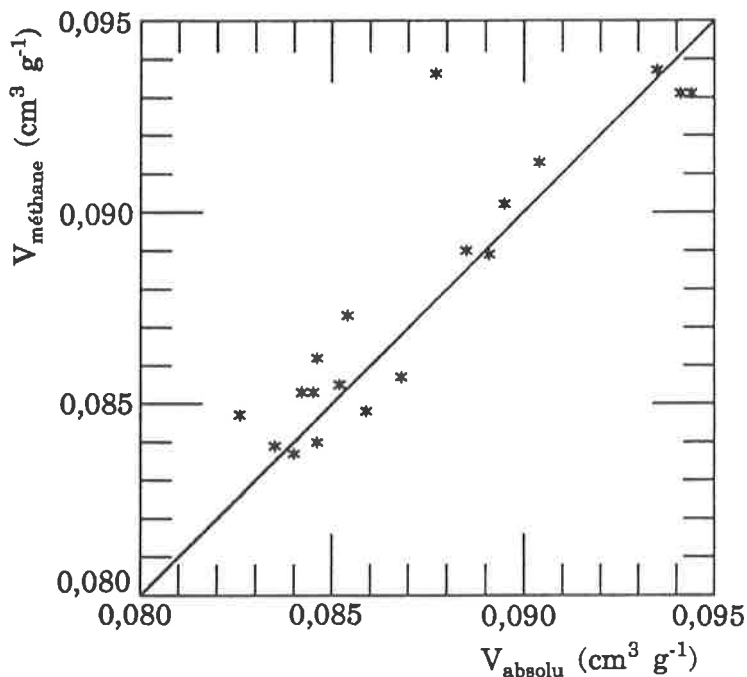


Figure V.11 : Teneur en gaz mesurée conjointement au méthane en fonction de la teneur en gaz absolue pour les niveaux de profondeur communs (forage 3 G). La droite d'équation $V_{\text{méthane}} = V_{\text{absolu}}$ est portée en trait plein.

Comparaison entre résultats du premier profil et résultats absolus. En raison des différences d'échantillonnage, nous n'avons pu obtenir suffisamment de points pour cette comparaison qu'en sélectionnant les niveaux distants de moins de dix mètres. Ceci explique en partie la dispersion importante des résultats (voir figure V.12). En moyenne, on ne distingue pas d'écart systématique par rapport à la droite théorique : $V_{1er\ profil} = V_{absolu}$.

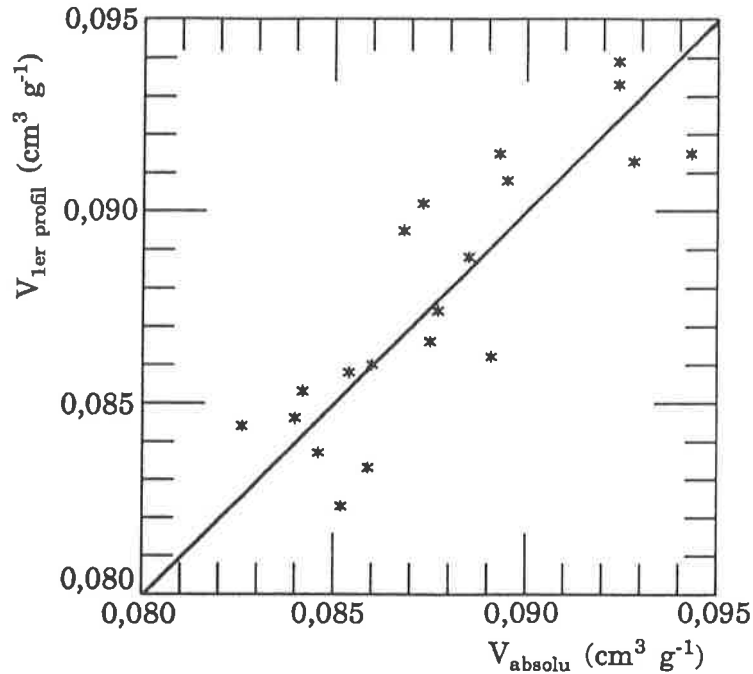


Figure V.12 : Teneur en gaz du premier profil en fonction de la teneur en gaz absolue pour les niveaux de profondeur distants de moins de 10 m (forage 3 G). La droite d'équation $V_{1er\ profil} = V_{absolu}$ est portée en trait plein.

V.4 PROFIL COMPOSITE DE TENEUR EN GAZ

Compte tenu des similitudes entre les profils et des résultats des corrélations mises en évidence au paragraphe précédent, nous pouvons tenter de mélanger toutes les données pour en tirer un profil composite à haute résolution temporelle. Les résultats du premier profil de teneur en gaz, ceux obtenus en marge des mesures de méthane et les résultats absolus sont directement intégrés à ce profil. Par contre, la régression (4), déterminée sur les niveaux communs du forage 4 G et confirmée par les résultats de la carotte 3 G, est appliquée aux résultats terrain avant l'intégration de ces valeurs au profil composite.

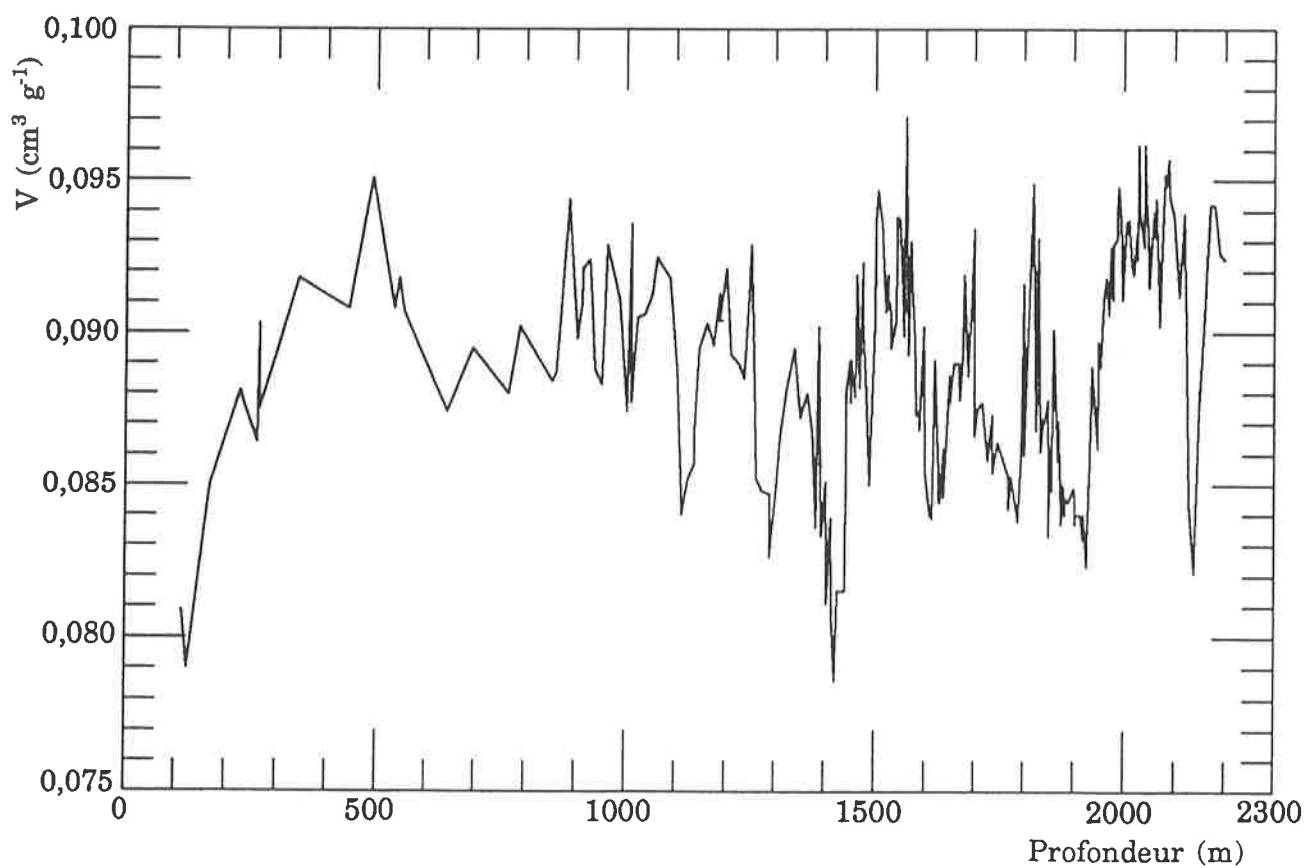
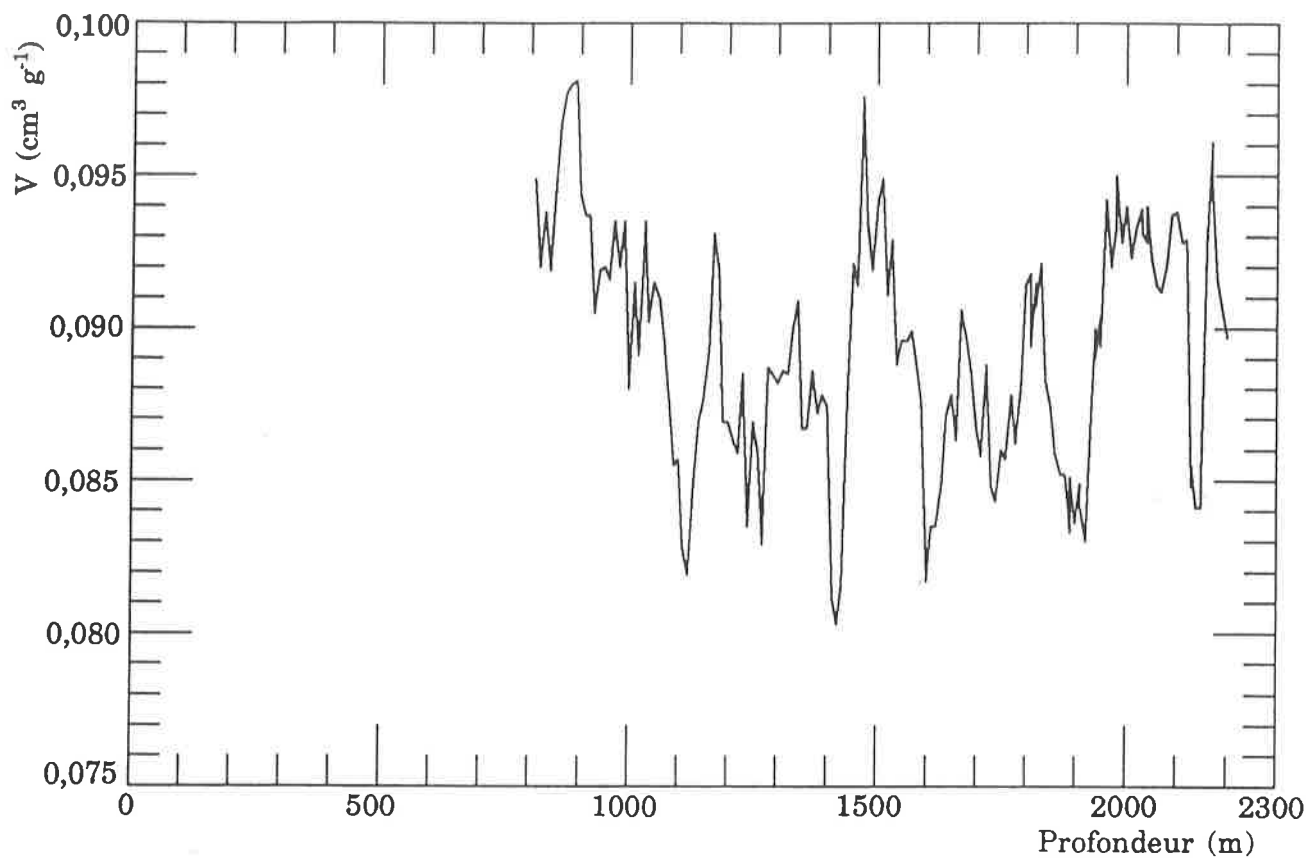
Dans un premier temps, nous tracerons un profil pour chacune des deux carottes de glace (3 G et 4 G). En effet, il existe une incertitude sur les profondeurs des carottes liée à l'inclinaison potentielle des trous de forage et à la présence de dérivations dans le forage 3 G. Nous comparerons ensuite les profondeurs auxquelles sont observées les variations importantes de teneur en gaz pour les carottes 3 G et 4 G afin d'établir un profil composite global.

V.4.1 *Profils composites pour chacun des forages 3 G et 4 G*

Le profil composite pour le forage 4 G regroupe les très nombreux résultats terrain et les douze niveaux analysés au LGGE. Une fois la régression linéaire appliquée, ces deux séries de résultats sont en très bon accord, c'est pourquoi la forme du profil présenté sur la figure V.13 (partie haute) ne diffère pas significativement de celle du profil terrain.

Le profil composite du forage 3 G (partie basse de la figure V.13) rend compte des grandes variations de la teneur en gaz détectées sur chacun des profils individuels et décrits au paragraphe V.3.2.a. Cependant, on y observe une variabilité importante des résultats à très courte échelle de temps. Cette variabilité peut être attribuée aux incertitudes expérimentales des différentes techniques utilisées. La variabilité due aux erreurs expérimentales apparaît naturellement beaucoup plus clairement sur un profil à haute résolution que sur des courbes à échantillonnage plus lâche. Par la suite, nous liserons les résultats pour nous affranchir de cette variabilité, qu'il faudra cependant garder en mémoire dans le discussion des amplitudes des variations de V observées.

Figure V.13 (page suivante) : Profils composites de teneur en gaz pour chacun des forages 4 G (partie haute de la figure) et 3 G (partie basse de la figure).



V.4.2 *Profil composite global.*

D'après des résultats préliminaires de Béryllium 10 (J.R. Petit, communication personnelle), les profondeurs des carottes pour les forages 3 G et 4 G sont identiques à moins de 10 m près vers 900 - 1000 m de profondeur et dans toute la plage allant de 1500 à 2200 m de profondeur. Ces résultats sont confirmés par les mesures de teneur en gaz. En effet, la résolution des deux profils composites 3 G et 4 G est supérieure à 10 m entre 1340 et 1750 m d'une part et entre 1790 et 2200 m de profondeur d'autre part. Compte tenu de la variabilité des résultats, on n'observe pas de différences significatives entre les niveaux auxquels se produisent les grandes variations de V sur les deux forages. Ce résultat montre également que les variations de la teneur en gaz ne sont très probablement pas liées à des variations de qualité des carottes de glace, qui n'ont pas de raison d'être identiques pour les deux forages.

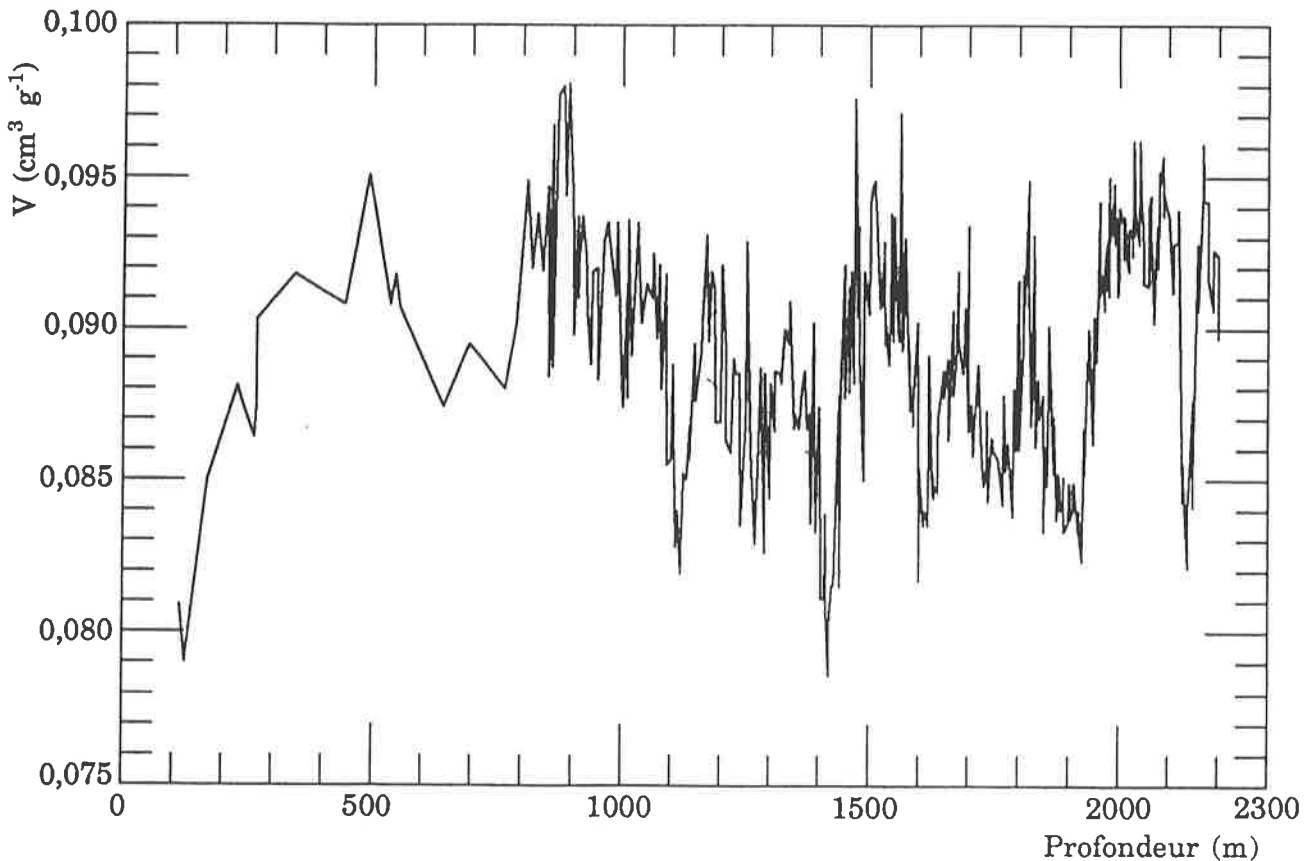


Figure V.14 : Profil composite global de teneur en gaz pour l'ensemble des carottes de Vostok.

La figure V.14 illustre le résultat du mélange direct des deux profils composites, sans aucun recalage de profondeur. La variabilité de V à très court terme est augmentée mais on relève toujours les mêmes grandes variations de V. Celles ci sont clairement définies sur la figure V.15 : un lissage par moyenne glissante à 3 points et un lissage spline y fournissent des résultats très similaires.

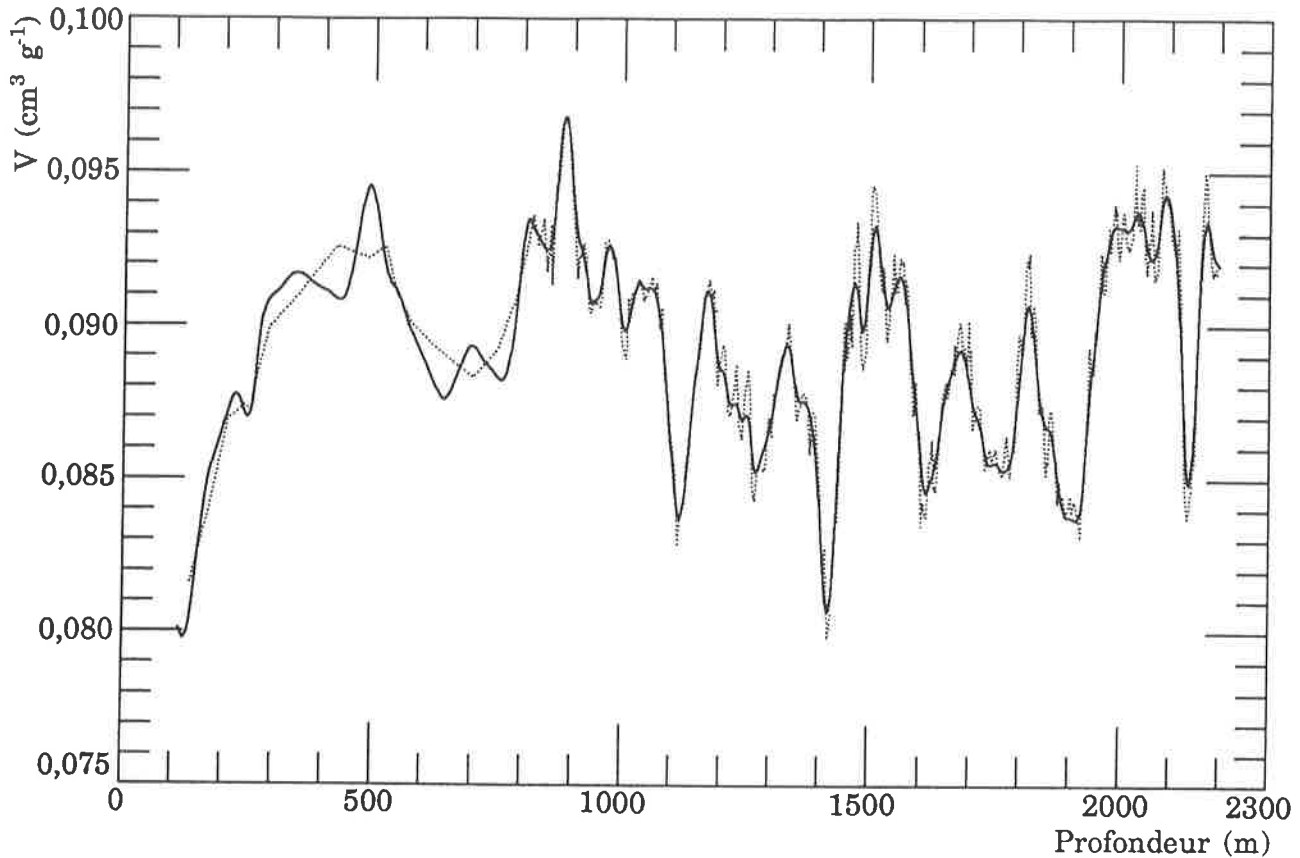


Figure V.15 : Lissages du profil composite global de teneur en gaz pour l'ensemble des carottes de Vostok. La courbe en trait plein est le résultat d'un lissage spline, la courbe en pointillés est le résultat d'un lissage par moyenne glissante à 3 points.

Dans la suite de ce travail, nous utiliserons le profil composite global de teneur en gaz (lissé ou non) ainsi que les résultats absolus pour discuter les amplitudes des variations de V. La raison majeure à cela est que le profil composite n'est pas corrigé des pertes de gaz en surface des échantillons en dehors de la zone où la glace est bulleuse. Or, la prise en compte des pertes de gaz en surface des échantillons peuvent modifier l'amplitude de certaines variations de V.

V.5 CONCLUSION

Trois méthodes analytiques différentes ont été utilisées pour déterminer les variations de teneur en gaz le long des carottes 3 G et 4 G forées à la station Vostok. Les différents profils obtenus montrent les mêmes grandes variations de la teneur en gaz. A ces grandes variations se superpose une variabilité à très court terme de V qui peut s'expliquer par les erreurs liées aux différentes techniques analytiques et par les différences d'échantillonnage d'un profil à un autre. La conclusion majeure de la comparaison des 6 profils de teneur en gaz issus de l'une ou l'autre des deux carottes de Vostok est que les variations de V de grande amplitude mises en évidence ne sont pas liées à des erreurs expérimentales ou à des variations de qualité des carottes de glace.

L'utilisation de plus de mille résultats de mesures sur 380 niveaux de profondeur a permis pour la première fois d'obtenir un profil de teneur en gaz à haute résolution pour un carottage profond.

CHAPITRE VI

**TRADUCTION DES RESULTATS DE TENEUR
EN GAZ EN TERMES DE PRESSION AU
CLOSE-OFF POUR LE PROFIL DE VOSTOK**

**TRADUCTION DES RESULTATS DE TENEUR
EN GAZ EN TERMES DE PRESSION AU
CLOSE-OFF POUR LE PROFIL DE VOSTOK**

VI.1 INTRODUCTION

Pour traduire les résultats de teneur en gaz (V) de glaces fossiles en termes de pression de l'air au moment du close-off (P_c), nous utiliserons la relation suivante, qui a été démontrée au chapitre IV :

$$P_c = V (1013/273) (T_c/V_c) \quad (1)$$

où T_c est la température du gaz au moment de son piégeage (au fond du névé) qui est déduite des résultats de mesures de teneur en deutérium de la glace (δD). V_c est le volume poreux de la glace au close-off, calculé d'après une relation empirique V_c - température qui est établie à partir de l'observation des variations géographiques actuelles de V_c : $V_c = a T_c' + b$. Si l'on suppose que les variations de V_c en fonction de la température sont essentiellement liées à des variations de la structure de la neige au moment de son dépôt (spectre de taille des grains, forme des grains ...), T_c' est la température au moment de la déposition de la neige.

Dans des conditions climatiques stables, les températures T_c et T_c' sont identiques. Par contre, au cours d'une transition climatique, la température atmosphérique peut varier sensiblement entre le moment où la neige se dépose et le moment où le gaz est piégé dans la glace. Cet effet, qui induit une différence entre T_c et T_c' , est particulièrement sensible dans la région de Vostok où l'accumulation neigeuse est très faible et où la transformation de la neige en glace prend plusieurs milliers d'années.

Dans ce chapitre, nous réaliserons une étude de sensibilité des différents paramètres qui interviennent dans le calcul de P_c : datations du gaz et de la glace, hypothèses faites pour évaluer T_c et T_c' , et fonction de transfert V_c - T_c .

choisie. Pour cela, nous utiliserons principalement le profil composite de teneur en gaz à Vostok lissé à l'aide d'une fonction spline (voir chapitre précédent, figure V.15).

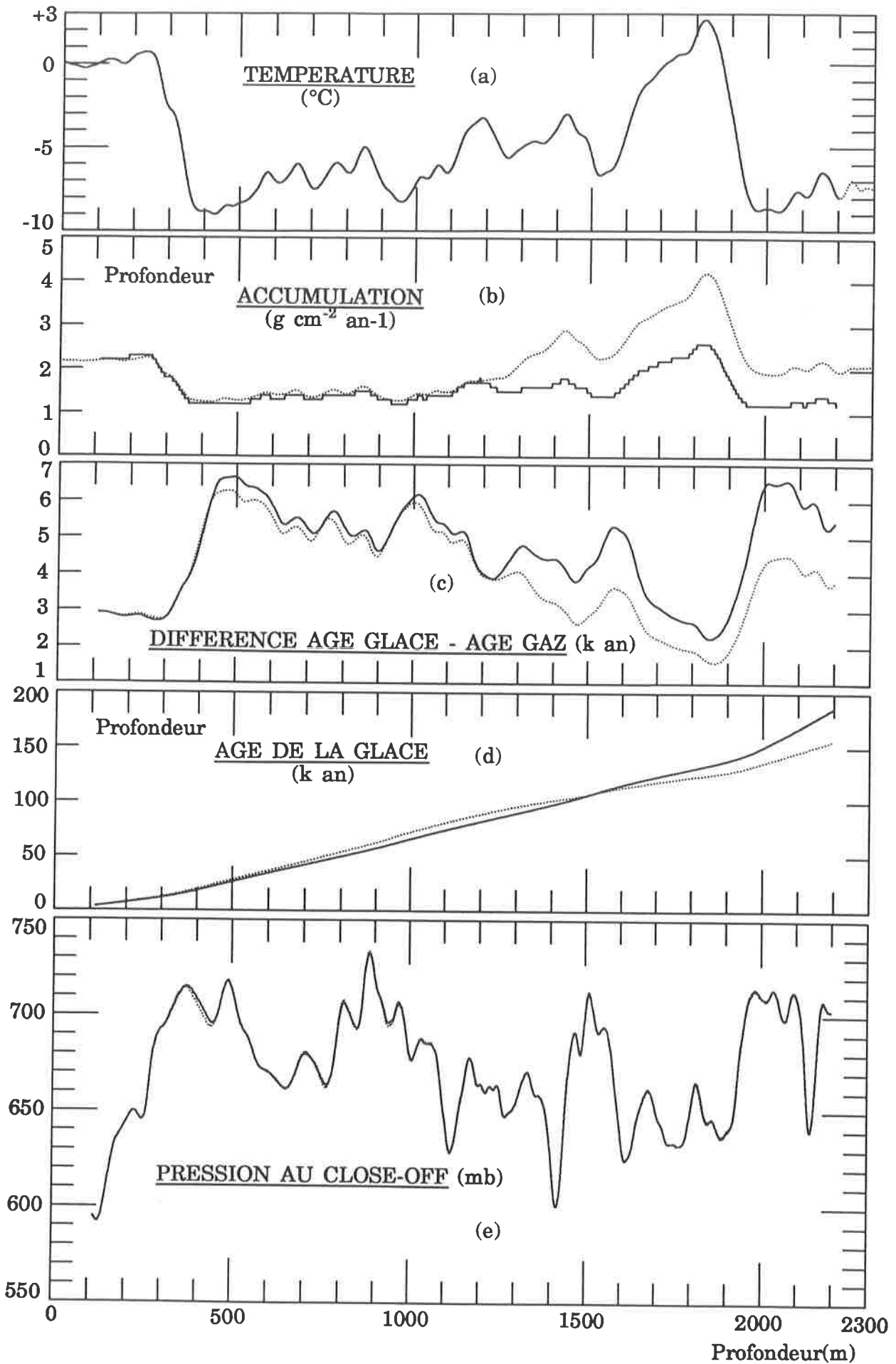
VI.2 INFLUENCE DES DATATIONS DU GAZ ET DE LA GLACE.

VI.2.1 *Influence de la datation de la glace.*

La datation de la glace peut théoriquement avoir une influence sur la traduction des résultats de V en termes de pression car datation et accumulation neigeuse sont directement liées. L'accumulation étant un paramètre sensible dans le calcul des différences entre âge du gaz et âge de la glace, la datation de la glace peut jouer sur la différence entre les températures T_c et T_c' .

Pour cette étude, nous comparerons deux chronologies issues d'un modèle à deux dimensions de l'écoulement de la glace. La première datation est celle publiée par Lorius et al. (1985). La seconde chronologie (C. Ritz, communication personnelle) diffère de la précédente par les deux faits suivants : elle prend en compte l'augmentation sensible de l'accumulation entre Vostok et Dôme B (qui est situé en amont de Vostok) et elle est calée sur les enregistrements de poussières atmosphériques des carottes marines. Ces deux datations sont présentées sur la figure VI.1 (d) ainsi que le profil de température (a) déduit de l'isotope (Jouzel et al., 1987), les profils d'accumulation neigeuse (b) relatifs à ces deux chronologies, les différences entre âge du gaz et âge de la glace (c) et les résultats de pression au close-off (e) correspondants.

Figure VI.1 : (page suivante) illustration de l'absence d'effet de la datation de la glace sur le calcul des pressions au close-off. La courbe du haut représente la différence de température par rapport à celle qui règne actuellement à Vostok (-55,5°C). Les courbes en trait plein sont établies à partir de la datation publiée de la glace, les courbes en pointillés correspondent à une datation calée sur les poussières marines. Les deux profils de pression au close-off sont presque parfaitement superposés. Pour ce test de sensibilité, nous avons utilisé l'équation (14) du chapitre IV comme relation $V_c - T_c$, nous avons supposé T_c' égale à la température à l'âge de la glace et T_c égale à la température à l'âge du gaz.



La figure VI.1 montre clairement la divergence des taux d'accumulation et des différences entre âge du gaz et âge de la glace relatifs aux deux datations à partir de 1200 m de profondeur. Cependant, ces divergences sont sans effet sur notre calcul de pressions au close-off.

En effet, une accumulation neigeuse plus grande pendant une transition climatique signifie (sans variation du signal température - profondeur) une transition climatique plus rapide. C'est pourquoi les variations de température pendant la durée du close-off restent pratiquement identiques. Ainsi, le calcul des températures T_c et T_c' est indépendant du choix de la datation de la glace, et notre calcul de P_c n'est pas affecté par ce choix.

VI.2.2 *Influence de la datation du gaz.*

VI.2.2.a Modification du calcul de Barnola et al. (sous presse). L'estimation la plus récente des différences entre âge du gaz et âge de la glace tient compte non seulement de l'effet direct d'un changement du taux d'accumulation, mais aussi des variations de la profondeur du close-off (z_c) avec la température et l'accumulation neigeuse. L'estimation de z_c est réalisée à partir d'un modèle semi empirique de la densification du névé, qui simule correctement les profils de densité observés actuellement dans des régions dont les températures et les accumulations neigeuses sont très différentes.

Barnola et al. (sous presse) ont estimé la profondeur z_c à partir de l'hypothèse usuelle selon laquelle le close-off se produit dans la gamme de densités allant de 0,8 à 0,83 g cm⁻³. Sur la figure VI.2, nous avons comparé les résultats directement issus de cette approche aux résultats que l'on obtient en prenant des densités au close-off compatibles avec les résultats de teneur en gaz du chapitre IV. Pour la seconde approche, la densité au close-off, reliée au volume poreux au close-off par la formule $V_c = 1/\rho_c - 1/\rho_i$ est déduite de la relation $V_c - T_c$ qui prend en compte l'ensemble des sites non soumis à une fusion estivale :

$V_c = 7,6 \cdot 10^{-4} T_c(K) - 0,057$ (cette relation est, parmi les trois proposées pour les sites les plus froids, celle dont la pente est intermédiaire).

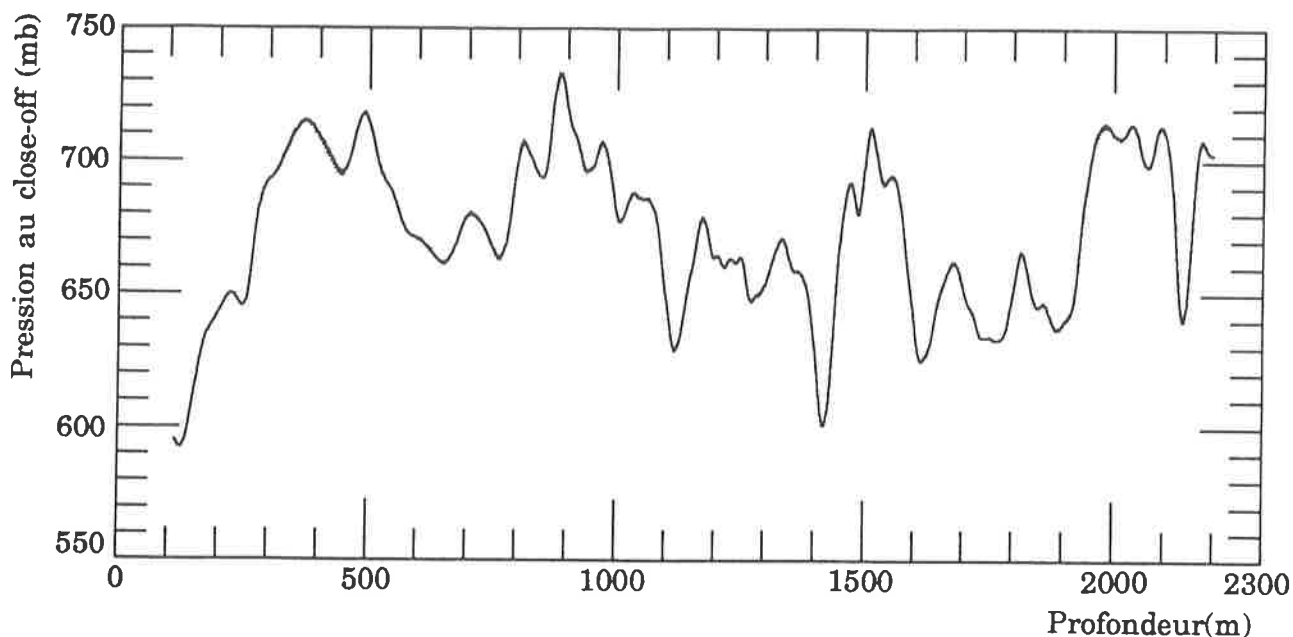


Figure VI.2 : Influence de la datation du gaz sur le calcul des pressions au close-off. Premier test : choix de la densité au close-off. La courbe en trait plein correspond à une datation du gaz compatible avec les densités au close-off déduites de résultats de teneur en gaz, la courbe en pointillés est obtenue à partir de la datation du gaz publiée par Barnola et al. (sous presse). Ces deux courbes se superposent presque parfaitement.

La figure VI.2 illustre l'influence très faible du choix de la densité au close-off sur le calcul des pressions au close-off. Pour un niveau de profondeur donné, l'écart entre pressions obtenues à partir de chacune des deux approches est toujours inférieur à 1 mb.

VI.2.2.b Comparaison avec la première datation publiée du gaz. Cette première datation (Barnola et al., 1987) ne prenait pas en compte les variations de la profondeur du close-off. Sur la figure VI.3, les résultats issus de cette première estimation sont comparés aux résultats qui prennent en compte une variation de la profondeur au close-off compatible avec les résultats de teneur en gaz. Les écarts de pression entre ces deux approches restent relativement faibles : moins de 10 mb, et les amplitudes des grandes variations de P_c sont peu affectées.

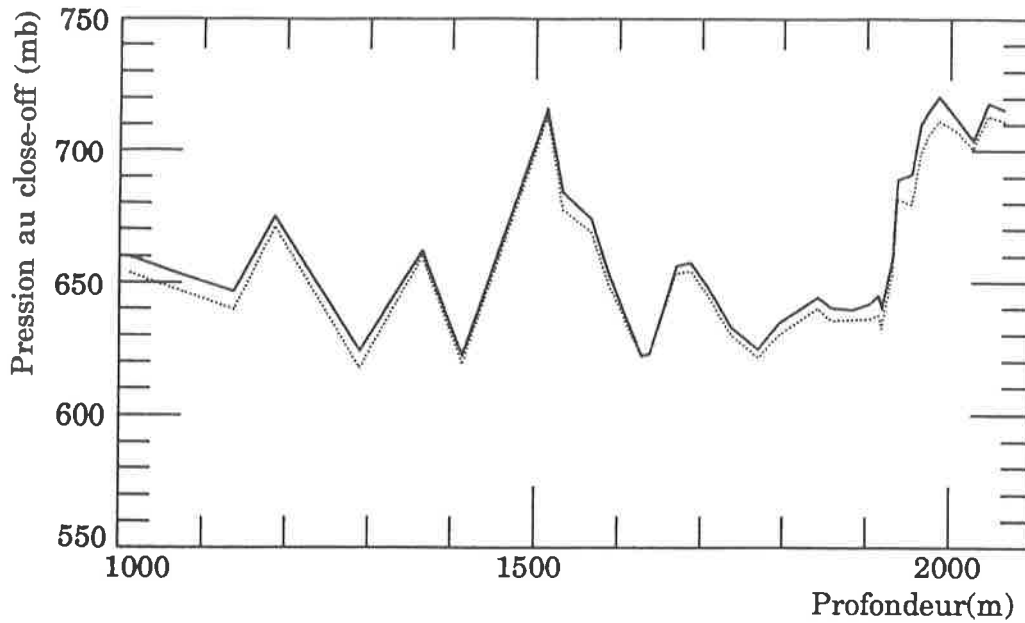


Figure VI.3 : influence de la datation du gaz sur le calcul des pressions au close-off. Deuxième test : prise en compte (courbe en trait plein) ou non (courbe en pointillés) des variations de la profondeur au close-off. Pour ce test, nous avons utilisé le profil absolu de teneur en gaz car tous les échantillons du profil composite n'ont pas été datés en utilisant la première méthode publiée.

VI.2.2.c Remarque supplémentaire. La prise en compte d'un comportement déphasé entre le gaz et la glace dans le passage de la teneur en gaz à la pression au close-off déforme le signal, en particulier dans les zones où les variations climatiques sont rapides. L'étude de sensibilité réalisée dans ce chapitre concerne précisément cette déformation du signal, c'est pourquoi nous avons choisi de tracer les courbes pression - profondeur.

Si l'influence du choix des datations du gaz et de la glace sur cette déformation du signal est faible, ces choix de datation ont un effet tout à fait significatif sur la durée de certaines variations de P_c . Les variations de la pression au close-off en fonction de l'âge seront discutées au chapitre suivant.

VI.3 INFLUENCE DE LA RELATION $V_c - T_c'$ UTILISEE.

Nous nous limiterons ici à tester la sensibilité des résultats à la paramétrisation des variations thermiques du volume poreux au close-off. L'effet

potentiel de variations non thermiques de V_c (variations possibles avec la vitesse du vent par exemple) sera abordé au chapitre suivant. Sur la figure VI.4, sont comparés les profils de pression au close-off obtenus avec les trois relations volume poreux au close-off - température proposées au chapitre IV pour les sites les plus froids. Pour tracer la courbe en trait plein, nous avons utilisé la relation $V_c = 7,6 \cdot 10^{-4} T_c'(K) - 0,057$, c'est à dire la régression linéaire entre les onze sites qui ne sont pas soumis au phénomène de fusion estivale. La courbe en pointillés correspond à la relation $V_c = 5,2 \cdot 10^{-4} T_c'(K) - 0,005$: régression linéaire obtenue à partir des trois sites les plus froids. Enfin, la relation $V_c = 10,3 \cdot 10^{-4} T_c'(K) - 0,119$ est l'équation de la droite passant par les résultats correspondant à Pôle Sud et Dôme C (courbe en trait tireté).

Le décalage systématique observé entre la courbe en trait tireté et les deux autres courbes provient de l'écart important entre la troisième relation $V_c - T_c'$ et les deux autres pour les températures inférieures ou égales à la température actuelle à Vostok. Ce décalage systématique mis à part, les amplitudes des variations de pression sont assez peu affectées par le choix d'une relation $V_c - T_c'$. Pourtant, les pentes des deuxième et troisième relations utilisées diffèrent d'un facteur 2. *Ceci signifie qu'une faible part seulement des variations de teneur en gaz observées est attribuable aux variations thermiques du volume poreux de la glace au close-off.* Plus précisément, le seul événement dont l'amplitude est significativement affectée par le choix de la fonction de transfert $V_c - T_c'$ est l'augmentation de pression qui se produit entre 1900 et 2000 m de profondeur : l'amplitude de cette augmentation varie de 67 à 93 mb. En effet, une fois prise en compte la différence entre âge de gaz et âge de la glace, cette augmentation de pression et la très forte diminution de la température correspondant à la dernière transition glaciaire - interglaciaire sont simultanées. Les autres grandes variations de V se produisent dans des gammes de profondeur pour lesquelles les variations de température sont insuffisantes pour affecter significativement l'amplitude des variations de P_c .

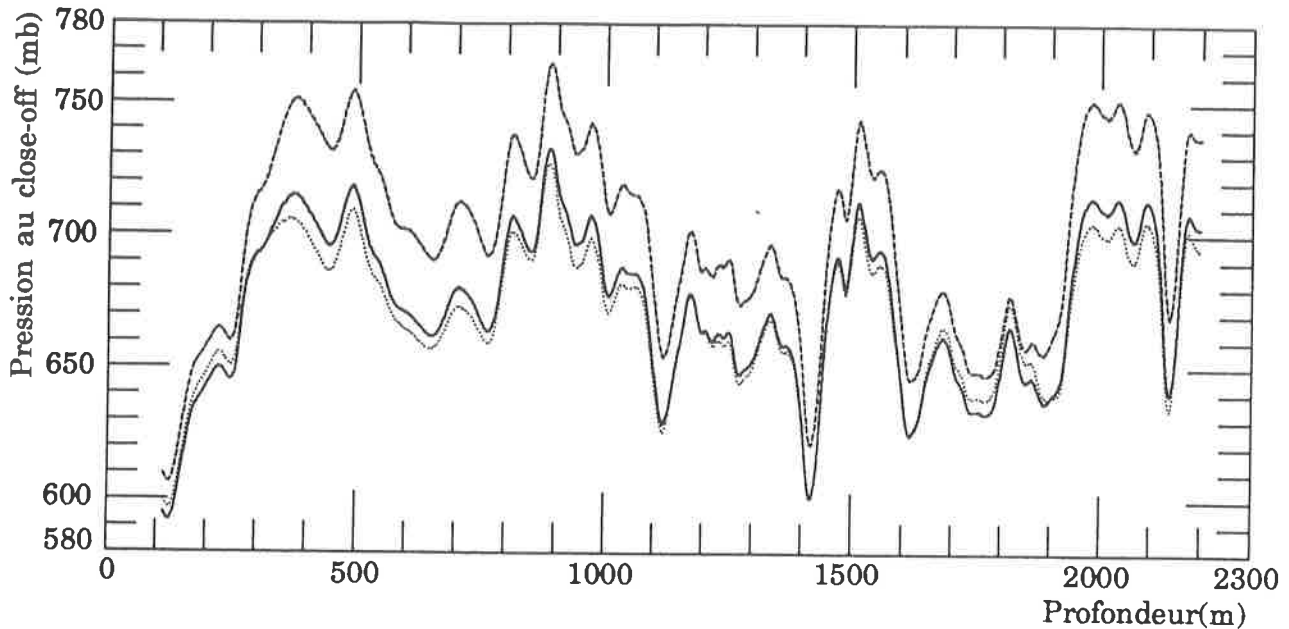


Figure VI.4 : influence du choix d'une fonction de transfert $V_c = f(T_c')$ sur le calcul des pressions au close-off. Les relations $V_c - T_c$ utilisées pour tracer chacune des trois courbes sont définies dans le texte.

VI.4 INFLUENCE DES HYPOTHESES FAITES POUR LE CALCUL DES TEMPERATURES T_c ET T_c' .

Les températures T_c et T_c' sont évaluées à partir du profil de température de dépôt de la précipitation le long de la carotte de Vostok (forage 3 G) publié par Jouzel et al. (1987). Ces données sont déduites de mesures en continu du contenu en deutérium de la glace (on note δD la différence de teneur en deutérium par rapport au SMOW : Standard Mean Oceanic Water). La traduction des teneurs en deutérium en termes de températures est basée sur une relation linéaire δD - température mise en évidence pour les conditions climatiques actuelles. Cette relation est validée par des prédictions théoriques du fractionnement cinétique au moment de la formation de la précipitation, qui se produit au sommet de la couche d'inversion de température. Les données de teneur en deutérium sont corrigées des variations de δD dans l'océan avant leur traduction en termes de température. La validité de l'utilisation d'un gradient δD - température actuel pour des conditions climatiques différentes est discutée dans Jouzel et al. (1987).

Les tests de sensibilité de ce paragraphe ne concernent pas la qualité de ce profil de température mais le choix des températures T_c et T_c' compte tenu du déphasage entre dépôt de la précipitation et piégeage du gaz.

VI.4.1 *Influence de l'incertitude sur la température du gaz au moment du close-off (T_c).*

Le calcul de T_c (température qui règne au fond du névé au moment du close-off) à partir de données de température en surface de la neige est liée à l'estimation de la vitesse de propagation dans le névé d'une perturbation de température atmosphérique. Il est possible de calculer la composante d'une telle propagation liée à la conduction thermique dans le névé. Ce calcul est déjà compliqué car le névé est un milieu de densité variable. Par ailleurs, une perturbation de température atmosphérique se transmettra aussi par l'air des pores du névé, qui est en contact avec l'atmosphère. Ce type de transport de chaleur peut dépendre fortement des mouvements d'air dans le névé, qui sont encore très peu étudiés (voir chapitre IV).

Nous envisagerons ici deux hypothèses extrêmes. Dans un premier temps, on suppose qu'une perturbation de température se transmet "instantanément" jusqu'au fond du névé ("instantanément" signifie pour nous beaucoup plus rapidement que l'enfoncement des couches de neige qui se déposent en surface). Dans ce cas, T_c sera prise comme égale à la température en surface de la neige à la date du close-off pour l'échantillon considéré. Un deuxième calcul de pression est réalisé en supposant qu'une perturbation de température en surface de la neige se transmet dans le névé au même rythme que l'enfoncement de la neige. Cette hypothèse conduit à utiliser pour T_c la température à laquelle s'est déposée la neige qui se trouve au close-off au moment de la fermeture des bulles de notre échantillon (température à l'âge de la glace). Les résultats de ces deux approches sont comparés sur la figure VI.5.

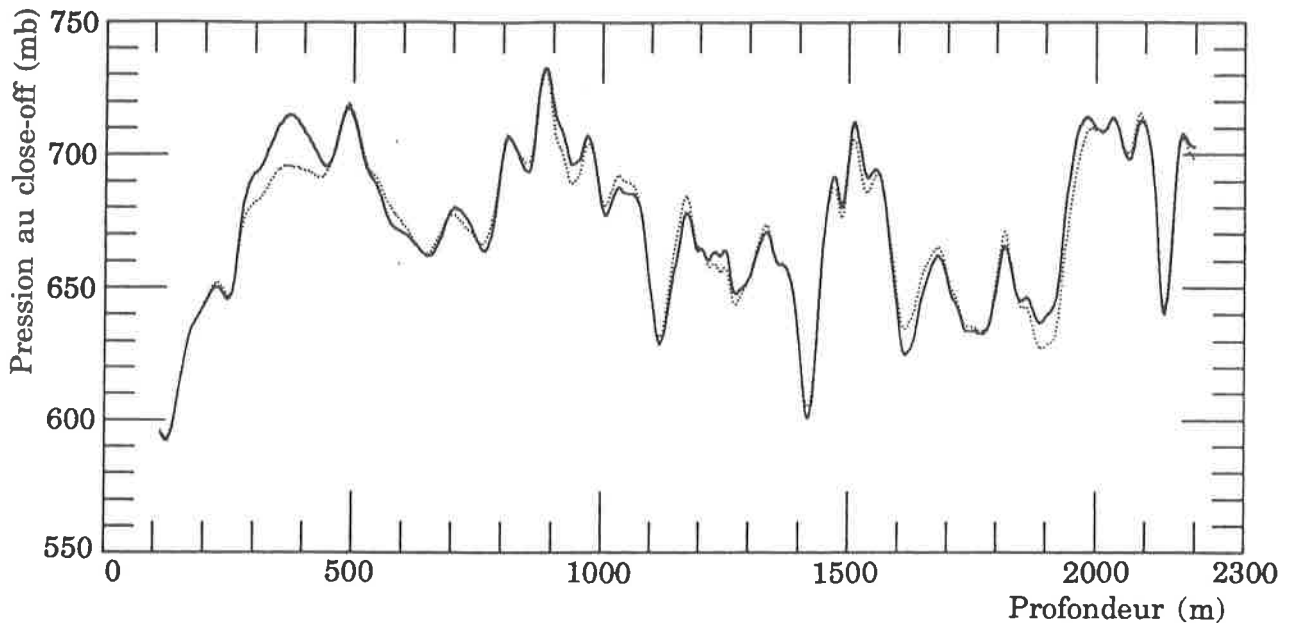


Figure VI.5 : influence de l'erreur sur le choix de T_c . La courbe en trait plein correspond à l'hypothèse de transmission "instantanée" d'une perturbation de température jusqu'à la profondeur du close-off, la courbe en pointillés correspond à la transmission d'une telle perturbation au même rythme que l'enfoncement de la glace.

L'hypothèse faite sur T_c affecte assez peu l'amplitude des grandes variations de P_c : 11 % maximum. Par contre, on peut noter que la tendance générale du signal entre 1600 et 1900 m de profondeur est modifiée : la première hypothèse conduit à observer en moyenne une légère diminution de P_c dans cette plage de profondeurs. Cette diminution n'est plus observée dans le cadre de la seconde hypothèse.

VI.4.2 ***Influence de l'incertitude sur la température T_c ?***

Rappelons que T_c' est la température à partir de laquelle V_c est déterminé. Une première hypothèse consiste à considérer que les variations de V_c sont essentiellement conditionnées par des variations thermiques de la géométrie de la neige en surface de la calotte. Dans ce cas, il faudra prendre en compte la température de déposition de la neige qui constitue notre échantillon. Si l'on suppose au contraire que les variations thermiques de V_c sont essentiellement liées aux conditions thermiques de la transformation de la neige en glace, il faudra prendre en compte la température qui règne en moyenne dans le névé

pendant cette transformation. Pour s'éloigner au maximum de la première hypothèse, on supposera qu'une variation de température se transmet instantanément jusqu'au fond du névé. Pour des raisons de simplicité de calcul, on assimilera la température moyenne du névé à la demi somme des températures en surface de la neige au moment de sa déposition et au moment du close-off.

Les différences entre les courbes correspondant à ces deux approches (figure VI.6) sont du même type que les différences observées lors de l'étude de sensibilité sur T_c .

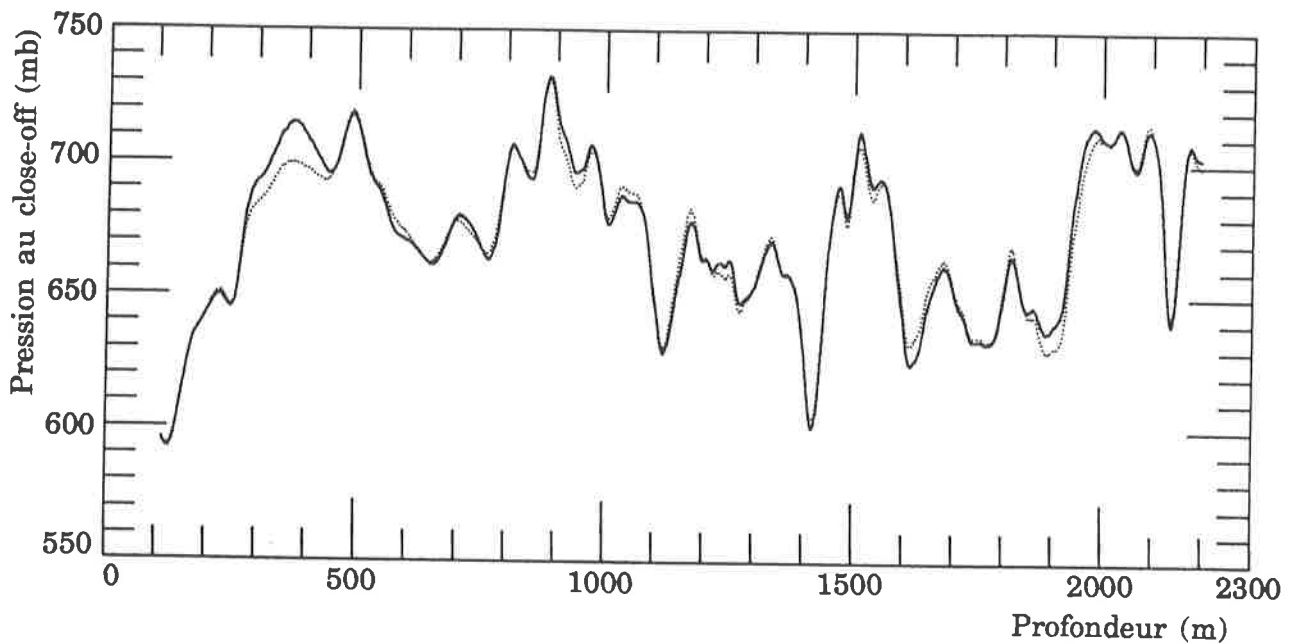


Figure VI.6 : influence de l'erreur sur le choix de T_c' . La courbe en trait plein correspond à l'hypothèse selon laquelle V_c varie avec la température de déposition de la neige, la courbe en pointillés se réfère à l'hypothèse de variations de V_c en fonction de la température moyenne dans le névé.

VI.5 SYNTHESE ET PRESENTATION DES RESULTATS DE PRESSION.

L'analyse des résultats de teneur en gaz des carottes de Vostok, où les différences entre âge du gaz et âge de la glace sont de plusieurs milliers d'années, nécessite la prise en compte des variations de paramètres climatiques tels que la

température et l'accumulation neigeuse entre la date de déposition de la neige et la date de piégeage du gaz. Cette prise en compte conduit à une déformation significative du signal lorsque l'on passe de la teneur en gaz à la pression au close-off dans le cadre de conditions climatiques instables à l'échelle de quelques milliers d'années.

Nous avons montré aux paragraphes précédents que les résultats de nos calculs de pression sont indépendants de la datation de la glace, mais peuvent dépendre de l'estimation d'autres paramètres (à des degrés divers et sans que les amplitudes des grandes variations de P_c ne soient fortement affectées). Le but de ce paragraphe est de présenter les hypothèses "les plus réalistes" pour calculer des pressions au close-off, et les courbes qui seront utilisées au chapitre suivant pour l'interprétation des résultats.

VI.5.1 *Hypothèses adoptées pour la suite de cette étude.*

En ce qui concerne l'estimation de la différence entre âge du gaz et âge de la glace, nous privilégierons la modification apportée dans ce travail à la méthode d'estimation la plus récente (Barnola et al., sous presse) de l'âge du gaz. Rappelons que cette approche tient compte des variations de la profondeur au close-off en fonction de la température et de l'accumulation. La densité au close-off est estimée par extrapolation aux basses températures des variations thermiques moyennes de V_c observées actuellement (nous avons montré que les pressions au close-off dépendent très peu de l'hypothèse sur ρ_c adoptée pour le calcul des âges du gaz).

Nous supposons, pour l'évaluation de T_c que la transmission d'une perturbation de température atmosphérique jusqu'à la profondeur du close-off est beaucoup plus rapide que l'enfoncement de la neige. Nous avons vu au chapitre IV que les variations géographiques actuelles de V_c semblent être plutôt liées aux variations de géométrie de la neige en surface de la calotte qu'aux conditions du métamorphisme de cette neige. C'est pourquoi nous choisirons T_c' comme étant la

température au moment de la déposition de la neige qui constitue notre échantillon.

Lorsque l'on applique l'équation : $P_c = (V/V_c) T_c (P_0/T_0)$, l'incertitude majeure concerne l'évaluation de V_c . Dans ce chapitre, nous n'avons envisagé que des variations thermiques de V_c . Pour la suite de cette étude, nous privilégierons la relation $V_c - T_c$ établie à partir des onze sites sans strates de glace de regel, dont la pente est intermédiaire entre celles des deux autres droites envisagées. L'incertitude sur la pente des variations thermiques de V_c n'affecte l'amplitude des variations de P_c que dans le cas des grandes transitions climatiques (glaciaire - interglaciaire).

VI.5.2 Courbes pression au close-off - profondeur.

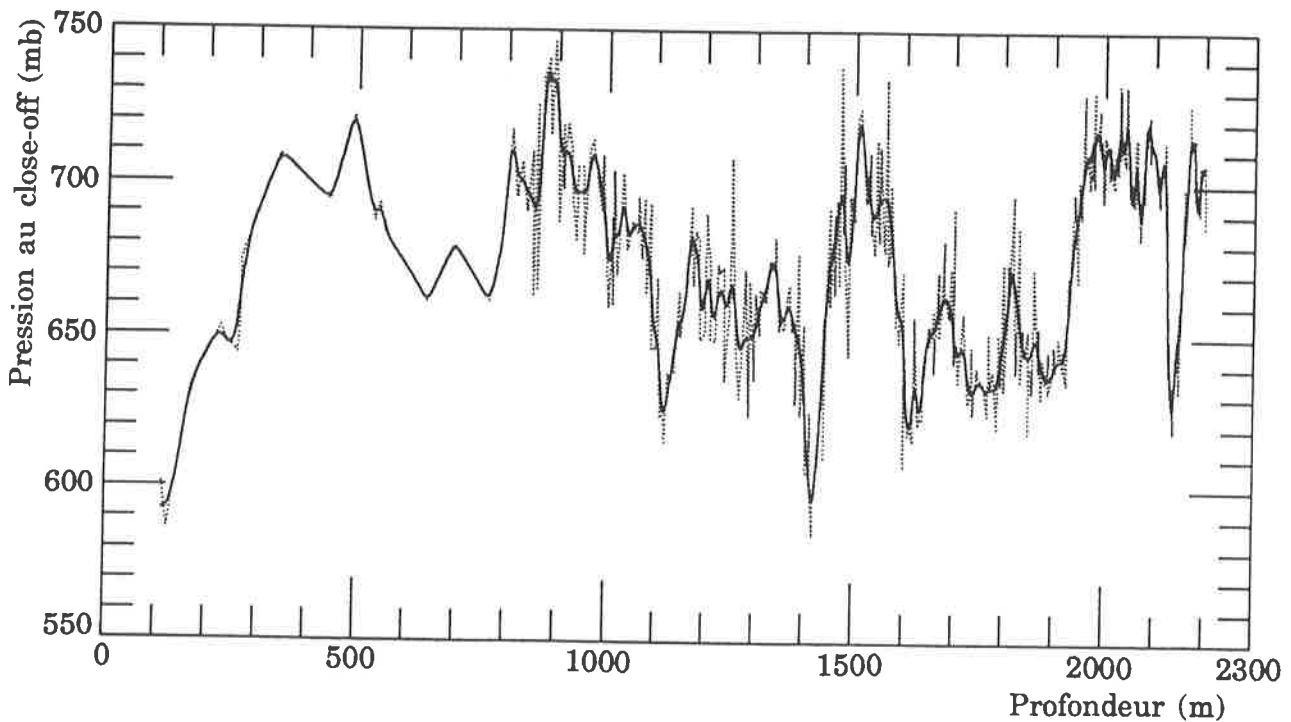


Figure VI.7 : Profil composite de pression au close-off en fonction de la profondeur. Les données brutes sont portées en pointillés et la courbe en trait plein est un lissage spline de ces résultats.

La comparaison des profils composites de pression au close-off (figure VI.7) et de teneur en gaz (chapitre V, figures V.14 et V.15) permet de mettre en évidence une déformation significative du signal liée au passage de V à P_c . L'amplitude de la variation de P_c liée à l'avant dernière transition glaciaire interglaciaire (1900 - 2000 m) est plus faible que celle du pic négatif de pression vers 2150 m alors que le contraire est observé sur le signal de teneur en gaz. Par ailleurs, les deux pics négatifs de teneur en gaz vers 1680 et 1820 m de profondeur sont fortement écrasés par le passage à des données de pression au close-off.

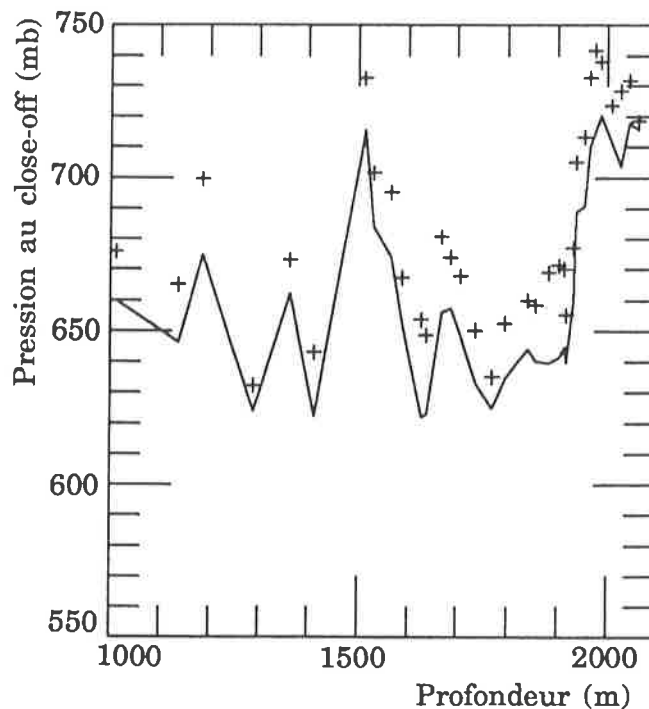


Figure VI.8 : Profil de pression au close-off déduit des données absolues de teneur en gaz en fonction de la profondeur. La courbe en trait plein correspond aux données non corrigées de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons, les croix représentent les résultats corrigés.

Les résultats "absolus" de teneur en gaz, portés en pression sur la figure VI.8, sont montrés ici car ils seront utilisés au chapitre suivant pour discuter les amplitudes des variations de P_c .

CHAPITRE VII

INTERPRETATION DU PROFIL DE TENEUR EN GAZ DE VOSTOK

INTERPRETATION DU PROFIL DE TENEUR EN GAZ DE VOSTOK

VII.1 INTRODUCTION

L'étude de la carotte de Vostok a permis d'accéder à de nombreux paramètres liés aux variations du climat et de la chimie de l'atmosphère au cours du dernier cycle climatique avec une bonne résolution, puisque le bas de la carotte est encore très loin du socle rocheux. Certaines de ces données sont importantes pour l'interprétation des résultats de teneur en gaz de la glace. En premier lieu, citons le profil de température isotopique, largement utilisé au chapitre précédent pour traduire les données de teneur en gaz en termes de pression au close-off.

Le profil de température isotopique permet de calculer un profil d'accumulation neigeuse dans le cadre de la théorie de Robin (1977), qui relie température et accumulation neigeuse dans les régions centrales de l'Antarctique via les variations thermiques de la pression de vapeur saturante de l'eau dans l'air. Cette approche conduit à calculer une réduction de moitié environ de l'accumulation neigeuse en période glaciaire. Ces résultats sont cohérents avec les mesures de béryllium 10, qui permettent d'accéder au taux d'accumulation si l'on suppose que le taux de production de ^{10}Be dans l'atmosphère n'a pas varié dans le passé. Ces données d'accumulation sont très intéressantes du point de vue de la teneur en gaz, puisque les variations d'accumulation constituent une source de variations d'épaisseur de la glace.

La mesure des profils de concentration en poussières, en aluminium et en sodium de la carotte de Vostok ont révélé de fortes augmentations des flux d'aérosols continentaux et marins pendant des épisodes particulièrement froids de la chronologie de la carotte. Ces pics ont été expliqués par une circulation

atmosphérique renforcée à grande échelle, associée pour les poussières d'origine continentale à une augmentation de la surface des zones arides et de la turbulence au dessus de ces zones source. Ces résultats, conjointement aux données de taille des cristaux, vont nous permettre de discuter deux sources potentielles de variations non thermiques du volume poreux au close-off : le vent et l'effet possible d'une modification de la vitesse de croissance des cristaux en lien avec la présence d'une quantité fortement accrue de poussières dans la glace.

VII.2 CARACTERISTIQUES DU SIGNAL DE PRESSION AU CLOSE-OFF

Le but de ce paragraphe est de décrire les problèmes posés par l'interprétation de ces résultats.

VII.2.1 *Présentation des profils.*

Les pressions au close-off calculées avec la méthode décrite au chapitre précédent sont portées en fonction de l'âge et en regard de la courbe de température isotopique sur la figure VIII.1. Rappelons que les résultats postérieurs à 50 000 ans avant nos jours (50 k ans BP) sont peu nombreux et moins fiables en raison de la fracturation de la carotte. En raison de leur faible précision, ces résultats seront exclus de la discussion dans la suite de ce chapitre.

Cependant, si l'on se réfère à la pression au close-off déduite des mesures actuelles de pression atmosphérique à la station Vostok (632 mb) pour l'Holocène la pression au close-off de la glace au cours des 180 000 dernières années était la plupart du temps plus élevée qu'actuellement, et celle de l'interglaciaire centré vers 120 - 135 k ans BP (figure VIII.1) était voisine de sa valeur actuelle. La figure VIII.1 montre aussi des variations rapides et de grande amplitude de P_c : des variations équivalentes à environ 100 mb peuvent se produire en quelques milliers d'années.

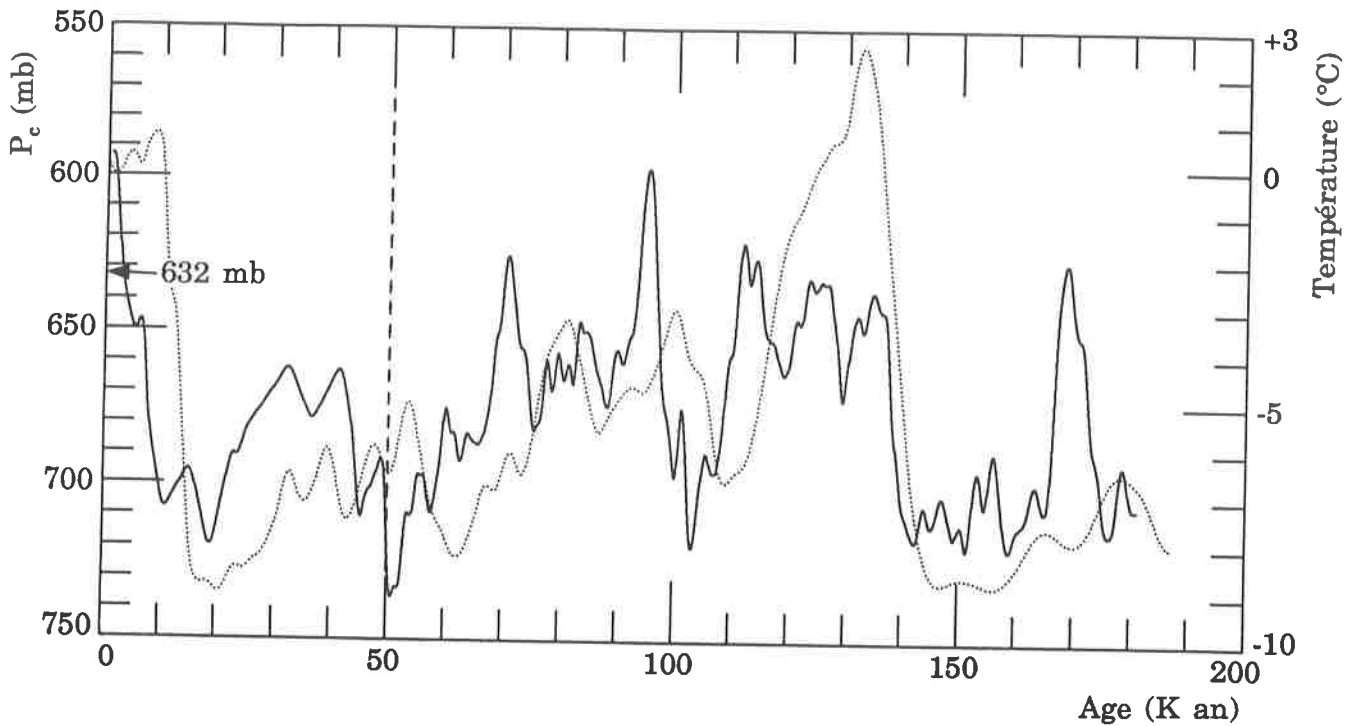


Figure VIII.1 : variations de la pression au close-off (courbe en trait plein) et de la température isotopique (courbe en pointillés) en fonction de l'âge (en milliers d'années avant nos jours). remarque : nous avons porté les pressions croissantes du haut vers le bas afin de faciliter la comparaison des courbes.

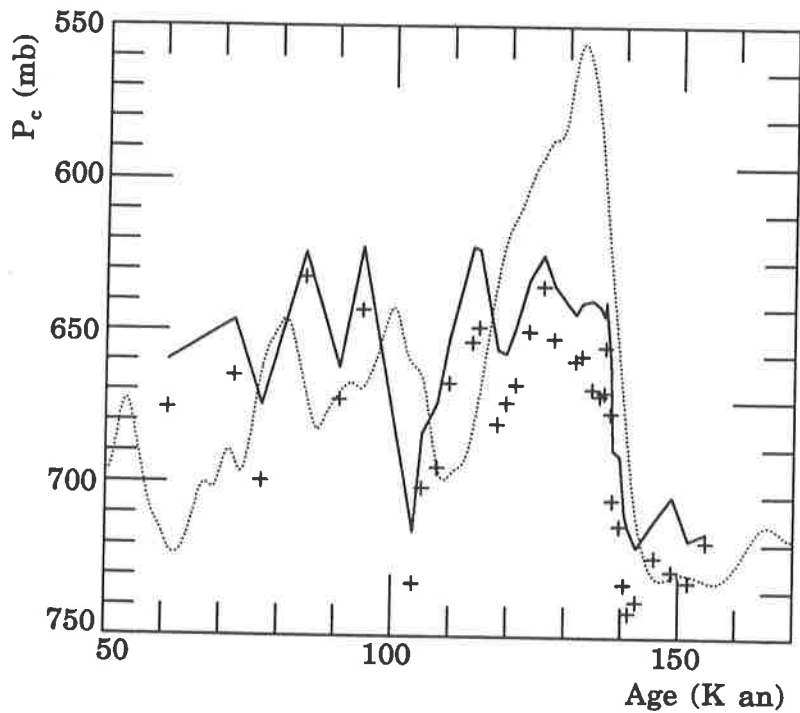


Figure VIII.2 : Résultats de pression au close-off issus des mesures "absolues" de teneur en gaz. La courbe en trait plein représente les résultats non corrigés des pertes en surface, les résultats corrigés sont portés sous forme de croix. Le profil de température isotopique est reporté en pointillés.

Ces variations ne sont pas des sauts brutaux mais sont très vraisemblablement continues. En effet, les courbes obtenues avec une même méthode de mesure de V , lorsque leur résolution temporelle est suffisante, possèdent des points intermédiaires entre les maxima et les minima. Par ailleurs, une seule des grandes variations de P_c est clairement en phase avec la courbe de température isotopique : celle correspondant à l'avant dernière transition glaciaire - interglaciaire (entre 130 et 145 k ans BP sur la figure VII.2). C'est à cet événement climatique que nous allons nous intéresser dans un premier temps. Préalablement, il est intéressant de présenter les résultats absolus de teneur en gaz, qui illustrent l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons sur l'amplitude de cette transition pour le gaz (figure VIII.2.)

Rappelons que les tests de pertes en surface sont trop imprécis pour que l'on puisse considérer chaque résultat individuel comme fiable. Seuls les résultats moyens sur plusieurs niveaux sont représentatifs. Trois des quatre premières carottes analysées à la fin de la transition glaciaire - interglaciaire du gaz révèlent des pertes de gaz exceptionnellement élevées et, pour prendre en compte un tel effet, il faudrait alors ôter 5 à 10 mb sur l'amplitude de cette transition fournie par le profil composite. En raison du nombre de mesures plus faible, il est plus délicat de chiffrer cet effet sur les autres variations de P_c . L'amplitude de l'augmentation très forte de pression située vers 110 k ans BP pourrait être réduite d'environ 5 mb mais le pied et le sommet de cette variation sont trop mal définis pour que l'on puisse être affirmatif. L'augmentation de pression qui prend fin vers 120 k ans BP pourrait être au contraire amplifiée, mais là encore, le point de départ de cette augmentation n'étant défini que par un point, on ne peut réellement conclure. Quoiqu'il en soit, l'effet des pertes en surface est relativement faible et ne remet pas en cause l'existence des grandes variations de P_c observées sur la figure VII.1.

VII.2.2 *Avant dernière transition glaciaire - interglaciaire.*

Rappelons qu'il s'agit ici de poser le problème et non d'aboutir à l'interprétation de cet événement. Une variation de P_c en phase avec une augmentation importante de la température isotopique peut être à priori attribuable à une variation d'épaisseur de la calotte en réponse à la modification du taux d'accumulation. Dans ce cadre, on s'attend dans la région de Vostok à un épaissement de la calotte pour une transition glaciaire - interglaciaire, en réponse au doublement du taux d'accumulation lié à l'augmentation de température. Cet épaissement de la calotte doit se traduire en un site donné par une baisse de pression atmosphérique à sa surface. La variation observée va effectivement dans ce sens.

Suivant les hypothèses adoptées pour le passage de V à P_c (voir chapitre précédent), on observe une chute de pression de 70 à 120 mb en 4500 à 7500 ans. Cinq à dix millibars peuvent être attribuables à des variations de pertes de gaz en surface des échantillons. Le reste de la diminution de P_c , interprétée uniquement en termes d'altitude, correspondrait à une augmentation de 600 à 1500 m en 4500 à 7500 ans (avec un gradient pression - altitude compris entre 8 et 10 mb par 100 m). Remarquons que d'après le modèle de Barnola et al. (sous presse), les variations de la profondeur du close-off au cours d'un cycle climatique n'excèdent pas une trentaine de mètres, les variations d'altitude mentionnées ci-dessus reflètent donc essentiellement des variations d'altitude de la surface de la calotte. En négligeant l'effet de l'écoulement de la glace (en considérant qu'il s'arrête complètement), il faudrait une accumulation moyenne de 7,5 à 30 cm d'équivalent eau par an pendant le temps d'augmentation de P_c (l'accumulation actuelle à Vostok n'est que de 2 cm par an). Cette augmentation étant enregistrée dans 80 mètres de carotte, l'interprétation ci-dessus suppose ou bien un facteur d'amincissement des couches de glace radicalement différent entre cette partie et le reste de la carotte, ou que la datation de la carotte soit fautive d'un facteur 3 au moins. Ces deux hypothèses étant extrêmement peu vraisemblables, la

variation de teneur en gaz au cours de l'avant dernière glaciation doit refléter pour une large part des phénomènes autres qu'une augmentation d'altitude en surface de la calotte liée à un accroissement du taux d'accumulation.

VII.2.3 *Autres grandes variations de P_c .*

Pendant les périodes glaciaires, on observe des variations de P_c déphasées par rapport au signal de température isotopique. Plusieurs mécanismes peuvent rendre compte de tels déphasages. On peut par exemple imaginer que la calotte de glace puisse répondre à des variations de niveau marin, et les régions centrales de l'Antarctique le feront de façon déphasée. L'amplitude et la rapidité d'une partie des variations de P_c observées (de l'ordre de la centaine de millibars en quelques milliers d'années) est par contre beaucoup plus difficile à expliquer. Les vitesses de variation de P_c sont présentées sur la figure VIII.3.

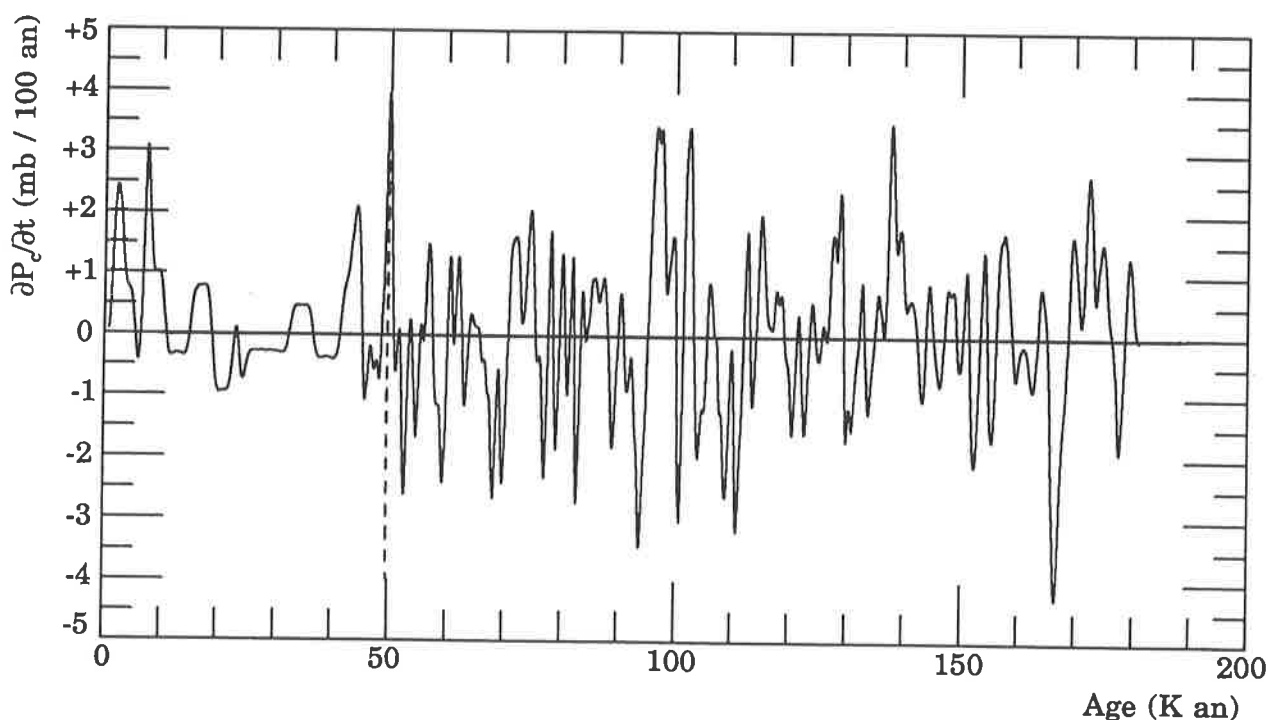


Figure VIII.3 : Vitesses de variation de P_c en fonction de l'âge.

Le fait le plus remarquable est la symétrie de cette courbe : les vitesses d'augmentation et de diminution de P_c sont semblables. Pourtant, il est beaucoup

plus facile d'imaginer des diminutions rapides et de grande amplitude de l'altitude en surface de l'Antarctique (en réponse à des phénomènes de bord) que des épaissements similaires.

Il est donc vraisemblable qu'une part importante des variations de V le long de la carotte de Vostok soit attribuable à des phénomènes autres que des variations d'altitude en surface de la glace. Nous négligerons les phénomènes de migration du gaz par rapport à la matrice de glace qui semblent être beaucoup trop lents (Raynaud, 1977). Dans la suite de ce chapitre, nous tenterons d'évaluer l'amplitude des variations de P_c qui peuvent provenir de variations d'altitude en surface de la calotte, de variations de la pression atmosphérique à une altitude donnée et de variations non directement liées à la température de la porosité au close-off.

VII.3 TENEUR EN GAZ ET VARIATIONS D'ALTITUDE EN SURFACE DE LA CALOTTE

VII.3.1 *Implication des variations d'altitude sur le profil de température, une contrainte pour l'interprétation des résultats de teneur en gaz ?*

Les résultats de teneur en gaz et d'isotope ont été utilisés conjointement dans le passé pour séparer les effets climatiques et les effets de l'écoulement ou de variations d'épaisseur de la glace sur ces deux signaux. Des méthodes mathématiques ont été élaborées dans ce but (Raynaud, 1977 ; Lebel, 1979 ; Jenssen, 1983). Les variations de la teneur en gaz à Vostok ne reflétant très probablement pas uniquement des variations d'altitude, nous n'avons pas utilisé ces méthodes lourdes, qui comportent des hypothèses importantes : variations de V_c purement thermiques et linéaires, approximation d'équilibre hydrostatique de l'atmosphère et absence de différence entre température en surface de la calotte et température au close-off. Nous nous placerons dans une optique différente qui

visé à déterminer si les implications sur le profil isotopique des variations de V , attribuées en totalité à des variations d'altitude, conduisent ou non à des variations de température aberrantes. Si oui, le profil isotopique pourrait fournir une contrainte permettant d'évaluer la part maximale des variations d'altitude dans le signal de teneur en gaz. Pour cela, nous utiliserons différents gradients pression - altitude et température - altitude.

Résultats obtenus en attribuant la totalité des variations de P_c à des variations d'altitude en surface de la calotte. Le gradient pression - altitude actuel dans la région de Vostok est de l'ordre de 9 ± 1 mb par 100 m d'après les gradients Pionierskaya - Vostok, Dôme C - Vostok et Vostok - Plateau. Nous doublerons l'incertitude pour tenir compte d'une variation possible de ce gradient au cours du passé, d'origine climatique ou avec l'altitude en surface de la glace. Remarquons que les possibilités de variation du gradient pression - altitude sont faibles car l'atmosphère ne peut pas s'écarter fortement de l'équilibre hydrostatique. Les courbes d'altitude présentées sur la figure VIII.4 sont calculées à l'aide de l'équation suivante :

$$E_c(t) = E_c(t=0) + (1/a)[P_c(t) - P_c(t=0)] \quad (1)$$

où t est le temps, $E_c(t=0) = 3385$ m, $a = -(9 \pm 2)10^{-2}$ mb m^{-1} et $P_c(t=0) = 632$ mb. Le profil "corrigé" de température (figure VIII.5) est alors obtenu en écrivant :

$$\Delta T_{cor} = \Delta T - b (E_c - E_c(t=0)) \quad (2)$$

où ΔT est l'écart de température par rapport à la valeur actuelle à Vostok et b un gradient température - altitude.

Comme nous l'avons introduit au paragraphe précédent, les variations d'altitude obtenues ainsi ($V \rightarrow P_c \rightarrow E_c$) sont très importantes (cf figure VIII.4) : on observe des différences de l'ordre de 1000 m en quelques milliers d'années quelque soit le gradient pression - altitude utilisé.

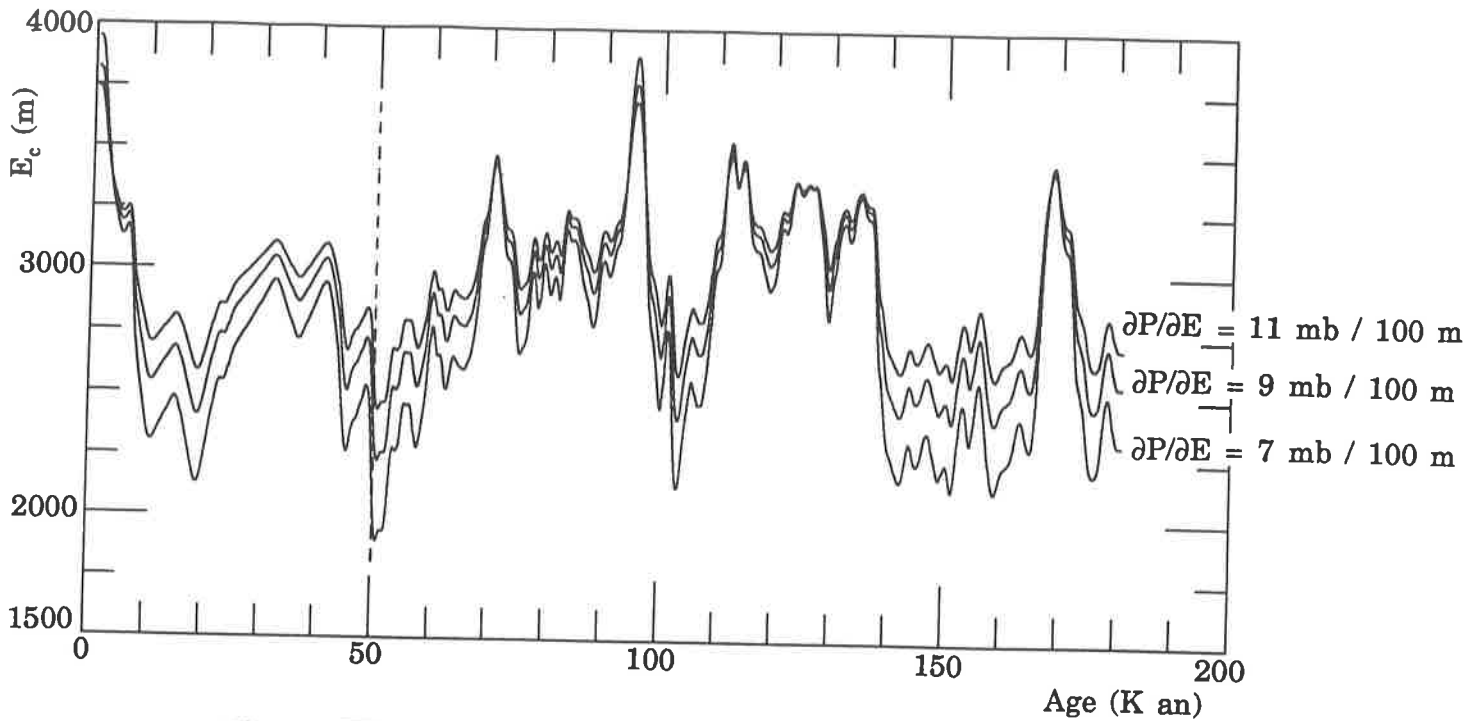


Figure VIII.4 : Altitudes au close-off obtenues en attribuant les variations de P_c à un effet d'altitude pur pour des gradients pression - altitude (a) allant de 7 à 11 mb par 100 m.

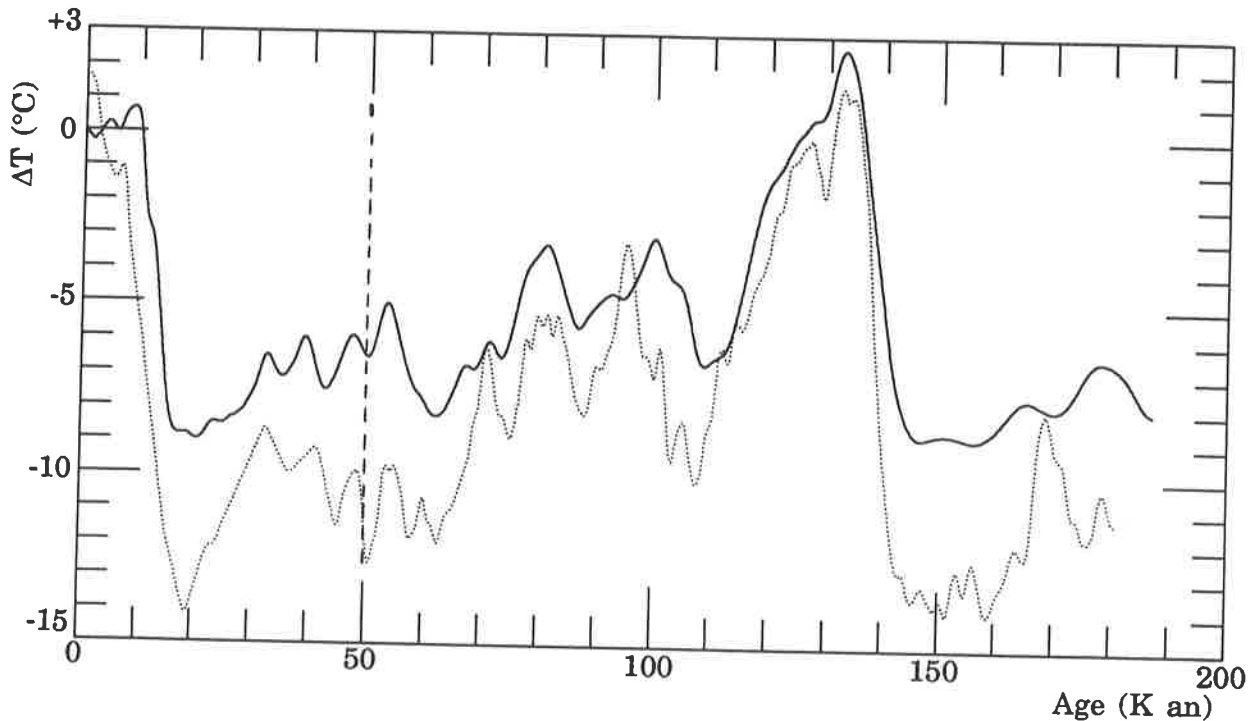


Figure VIII.5 : Profil de température "corrigé" obtenu en attribuant les variations de P_c à un effet d'altitude pur pour un gradient pression - altitude de 9 mb par 100 m et un gradient température - altitude de 0,5°C par 100 m (courbe en pointillés). La courbe en trait plein est le profil de température directement déduit de l'isotope (ΔT).

Les gradients température - altitude sont beaucoup plus variables que les gradients pression - altitude. Ainsi le gradient Vostok - Plateau est d'environ 0,7°C par 100 m alors que les gradients Dôme C - Vostok et Pionierskaya - Vostok atteignent respectivement 2,6 et 2,2 °C par 100 m. Une étude plus globale (Budd et al., 1971) suggère des variations de 1°C par 100 m vers la côte à 0,5°C par 100 m au centre de l'Antarctique en passant par un maximum de 2°C par 100 m. L'utilisation de gradients élevés (de l'ordre de 1,5 à 2,5 °C par 100 m) conduit à des profils de température aberrants, où l'amplitude des transitions climatiques excède 20°C et qui sont fortement marqués par les variations rapides de P_c . Cependant, la figure VII.5 montre qu'en utilisant un gradient de température faible (0,5°C par 100 m), on obtient des variations de température qui peuvent être plus plausibles.

Ainsi, les conséquences des variations d'altitude, déduites de l'interprétation de la teneur en gaz uniquement en terme d'altitude, sur le profil de température ne peuvent être considérées comme une forte contrainte pour l'interprétation de V.

VII.3.2 *Effet des variations du taux d'accumulation.*

Les variations d'épaisseur de la calotte Antarctique dans la région de Vostok (ΔH) en réponse aux variations du taux d'accumulation (\dot{b}) peuvent être estimées simplement en utilisant une forme très simple de l'équation de continuité :

$$\partial H / \partial t = \dot{b} - \langle \dot{b} \rangle \quad (3)$$

où t est le temps et $\langle \dot{b} \rangle$ l'accumulation moyenne sur un cycle climatique. Les hypothèses sous-jacentes à cette formulation sont les suivantes :

- les variations de la vitesse horizontale de l'écoulement sont négligées, ce qui implique en particulier que l'on ne tient pas compte de l'influence de la température sur l'écoulement,

- les variations d'épaisseur ΔH sont supposées constantes le long de la ligne d'écoulement,

- ΔH est relativement faible par rapport à l'épaisseur de la calotte elle même et il n'y a pas de tendance à l'épaississement ni à l'amincissement de la calotte à l'échelle de plusieurs cycles climatiques. Ces deux dernières hypothèses reviennent à considérer que la calotte est quasi stationnaire et ne subit que de petites fluctuations d'altitude lorsque l'accumulation s'écarte de sa valeur moyenne à long terme.

C. Ritz (1989) a publié les résultats d'une telle approche en utilisant des taux d'accumulation déduits du profil de température isotopique et qui ont servi à établir la chronologie de Vostok (Lorius et al., 1985) :

$$\dot{b}(t) = \dot{b}_0 [T_{inv,0}^2/T_{inv}^2(t)] \exp[273 k (1/T_{inv,0} - 1/T_{inv}(t))] \quad (4)$$

avec \dot{b}_0 : accumulation actuelle, T_{inv} : température juste sous le sommet de la couche d'inversion, $T_{inv,0}$: température actuelle sous le sommet de l'inversion, et $k = 22,5145$. La température au sommet de l'inversion est reliée à la température en surface de la glace ($T_g(t)$) par la relation suivante :

$$T_{inv}(t) = 0,67 T_g(t) + 88,9 \quad (5)$$

(d'après Jouzel et Merlivat (1984)).

Sur la figure VII.6 les résultats issus de ce calcul sont comparés à ceux obtenus à partir des accumulations compatibles avec la datation calée sur les poussières océaniques présentée au chapitre précédent (C. Ritz, communication personnelle) et à ceux déduits des accumulations obtenues par mesure de Béryllium 10 dans la glace (Yiou et al., 1985 ; Raisbeck et al., 1987).

La tendance des courbes à l'échelle d'un cycle climatique n'a pas de signification physique puisque $\langle \dot{b} \rangle$ est choisi pour la rendre voisine de zéro. Par contre, les variations lentes et d'amplitudes relativement faibles observées sur la figure VII.6 au cours d'un cycle climatique (150 à 400m) montrent que les variations d'accumulation à Vostok ne peuvent expliquer qu'une faible part des variations de V ou P_c . Ainsi, pendant la courte période correspondant à l'avant dernière transition glaciaire - interglaciaire de la teneur en gaz, les variations d'épaisseur liées à l'effet de l'accumulation sont de 30 à 60 m seulement alors que

la pression déduite de V (figure VIII.1) varie d'environ 70 mb. Les variations de P_c sont donc de trop grande amplitude et surtout trop rapides pour provenir d'un tel effet.

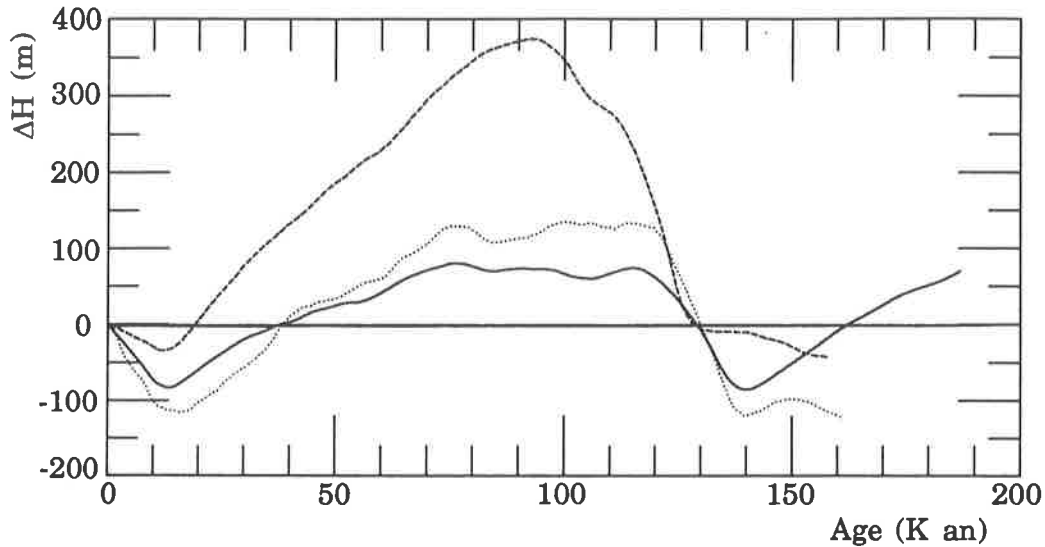


Figure VIII.6 : Variations d'épaisseur de la glace liées aux variations du taux d'accumulation. La courbe en trait plein provient d'un calcul similaire à celui de C. Ritz avec $b_0 = 2,4$ cm de glace an^{-1} et $\langle b \rangle = 1,7$, la courbe en pointillés est calculée à partir des résultats de ^{10}Be (avec $b_0 = 2,4$ et $\langle b \rangle = 1,75$) et la courbe en trait tireté est calculée à partir des accumulations compatibles avec la datation calée sur les poussières océaniques (avec $b_0 = 2,4$ et $\langle b \rangle = 2,1$). Cette dernière datation prend en compte une augmentation possible d'accumulation entre Vostok et Dôme B. La différence de datation explique le décalage de l'avant dernière transition glaciaire - interglaciaire entre les deux premières et cette troisième courbe.

La figure VIII.7 montre les résultats obtenus en lissant très fortement la courbe pression au close-off - âge (par moyenne glissante à 70 points). L'allure et les amplitudes de cette courbe présentent une similitude avec les variations d'épaisseur ΔH ci dessus qui suggère que les résultats de teneur en gaz peuvent refléter des variations d'altitude de la calotte auxquelles se superposeraient des variations de V d'origine différente. Cependant, une telle interprétation ne peut avoir de valeur réelle tant que les variations rapides de V ne sont pas expliquées.

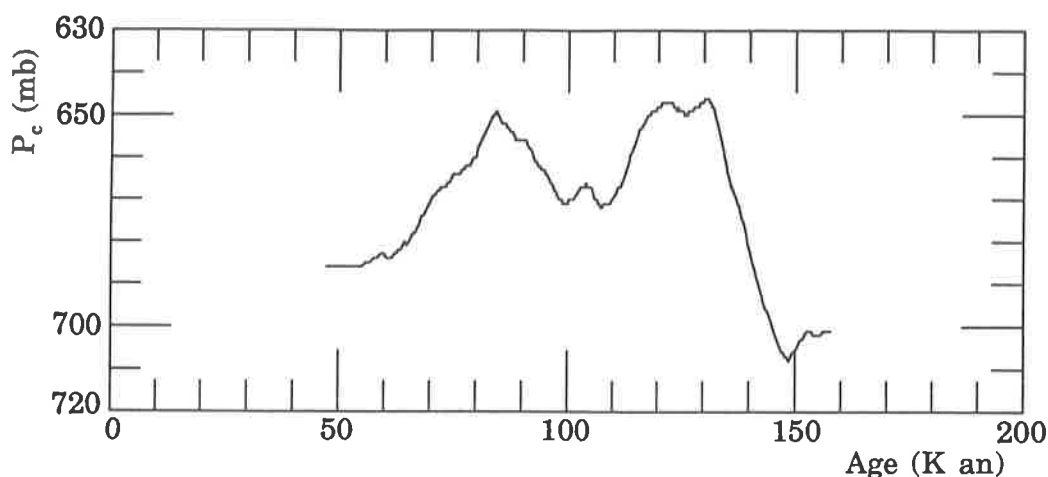


Figure VIII.7 : Pression au close-off fortement lissée en fonction de l'âge. Le lissage des données est réalisé par moyenne glissante à 70 points.

VII.3.3 *Épaississement de la calotte provenant de phénomènes d'écoulement.*

D'après Ritz (1989), la glace basale à Vostok est au point de fusion pendant toute la durée du cycle climatique, c'est pourquoi on peut probablement exclure de grandes variations d'origine thermique du régime d'écoulement de la glace. Si en raison de changements importants des conditions au bord de la calotte, (phénomène de surge par exemple), la calotte de glace se trouve dans un état non stationnaire, on peut envisager un épaississement de la glace purement dû à un effet d'écoulement qui tendrait à diminuer la pente en surface pour regagner un état plus proche de l'équilibre. L'amplitude et la vitesse de variation de l'altitude en surface de la glace liée à un tel phénomène ne peut être estimée qu'à partir d'un modèle thermo-mécanique de la glace assez complexe, puisque l'essentiel de la déformation se produira près de la base de la calotte. Cependant, si de tels phénomènes ont été envisagés pour l'Antarctique de l'ouest, ils ne l'ont jamais été pour les régions centrales de l'Antarctique de l'Est.

VII.3.4 *Effet de l'écoulement de la glace en l'absence de variations d'épaisseur de la calotte.*

On peut calculer très simplement l'effet maximum de l'écoulement en assimilant la variation d'altitude induite au produit de la vitesse de la glace en surface (2 m an^{-1} d'après Hamley, 1985), de l'âge de la glace au fond du forage

(180 k ans) et de la pente en surface à Vostok (environ $0,6 \cdot 10^{-3}$ m/m d'après Drewry, 1983). On obtient ainsi une différence maximale entre l'altitude du site d'origine de la glace et l'altitude de la station Vostok de 220 m. Un calcul beaucoup plus précis, réalisé à l'aide d'un modèle bidimensionnel d'écoulement de la glace à surface imposée et qui prend en compte la divergence des lignes d'écoulement donne une valeur d'environ 100 m (C. Ritz, communication personnelle). Cet effet est donc faible en comparaison des variations de V et ne peut induire qu'une tendance décroissante à très long terme.

VII.3.5 Résultats du modèle de Huybrechts.

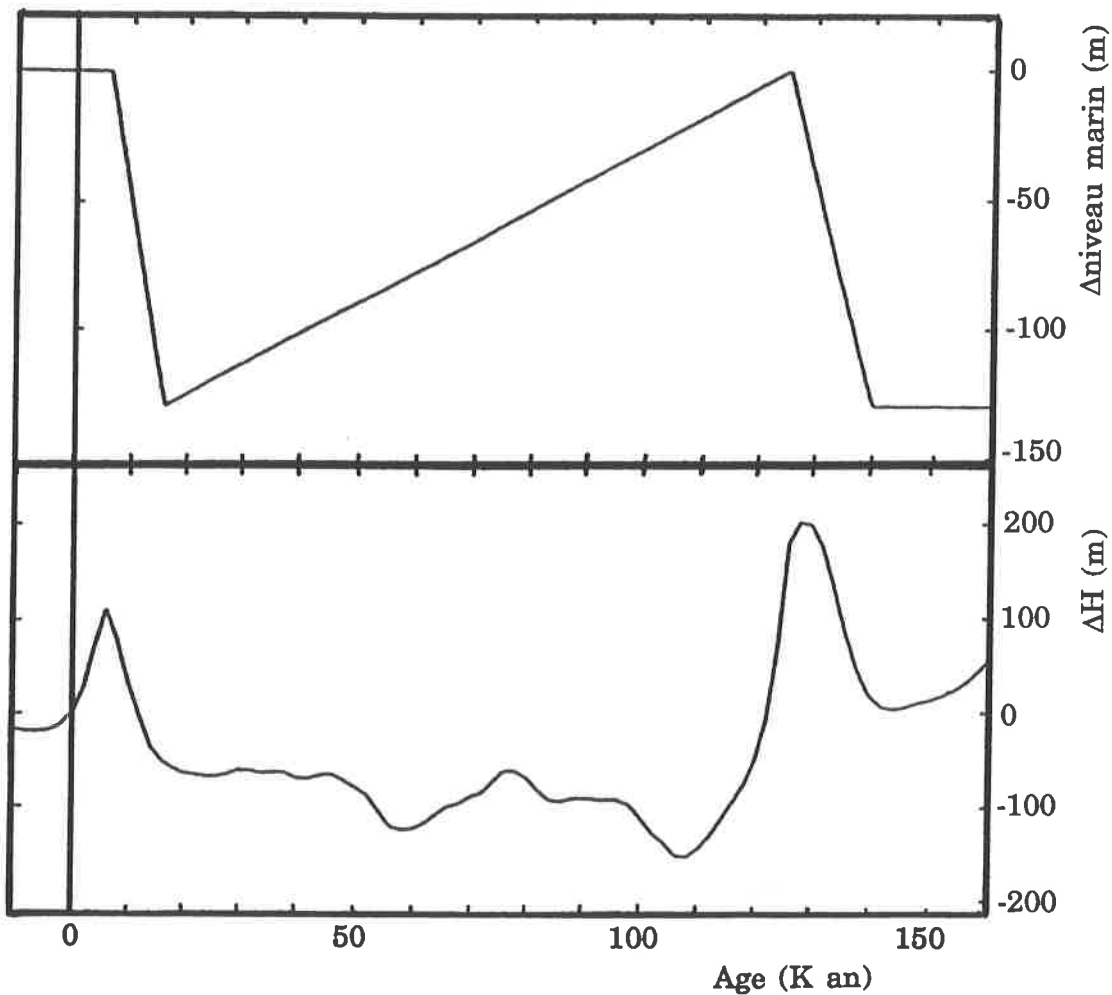


Figure VIII.3 : Courbe de niveau marin utilisée par Huybrechts (sous presse) et variations de l'altitude en surface de la glace par rapport au niveau actuel obtenues par son modèle à Vostok.

Huybrechts (sous presse) a publié des résultats obtenus à l'aide d'un modèle thermo-mécanique tridimensionnel de l'ensemble de la calotte Antarctique. Ces résultats concernent la période allant de 160 k ans BP à nos jours. Les variations de température et d'accumulation imposées sont calculées en utilisant le profil de température isotopique obtenu sur la carotte de Vostok. Le modèle inclut un calcul d'ajustement isostatique du socle rocheux et surtout l'influence du niveau marin sur l'écoulement. La courbe d'évolution du niveau marin utilisée et les variations d'altitude en surface obtenues à Vostok sont présentées sur la figure VII.8.

L'allure de cette courbe diffère significativement de celle des courbes de variation d'altitude en fonction du taux d'accumulation. En effet, il apparaît ici une baisse rapide d'altitude à partir de 130 k ans BP, que l'on peut attribuer à l'augmentation de niveau marin imposée à partir de 140 k ans BP. Là encore, l'amplitude de cette diminution d'altitude (350 m en 20 k ans) est faible en comparaison des variations de P_c . Remarquons tout de même que cette diminution d'altitude correspond chronologiquement à peu près à la baisse de pression de 30 mb observée entre 123 et 119 k ans BP.

VII.3.6 *Conclusion.*

Jusqu'à présent, les paléo-données de teneur en gaz des glaces polaires ont été essentiellement interprétées en termes de variations d'altitude en surface de la glace. Une telle interprétation univoque semble être impossible dans le cas de la carotte de Vostok. Le très faible taux d'accumulation enregistré dans cette région et les évaluations de ses variations dans le passé ne peuvent conduire que des changements relativement lents et d'amplitude assez faible de l'épaisseur de la glace. Les résultats de C. Ritz (1989) semblent exclure de grandes variations d'origine thermique du régime d'écoulement de la glace. Les variations du niveau marin interviennent sur l'état de la calotte Antarctique en modifiant la condition au bord. Les effets de bords sont très difficiles à modéliser, mais si on peut

imaginer qu'ils puissent produire un affaissement rapide de la calotte, il est plus difficile d'envisager un épaissement rapide et de l'ordre de 1000 m dans les régions centrales de l'Antarctique. Nous n'avons pas inclus dans la discussion les effets potentiels de la réponse isostatique du socle rocheux à des variations d'épaisseur de la glace. En première approximation, on considère généralement qu'un ajustement isostatique amorti d'un tiers les variations d'altitude en surface de la glace. L'effet réel de l'isostasie est beaucoup plus complexe car il dépend des variations de charge à grande échelle spatiale sur le socle rocheux. Quoi qu'il en soit, l'ajustement isostatique est un phénomène plus lent que les changements d'épaisseur de la glace, qui ne peut donc pas expliquer les variations rapides de la teneur en gaz. Les variations de V semblent donc refléter pour une grande part des phénomènes autres que des variations d'altitude en surface de la calotte, c'est pourquoi nous allons maintenant examiner différentes sources de variations de la pression atmosphérique.

VII.4 VARIATIONS DE LA PRESSION ATMOSPHERIQUE

La pression moyenne de l'air situé dans les pores de la glace au close-off peut aussi refléter des changements de champs de pression atmosphérique à la surface de la calotte au cours du dernier cycle climatique. Les interprétations antérieures des signaux de teneur en gaz se sont placées dans l'hypothèse de champs de pression invariants. Dans ce paragraphe, nous tenterons d'évaluer l'importance des différentes sources potentielles de variations de la pression atmosphérique en Antarctique pendant un cycle glaciaire - interglaciaire. Les deux premières sections de ce paragraphe : variations de la masse atmosphérique et variations de la pression hydrostatique moyenne au niveau de la mer ont fait l'objet d'une publication acceptée dans *Global and Planetary Change* et reproduite en annexe F (Mélières et al., sous presse), cette étude ne sera que rapidement

décrite dans ce chapitre. Dans les deux sections suivantes, nous tenterons d'estimer les variations de la pression hydrostatique en altitude et les variations de pression d'origine dynamique. Cette dernière section sera basée sur des résultats de modèles de circulation générale de l'atmosphère qui ont été appliqués à des conditions glaciaires.

VII.4.1 *Sources de variations de la masse atmosphérique.*

Un changement de la masse de l'atmosphère (Δm) induit un changement de la pression atmosphérique moyenne en surface du globe ($\Delta \langle P_{\text{surf}} \rangle$) décrit par la relation suivante : $\Delta m/m = \Delta \langle P_{\text{surf}} \rangle / \langle P_{\text{surf}} \rangle$. Les sources principales de variations de la masse atmosphérique entre des périodes glaciaire et interglaciaire sont le dégazage océanique lié au réchauffement, les variations de concentration de certains constituants de l'atmosphère (H_2O , O_2 , CO_2 ...) et la libération d'air piégé dans les calottes de glace au cours de leur fusion. Les estimations ci-dessous sont basées sur la transition climatique la mieux documentée : la dernière déglaciation qui s'est produite entre le dernier maximum glaciaire (DMG, il y a 18 000 ans) et l'Holocène.

Dégazage de l'océan. On peut surestimer cet effet en utilisant les variations des coefficients de solubilité de O_2 et N_2 dans l'eau de mer (Weiss, 1970) liées à un réchauffement de 5 °C de l'ensemble des océans. Ceci conduit à un changement de $\langle P_{\text{surf}} \rangle$ de l'ordre de 0,3 mb, qui est négligeable du point de vue de la teneur en gaz.

Variations de concentration de certains constituants gazeux. Les variations de contenu de l'atmosphère en gaz carbonique et méthane peuvent être estimées à partir des résultats d'analyses de carottes de glace (voir par exemple Barnola et al., 1987 ; Raynaud et al., 1988 et Stauffer et al., 1988). L'augmentation de pression atmosphérique moyenne en surface liée à ces changements n'excède pas 0,1 mb. Les variations de concentration de l'atmosphère en oxygène estimées par Sowers et al. (1989) conduisent à une décroissance de $\langle P_{\text{surf}} \rangle$ inférieure à 1,2 mb.

Le contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau dépend fortement de la température dans la basse troposphère. Notre estimation est basée sur une analogie avec les variations saisonnières du contenu en vapeur d'eau de chaque hémisphère (d'après Trenberth et al., 1987), et conduit à une augmentation de pression de l'ordre de 0,5 à 1 mb pour la dernière déglaciation.

Air libéré par la fusion de calottes de glace. Il s'agit essentiellement de la fusion des calottes de glace présentes dans l'hémisphère nord en période glaciaire. Le volume de glace fondu est estimé à partir de la variation de niveau marin induite (CLIMAP, 1981). Cette glace contenait environ 10 % en volume d'air dans les conditions normales de température et de pression. Notre estimation conduit à une augmentation de $\langle P_{\text{surf}} \rangle$ de l'ordre de 0,9 mb.

Globalement, d'après ces différentes estimations, on peut considérer que les variations de la masse de l'atmosphère au cours du dernier cycle climatique induisent des variations de pression moyenne en surface qui n'excèdent pas 3 mb. Ces variations sont insuffisantes pour expliquer une part significative des variations de la teneur en gaz de la carotte de Vostok.

VII.4.2 *Variations de la pression hydrostatique moyenne au niveau de la mer.*

Le but de ce paragraphe est d'estimer l'influence des variations de la topographie en surface de la terre sur la pression moyenne au niveau de la mer ($\langle P_{\text{n.m.}} \rangle$) et à un niveau d'altitude constant choisi comme étant le niveau actuel de la mer ($\langle P_{(z=0)} \rangle$). Pour cela, nous considérerons l'atmosphère comme étant en équilibre hydrostatique. Précisons que notre pression hydrostatique au niveau de la mer est équivalente à la pression moyenne annuelle globale au niveau de la mer des MCG (Modèles de Circulation Générale). Par ailleurs, à l'échelle des variations glaciaire - interglaciaire, il est plus pratique de se référer à un niveau d'altitude constant, celui du niveau de la mer actuel. En effet, notre calcul montre que la pression $P_{(z=0)}$ à un tel niveau est pratiquement invariante au cours d'un cycle climatique.

Les changements de la topographie en surface de la terre liés à une déglaciation sont essentiellement le fait de la fonte d'énormes quantités de glace continentale. Ceci induit une augmentation du niveau marin et une diminution de l'altitude moyenne des surfaces émergées. Notre calcul est basé sur la conservation de la masse totale de l'atmosphère (m):

$$m g = \iint P_g dS \quad (6)$$

où le deuxième membre de l'équation est l'intégrale sur la surface de la terre de la pression au sol (P_g), et g est l'accélération de la pesanteur. Si l'on suppose que l'atmosphère est en équilibre hydrostatique, la relation pression - altitude s'écrit :

$$dP / P = - (M_a g / RT) dz, \quad (7)$$

M_a étant la masse molaire de l'air et R la constante des gaz parfaits. L'essentiel de la masse atmosphérique étant située dans la troposphère, nous avons pris en compte une relation température - altitude linéaire décroissante :

$$T(z) = T(z_0) - b(z - z_0), \quad (8)$$

qui conduit à la forme intégrée suivante de l'équation hydrostatique :

$$P(z) = P(z_0) [T(z)/T(z_0)]^s \quad (9)$$

avec $s = g M_a / bR.$ (10)

Les changements de topographie entre un maximum glaciaire et une situation interglaciaire sont modélisés de façon très simplifiée (voir annexe F, figure 1). La surface de la terre est divisée en trois zones caractérisées par leur surface et leur altitude moyenne : les océans, la portion des continents qui est recouverte de calottes de glaces en période glaciaire uniquement, et le reste des continents. Cette approche a l'avantage de permettre de nombreux tests de sensibilité.

Quelque soient les hypothèses adoptées : isostasie ou non, volumes de glace fondue différents, surfaces des calottes différentes, gradients température - altitude différents, amplitudes des variations glaciaire - interglaciaire de température différentes ..., les variations de $P_{(z=0)}$ sont inférieures à 1 mb. Par contre, les variations glaciaire - interglaciaire de pression au niveau de la mer

vont de 9 à 15 mb suivant les hypothèses adoptées et pour une différence de niveau marin couvrant la gamme allant de 72 à 130 m.

VII.4.3 *Variations de la pression hydrostatique dans la région de Vostok.*

Si les variations glaciaire - interglaciaire de la pression hydrostatique au niveau marin actuel sont pour nous négligeables, il en est autrement à l'altitude de la station Vostok ($z_v = 3471$ m). Nous comparerons ici les résultats obtenus en utilisant l'équation hydrostatique dans le cadre d'une atmosphère à gradient thermique uniforme (équations (9) et (10)) et dans le cadre d'une atmosphère isotherme :

$$P(z) = P(z_0) \exp[- M_a g z_v / (R T)] \quad (11)$$

Nous prendrons z_0 égal au niveau de la mer actuel et nous négligerons les variations glaciaire - interglaciaire de $P(z_0)$.

En prenant pour température actuelle au niveau de la mer au voisinage de l'Antarctique de l'Est $T = -10^\circ\text{C}$ et une température de 10°C plus froide pour un maximum glaciaire, on obtient une augmentation de pression de 11 mb au cours d'une déglaciation dans le cas d'une atmosphère isotherme.

Ces résultats sont voisins de ceux obtenus dans le cadre d'une atmosphère à gradient thermique uniforme :

- en assimilant le gradient température - altitude au gradient adiabatique ($b = 0,65^\circ\text{C} / 100$ m) : augmentation de 12 mb

- ou en ajustant le gradient de température de manière à obtenir une température actuelle de $-55,5^\circ\text{C}$ à Vostok ($b = 1,3^\circ\text{C} / 100$ m) : augmentation de 13 mb.

On peut attribuer la différence sensible de pression hydrostatique en altitude entre des périodes glaciaire et interglaciaire au fait qu'en conditions plus froides, de l'air plus dense sera localisé près du sol. Ce tassement de l'air vers les basses couches produit une diminution de la pression en altitude lorsque l'on va vers des conditions plus froides. La similitude des trois différences de pression obtenues

suggère une faible sensibilité des résultats à la structure thermique de l'atmosphère dans la mesure où celle-ci n'a pas changé dans le passé.

Par contre, si on utilise des gradients de température différents en période interglaciaire et en période glaciaire, on peut obtenir des différences de pression nettement différentes des trois valeurs citées plus haut.

Remarquons pour terminer que la baisse de température liée à une glaciation n'est pas homogène sur le globe terrestre. Elle est quasi nulle à l'équateur, voisine de 5°C aux latitudes moyennes et de l'ordre de 10°C au sol dans les régions centrales de l'Antarctique. On peut suggérer, en lien avec cette augmentation du gradient méridien de température, le fait que la présence d'air relativement plus froid vers les pôles peut produire un renforcement de l'anticyclone antarctique. Un tel effet pourrait compenser ou même inverser la tendance liée à l'effet hydrostatique et nous amène à regarder les résultats de Modèles de Circulation Générale (MCG) de l'atmosphère qui ont été appliqués à des conditions glaciaires.

VII.4.4 *Résultats de simulations à l'aide de modèles de circulation générale de l'atmosphère.*

Depuis les années 70, plusieurs MCG ont simulé le climat d'il y a 18 000 ans : au moment du dernier maximum glaciaire. Peu de données simulées de pression atmosphérique ont été publiées : notre recherche bibliographique (peut-être non exhaustive) ne nous a permis de trouver que six références fournissant des données pour l'hémisphère Sud : Gates (1976 a et b), Manabe et Hahn (1977), Kutzbach et Guetter (1986), Rind (1987) et Joussaume (1989). Remarquons que les résultats concernant l'hémisphère Sud sont généralement peu commentés car les auteurs s'intéressent le plus souvent aux changements de circulation dans l'hémisphère Nord, en lien avec la présence d'importantes calottes de glace au nord de l'Eurasie et de l'Amérique. Les données publiées concernent soit l'hiver Austral uniquement (résultats moyens pour un à 3 mois), soit l'hiver et l'été

Austral. Ce type de résultats n'est pas approprié pour nous puisque nos échantillons de glace sont constitués de plusieurs années d'accumulation neigeuse.

Nous nous référerons aux données de pressions ramenées au niveau de la mer car la surface des régions centrales de l'Antarctique est en général rehaussée d'environ 350 m en période glaciaire (topographie de CLIMAP, 1976 et 1981). Les résultats au niveau de la mer sont corrigés par les auteurs de la différence de pression glaciaire - interglaciaire moyenne pour le globe, ce qui revient à se ramener à un niveau d'altitude constante ($Z = 0$ actuel). Les pressions simulées, tant en moyenne zonale que pour la région de Vostok sont extrêmement divergentes : -6 (Manabe et Hahn, 1977) à + 20 mb (Gates, 1976 a et b). Ces divergences sont probablement en partie liées aux champs de température très différents fournis par les quatre modèles au niveau de l'Antarctique et de l'océan qui l'entoure. Par ailleurs, le modèle de Gates (1976 a et b) n'a que deux niveaux d'altitude mais c'est un de ceux qui simulent le mieux les pressions actuelles dans la région de l'Antarctique (Schlesinger, 1984).

Bien qu'on ne puisse pas conclure sur leur sens ni leur intensité, on retiendra que les variations d'origine climatique du champ de pression au dessus de l'Antarctique peuvent être une source non négligeable de variations de notre pression au close-off au cours du dernier cycle climatique. Si cet effet peut être significatif, il semble tout de même insuffisant pour expliquer à lui seul la majeure partie des variations de P_c .

VII.5 VARIATIONS NON THERMIQUES DU VOLUME POREUX AU CLOSE-OFF

Au chapitre VI, dans lequel est décrite la méthode de calcul de P_c à partir des résultats de V , nous avons limité notre étude de sensibilité au cadre de variations purement thermiques de V_c . Nous envisagerons ici d'autres sources de variations de V_c : avec le vent, ou bien en relation avec la présence de quantités

exceptionnellement élevées de poussières ou de nombreuses couches de cendres volcaniques dans certaines zones de la carotte de Vostok. Ces poussières et ces couches de cendres ont pu en effet à priori modifier la vitesse de croissance des cristaux de glace et par là jouer sur le volume poreux de la glace au close-off.

VII.5.1 *Effet potentiel du vent thermique sur le calcul des pressions au close-off.*

Au chapitre IV, lors de l'étude des variations géographiques actuelles de la porosité au close-off, nous avons suggéré que le vent pourrait être la source de la différence de comportement entre les sites relativement chauds et les sites les plus froids qui semble apparaître sur les résultats expérimentaux. Dans cette hypothèse, nous avons évalué une pente des variations de V_c en fonction du vent : $a = 0,002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} / (\text{m s}^{-1})$. Cette pente a été estimée en supposant que la pente des variations thermiques de V_c est celle indiquée par les sites relativement chauds : $b = 4,5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ K}^{-1}$. On écrit alors : $V_c = a v + b T_c + c$, où v est la vitesse du vent. La constante c est ajustée pour que cette courbe passe par les résultats expérimentaux, et l'on obtient $c = - 3,75 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$.

D'après Schwerdtfeger (1984), les vents actuels du plateau Antarctique sont essentiellement d'origine thermique et sont liés à l'inversion de température de la manière suivante :

$$v = (g/f) [(T_{inv}-T_s)/T_s] p \quad (12)$$

où f est le paramètre de Coriolis, qui dépend de la latitude ($f = 1,43 \cdot 10^{-4}$ pour Vostok), et p est la pente de la surface de la glace. On peut calculer ce vent thermique dans le passé à partir du profil de température isotopique et de l'équation (5). Pour ce calcul, nous avons ajusté la pente p de manière à obtenir la valeur actuelle de la vitesse du vent à Vostok : on obtient $v = 5,4 \text{ m s}^{-1}$ pour $p = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m/m}$. Les résultats sont présentés et comparés avec la courbe P_c - âge usuelle sur la figure VII.9.

La prise en compte d'une influence du vent sur V_c réduit sensiblement l'amplitude de l'avant dernière transition glaciaire - interglaciaire : on passe de 75 à 55 mb environ, mais l'amplitude des autres grandes variations de P_c n'est pas sensiblement affectée. Ceci découle du fait que nous avons relié le vent à la température, et la seule variation de P_c en phase avec un changement important de température est l'avant dernière transition glaciaire - interglaciaire. Si la relation vent - température n'est pas si forte que nous l'avons supposé ou si celle ci a varié dans le passé, le vent pourrait bien sur jouer un rôle sur l'ensemble du profil. Les enregistrements glaciaires ne fournissent pas d'indicateur direct du vent local dans la région de Vostok, cependant le profil de concentration en poussières de Vostok a été interprété à la fois en terme d'augmentation de la surface des zones sources et en terme d'augmentation du transport méridien, en lien avec un gradient de température équateur - pôles accru (De Angelis et al., 1987 ; Mounier, 1988). Ceci fournit une raison supplémentaire de comparer les résultats de teneur en gaz et de poussières.

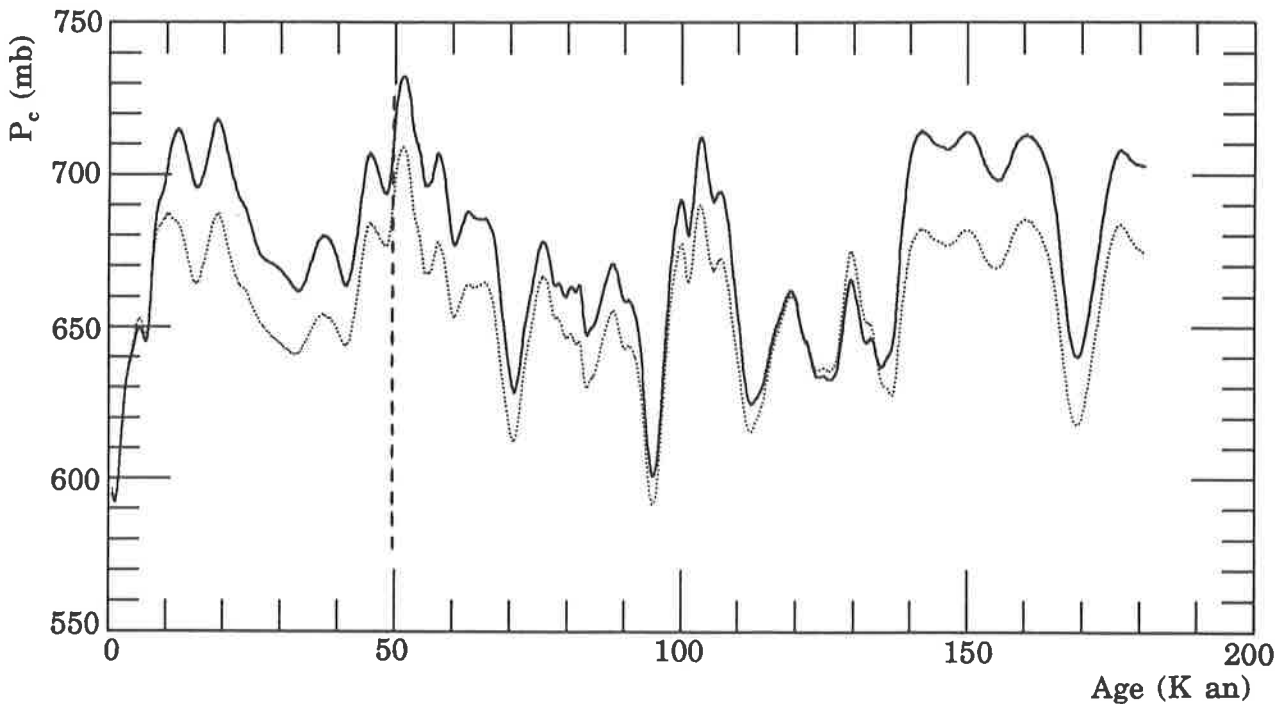


Figure VIII.9 : variations de la pression au close-off fonction de l'âge (en milliers d'années avant nos jours). La courbe en trait plein est celle représentée sur la figure VII.1 et est calculée dans le cadre de variations thermiques de V_c , la courbe en pointillés prend en compte l'influence potentielle du vent sur V_c .

VII.5.2 *Comparaison avec les données d'impuretés piégées dans la glace et de taille des cristaux.*

Le profil de poussières atmosphériques insolubles dans l'eau présenté sur la figure VII.10 a été obtenu à partir de mesures de concentrations en poussières et en aluminium de la glace (en supposant le dépôt sec à 100%, Mounier, 1988 ; Petit et al., 1990). Des minima de la température isotopique à Vostok sont observés dans les trois zones de fort flux de poussières. Ces poussières insolubles sont essentiellement d'origine continentale (elles sont arrachées du sol dans les régions arides). Si l'observation de tels pics de poussières nécessite un renforcement du transport méridien, un autre indice d'une circulation renforcée aux moyennes et hautes latitudes Sud est fourni par le comportement de la fraction marine du sodium (De Angelis et al., 1987). La comparaison des profils d'aluminium et de sodium de la carotte de Vostok permet de calculer la fraction d'origine marine du sodium piégé dans la glace. Le profil de sodium marin révèle trois pics simultanés aux pics de poussières et deux pics d'intensité plus faible corrélés aux minima de température isotopique enregistrés vers 85 et 110 k ans BP. Les pics de sodium marin ont été attribués à un vent accru dans les zones de production : vers 50 à 60°S.

Si poussières et sodium marin à Vostok sont reliés à la circulation atmosphérique, seul le pic négatif de P_c observé vers 170 k ans BP est nettement en phase avec un événement poussières. L'absence de corrélation volume d'air piégé dans la glace - poussières pour l'ensemble de la carotte de Vostok plaide en défaveur d'une influence significative du vent méridien (via la porosité au close-off) sur la teneur en gaz. Cependant, circulation méridienne et vent local à Vostok peuvent ne pas être liés.

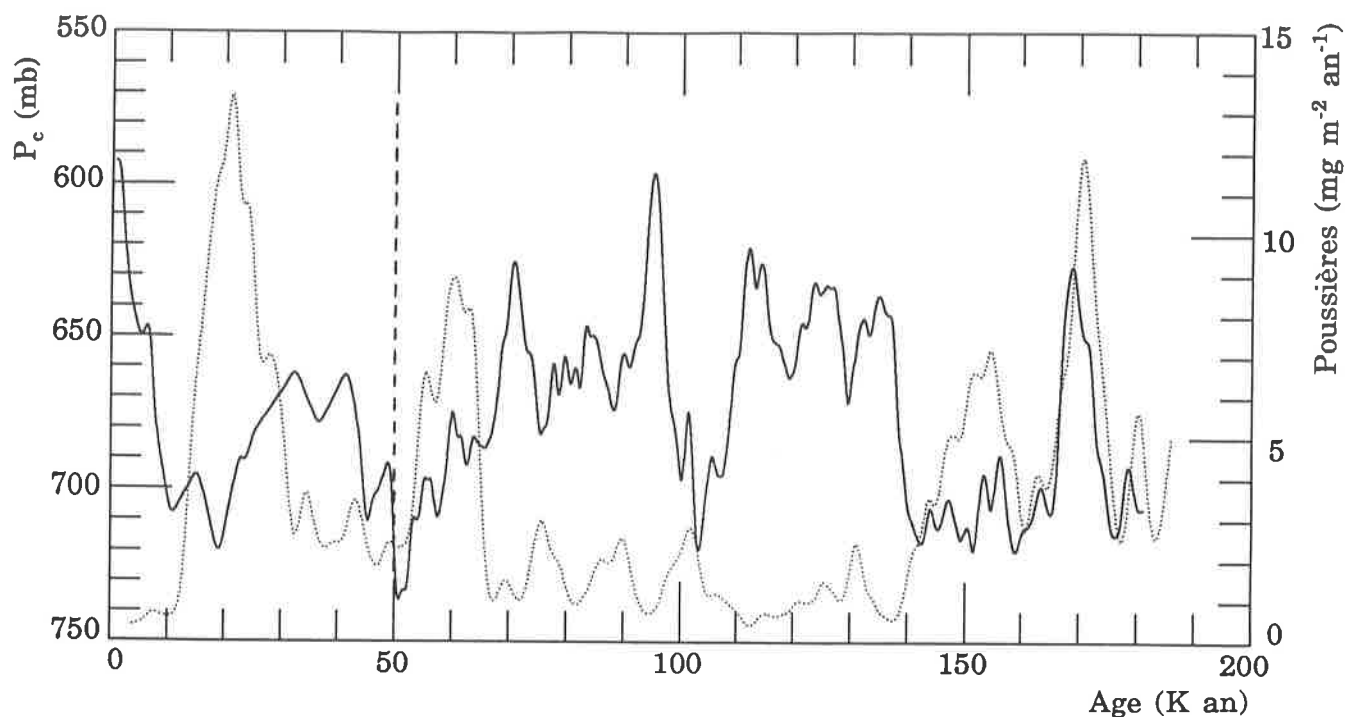


Figure VIII.10 : Comparaison des profils de flux de poussières insolubles (courbe en pointillés) et de pression au close-off (courbe en trait plein) à Vostok.

On peut envisager un deuxième lien entre poussières et teneur en gaz de la glace via une influence potentielle des impuretés sur la vitesse de grossissement des cristaux. Cependant, un tel mécanisme est rejeté par Petit et al. (1987). A partir des résultats de Dôme C et de données préliminaires pour Vostok, ces auteurs n'observent pas de différence de vitesse de croissance des cristaux dans la dernière période glaciaire entre la période qui précède le dernier maximum glaciaire (DMG) et la zone dans laquelle le pic de poussières du DMG est observé. Ceci semble confirmé par le profil de taille des cristaux à Vostok entre 0 et 160 k ans BP (Lipenkov et al., 1989), qui ne présente de corrélation claire ni avec les poussières, ni avec la teneur en gaz. Malheureusement, ce profil de tailles des cristaux ne couvre pas le fond du forage, et n'inclut donc pas les pics de poussières et de teneur en gaz observés vers 170 k ans BP. Mais les concentrations et les spectres de taille des poussières étant assez similaires pour les pics observés à 60 et 170 k BP, il est peu vraisemblable qu'un seul de ces pics ait pu influencer la porosité au close-off.

VII.5.3 *Zone à forte densité de couches de cendres.*

Un accident majeur pour la teneur en gaz se produit dans la période allant de 103000 à 112000 ans avant nos jours. Cet accident n'est pas corrélé à la courbe de température isotopique. J. Palais a trouvé une abondance très exceptionnelle de couches de cendres dans la plage qui correspond à notre très forte augmentation de teneur en gaz (1500 - 1600 m de profondeur). Ces couches de cendres, suffisamment importantes pour être visibles à l'oeil nu ont pu modifier le grossissement des cristaux environnants pendant la densification du névé et créer un effet de bouchage. Cependant, deux arguments nous permettent de considérer cette hypothèse comme peu plausible. Tout d'abord, les tailles de cristaux dans ces couches ne sont pas différentes de celles observées dans les glaces environnantes (P. Duval, communication personnelle). D'autre part, J. Palais (communication personnelle) a observé 50% de la carotte et a trouvé environ 25 couches ou séries de couches de cendres volcaniques dans ces 100 m de glace. Ce nombre est suffisamment faible pour que, si effet de bouchage il y a, sa conséquence principale soit de créer une variabilité de la teneur en gaz en fonction de la distance des échantillons à la première couche de cendres située au dessus d'eux. Or, les deux profils réalisés sur le terrain, le profil obtenu parallèlement aux mesures de méthane et le profil absolu de teneur en gaz, qui sont suffisamment détaillés dans cette zone, montrent tous une augmentation régulière de V (voir chapitre V).

VII.6 COMPARAISON AVEC LES DONNEES DE NIVEAU MARIN

Nous n'avons pas inclus cette comparaison dans l'un des paragraphes précédents car les données de niveau marin peuvent être corrélées à celles de teneur en gaz à la fois par le biais des variations d'épaisseur de la calotte et par le biais de l'atmosphère. Le niveau marin peut induire des variations d'épaisseur de la calotte par un changement de la condition au bord (soulignons que dans ce

cadre, il est beaucoup plus facile d'induire un amincissement qu'un épaissement rapide de la glace), et les variations d'épaisseur de la calotte Antarctique ont contribué aux variations du niveau marin. Par ailleurs, les variations de niveau des mers sont directement liées à l'apparition et à la disparition d'immenses calottes de glace dans l'hémisphère nord, dont la présence peut modifier sensiblement les mouvements de l'atmosphère, et jouer un rôle sur la pression atmosphérique et la vitesse du vent. La comparaison précise des données issues de carottes marines ou des mesures d'altitudes de plages fossiles pose un problème de compatibilité des chronologies. La comparaison des profils de poussières de Vostok (avec la chronologie de Lorius et al., 1985) et de susceptibilité magnétique de la carotte océanique RC11-120 (avec la chronologie SPECMAP (Martinson et al., 1987)) suggère un désaccord entre les datations de ces carottes (Petit et al., 1990). Nous avons choisi pour cette comparaison d'utiliser une chronologie de la carotte de Vostok calée sur un niveau de poussières océaniques et qui prend en compte l'augmentation d'accumulation neigeuse en amont de Vostok (C. Ritz, communication personnelle).

La figure VII.11 montre les données de température isotopique (pointillés) et pression au close-off (trait plein) portées avec cette chronologie, ainsi que trois résultats différents de variations du niveau marin (d'après Bard et al., 1990). Les deux courbes continues (Labeyrie et al., 1987 (trait tireté) et Shackleton, 1987 (pointillés irréguliers)) sont issues de mesures isotopiques dans des carottes marines et sont datées par calage en fréquences sur les périodes de variations de l'orbite terrestre autour du soleil (SPECMAP), alors que les points correspondent à des données de plages fossiles datées à partir de mesures de radio-isotopes (U-Th, Bard et al., 1990).

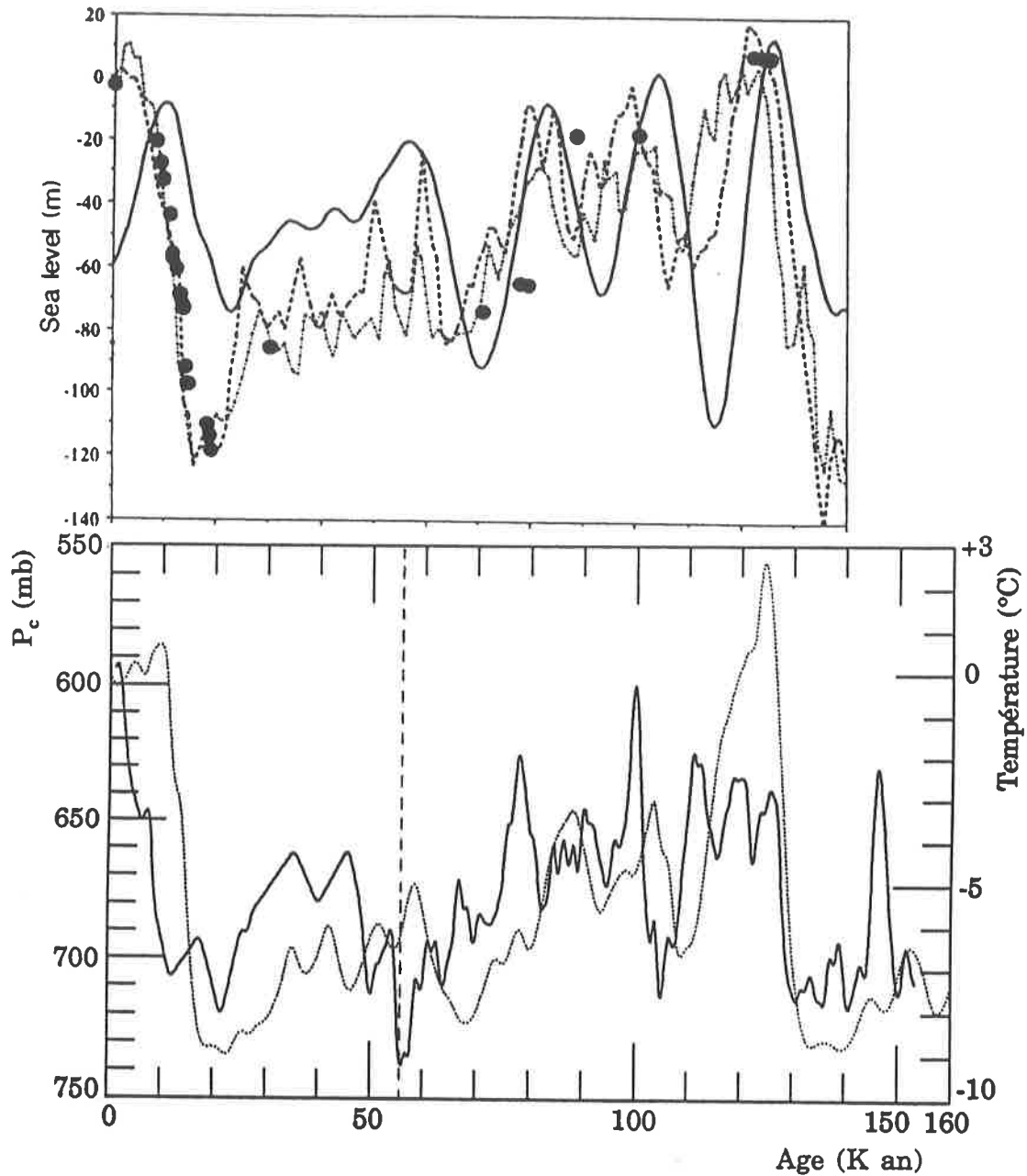


Figure VIII.11 : Comparaison des données de pression au close-off et de niveau marin. La courbe en trait plein sur la partie haute de la figure est l'insolation à 65°N, les autres résultats et leurs sources sont définis dans le texte. Les chronologies sont discutées dans le texte.

La courbe de niveau marin est certainement celle qui présente le plus de similitudes avec les résultats de teneur en gaz, bien que les amplitudes de variation des deux signaux ne soient pas corrélées. On peut aisément s'abriter derrière des problèmes de chronologie ou l'existence de déphasages naturels pour établir des correspondances entre pics de pression au close-off et extremums du

niveau marin. Mais ces mêmes arguments peuvent être invoqués pour établir une relation entre température à Vostok et niveau marin. Notons que les données de niveau marin de Shackelton et Pisias (1985) portées avec la chronologie de Martinson et al. (1987) pour les 300 000 dernières années montrent un "pic" de niveau marin d'amplitude 50 mètres environ autour de 142 k ans BP, qui pourrait être corrélé au dernier pic de pression au close-off. Terminons en disant que si corrélation il y a, elle passe plus vraisemblablement par l'atmosphère (pression ou vent) puisque la contribution de la glace du centre de l'Antarctique au niveau marin est faible, et puisque l'effet du niveau marin sur l'écoulement de la glace peut difficilement expliquer les variations de P_c , en particulier dans le sens d'un épaissement de la glace.

VII.7 SYNTHESE ET CONCLUSION

A l'issue de ce chapitre, il faut reconnaître que le débat sur l'origine des variations de la teneur en gaz de la glace de Vostok reste largement ouvert.

Il existe trois sources établies de variations de V : les variations d'altitude en surface de la calotte de glace, les variations de la pression atmosphérique et les variations thermiques de V_c . Dans l'état actuel des évaluations que l'on peut en faire, ces trois sources semblent échouer à expliquer l'amplitude et la rapidité des variations de la teneur en gaz à Vostok. Quelque soit la fonction de transfert choisie pour rendre compte des variations thermiques de V_c , on aboutit à des variations de pression au close-off rapides, de grande amplitude et pour la plupart non corrélées à la température. Si on peut à la rigueur envisager un effondrement rapide de la calotte de glace, il est très difficile d'envisager un épaissement brutal des régions centrales de l'Antarctique. Les variations de la pression atmosphérique en Antarctique semblent elles aussi insuffisantes pour expliquer une large part des variations de V . Les sources principales de variation de

pression sont l'effet du refroidissement sur la pression hydrostatique en altitude et les variations de la circulation atmosphérique. Il ne semble pas que ces effets puissent produire des variations de pression excédant une vingtaine de millibars. Notons par ailleurs qu'on peut difficilement envisager une situation météorologique au centre de l'Antarctique radicalement différente de la situation anticyclonique actuelle, car des arrivées fréquentes de perturbations dans la région de Vostok produiraient probablement un changement important de l'accumulation neigeuse.

Plus spéculativement, on peut tenter de faire intervenir d'autres sources de variations de V . Il est assez aisé de soupçonner le volume poreux de la glace au close-off si l'on se souvient qu'une variation de densité au close-off de l'ordre de $0,015 \text{ g cm}^{-3}$ correspond à une variation de V_c de $0,02 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$, qui est suffisante pour rendre compte de l'amplitude des variations de V . Or, une telle variation de densité est relativement faible puisqu'elle correspond à la demi largeur de l'intervalle du close-off à Siple, ou à l'amplitude des variations saisonnières de V_c liée à un effet de bouchage dans les sites de forte accumulation (voir chapitre IV). Il est plus difficile de déterminer la source des variations non thermiques de V_c . Une source possible peut être liée à une variation de vitesse de croissance des cristaux liée à la présence de fortes concentrations en poussières et de couches de cendres volcaniques en certains endroits de la carotte de Vostok. Cependant, nous avons vu aux paragraphes VII.5.2 et VII.5.3 que cette hypothèse semble peu convaincante. L'analyse des variations géographiques actuelles de V_c réalisée au chapitre IV nous a conduit à soupçonner une influence possible du vent. On n'observe pas de corrélation entre la teneur en gaz et les paramètres mesurés dans la carotte de Vostok dont le comportement est en partie lié à la circulation méridienne (poussières continentales, sodium marin). Cependant, il n'existe pas nécessairement de lien entre cette circulation à grande échelle et le vent local en surface à Vostok. Nous avons réalisé une estimation des variations de P_c dans

l'hypothèse où le vent à Vostok serait purement d'origine thermique. Bien entendu, ce calcul ne permet pas d'expliquer les variations de P_c qui ne sont pas simultanées avec une variation importante de température.

Ce calcul pourrait cependant permettre de rendre compte de l'amplitude de l'avant dernière transition glaciaire - interglaciaire : on aboutit ainsi à une variation de pression d'environ 55 mb. Si on attribue 10 mb à l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons, 20 mb à une augmentation de pression atmosphérique (il s'agit de l'augmentation maximum indiquée par un MCG (Gates, 1976 a et b)), il reste 25 mb qui peuvent à la limite être attribués à un épaissement de la glace.

En ce qui concerne les autres variations de V , il est très difficile de les interpréter dans la mesure où elles ne sont pas corrélées à d'autres paramètres climatiques de la carotte de Vostok. La comparaison avec d'autres paléo-données nécessite des hypothèses sur la coïncidence des chronologies. Il n'est pas impossible que les grandes variations de P_c soient corrélées avec les grandes variations du niveau marin. Le lien entre niveau marin et teneur en gaz ne pouvant être interprété uniquement en termes de variations d'altitude en surface de la glace au centre de l'Antarctique, il faudrait, si corrélation il y a, envisager un lien atmosphérique entre les deux signaux (variations de pression et/ou de vent liées aux changements de la topographie en surface de la terre).

CONCLUSION

CONCLUSION

Ce travail a permis de montrer que la technique de mesure de la teneur en gaz (V) de la glace utilisée au LGGE peut fournir des résultats absolus avec une précision de $\pm 1,5 \%$. Nous avons mis en évidence un effet de pertes de gaz en surface des échantillons de glace qui peut varier entre 1 et 10 % de V . Une méthode de calcul a été présentée pour corriger le résultats de cet effet lorsque la géométrie des occlusions est simple. De façon complémentaire, une méthode expérimentale d'évaluation de cette correction, qui est utilisable quelque soit la géométrie des occlusions a été présentée.

L'étude des variations géographiques actuelles de V à partir de seize sites de forage différents montre une dépendance forte et quasi linéaire de V en fonction de la pression atmosphérique. Nous avons montré que la teneur en gaz de la glace est reliée de façon très simple à la pression (P_c), à la température (T_c) et au volume poreux (V_c) de la glace au moment de l'isolement de l'air situé dans les pores du névé par rapport à l'atmosphère. Pour les glaces formées dans les conditions climatiques actuelles, connaissant P_c et T_c , on peut déduire des mesures de V le volume poreux et la densité de la glace au moment de l'isolement de l'air des pores du névé par rapport à l'atmosphère avec une bonne précision. L'étude des variations saisonnières de V , ainsi que la comparaison de nos données de V_c avec les résultats de mesures de porosité fermée dans la zone de transition névé - glace conduit à interpréter les variations saisonnières de V comme dues à un effet de bouchage des couches de neige d'été par les couches plus denses de neige hivernales, et ne met pas en évidence de différences significatives entre niveau moyen de fermeture des bulles et niveau moyen d'isolement de l'air. Les nouveaux résultats présentés dans ce travail confirment une dépendance en température de V_c et n'indiquent pas de dépendance de V_c en fonction du taux d'accumulation. Une partie de l'écart à la linéarité de la relation $V_c - T_c$ pourrait être liée aux variations de la vitesse du vent. L'absence de modélisation théorique quantitative des variations de V_c et le nombre encore faible des sites de forage étudiés rendent délicat l'établissement d'une fonction de transfert pour l'interprétation des paléo-données de V . Nous avons proposé

plusieurs paramétrisations du comportement de V_c avec la température et le vent compatibles avec les résultats expérimentaux.

Trois méthodes analytiques différentes ont été utilisées pour déterminer les variations de teneur en gaz le long des carottes "3 G" et "4 G" forées à Vostok. Ces deux carottes couvrent le dernier cycle climatique avec une bonne résolution. Les différents profils obtenus montrent les mêmes grandes variations de V , c'est pourquoi il est très peu plausible que celles ci soient dues à des erreurs expérimentales ou à des variations de qualité des carottes de glace. L'utilisation de plus de 1000 résultats de mesures sur 380 niveaux de profondeur a permis pour la première fois d'obtenir un profil de V à haute résolution sur un forage profond.

L'analyse de ces résultats, pour lesquels les différences entre âge du gaz et âge de la glace sont de plusieurs milliers d'années, nécessite la prise en compte des variations de paramètres climatiques tels que la température et l'accumulation neigeuse entre la date de déposition de la neige et la date de piégeage du gaz. Ceci conduit à une déformation du signal lorsque l'on passe de la teneur en gaz à la pression au close-off. Une étude de sensibilité a montré que quelque soient les hypothèses faites sur les datations de la glace et du gaz, l'estimation des températures qui entrent dans notre calcul et la paramétrisation des variations thermiques de V_c , on observe des variations de pression de l'ordre de 100 mb en quelques milliers d'années. Ces variations sont aussi rapides dans le sens d'une augmentation que dans celui d'une diminution de P_c . Il est très difficile d'envisager un épaissement brutal de la glace dans les régions centrales de l'Antarctique de l'Est, où l'accumulation neigeuse est très faible, c'est pourquoi les variations de V ne peuvent très vraisemblablement pas être interprétées uniquement en termes de variations d'épaisseur de la glace. Nous avons montré que les variations de la pression atmosphérique moyenne globale à basse altitude liées aux différentes sources de changements de la masse atmosphérique et aux changements de la topographie en surface de la terre n'excèdent pas quelques millibars. Les effets des variations de température sur la pression hydrostatique en altitude et des changements potentiels de la circulation atmosphérique peuvent

être significatifs, mais ne semblent pas produire des variations de pression excédant une vingtaine de millibars. Il est assez probable qu'une part importante des grandes variations de V provienne de variations non thermiques de V_c . Cependant, nous n'avons pas pu déterminer la source de ces variations dans la mesure où celles-ci ne sont pas clairement corrélées aux autres paléo-données actuellement disponibles.

ANNEXE A

RESULTATS DETAILLES DES TESTS EXPERIMENTAUX

**RESULTATS DETAILLES DES
TESTS EXPERIMENTAUX**

**A.1 MASSE DE GLACE SUBLIMEE PENDANT LA MISE SOUS VIDE DE
L'ECHANTILLON**

N°test	Masse sublimée	N°gamelles	T frigatron	T chbre froide	P5-P20'	Masse ech.	Pvap. sat.	I frigatron
1	0,23	624	-13,5	-17,6	9-8 10 ⁻¹	18,18	2,7	5,2
7	0,22	624	-21	-17,7	8-7 10 ⁻¹	19,54	1,8	5,6
6	0,18	108	-20	-17,5	4-4 10 ⁻¹	19,85	2,2	5,4
9	0,19	108	-20,5	-17,6	6-6 10 ⁻¹	23,80	2,2	4,6
3	0,19	219	-16,5	-17,1	6-6 10 ⁻¹	22,88	2,7	5,0
5	0,20	219	-19	-17,0	6-5 10 ⁻¹	22,95	2,7	4,4
16	0,22	219	-19	-18,0	5-5 10 ⁻¹	25,67	2,2	4,8
11	0,27	82	-23	-18,1	4-4 10 ⁻¹	22,58	1,7	4,8
14	0,24	82	-23,5	-18,4	4-4 10 ⁻¹	23,03	1,8	5,0
12	0,23	500	-23	-18	4-3 10 ⁻¹	24,16	1,9	4,8
17	0,22	500	-19	-17,9	7-6 10 ⁻¹	25,05	2,2	4,8
13	0,24	158	-23	-18	5-5 10 ⁻¹	23,22	1,8	4,8
15	0,26	158	-23,5	-18,5	5-4 10 ⁻¹	24,04	1,7	4,9
8	0,24	624	-19	-17,4	7-7 10 ⁻¹	16,14	2,2	5,5
2	0,25	108	?	-17,6	3-3 10 ⁻¹	22,24	1,2	1,5

Table A.1 : masse de glace sublimée pendant la mise sous vide des échantillons (résultats détaillés). Les tests sont classés par numéro de gamelle. Les températures (T) sont en °C, les masses en grammes. les pressions P5' et P20' (exprimées en torr) sont mesurées par la jauge Pirani située au dessus de la gamelle après 5 et 20 minutes de pompage sur l'échantillon. Masse ech. est la masse de l'échantillon mesurée avant les 20' de pompage. P vap. sat. (en torr) est la pression de vapeur saturante de la glace à la fin du pompage sur l'échantillon (mesurée à la jauge Pirani). On déduit de ces pressions la gamme de température de la glace : de -6,2 à -15,4°C (d'après Weast, 1973). Enfin, I frigatron (Ampères) est l'intensité du courant électrique qui alimente le frigatron. Les tests sont réalisés avec des échantillons de glace artificielle (eau ultrapure gelée) excepté les tests 16 (glace "récente" : carotte de Dome Summit à 143 m de profondeur) et 17 (glace "profonde" : carotte de Vostok à 1289 m de profondeur). Ces tests sont réalisés sur la ligne "Malville" sauf le test 2 (ligne "Fenêtre"). L'échantillon du test 8 est constitué de 6 parallélépipèdes rectangles de dimensions 3x1x1 cm environ (rapport surface/volume double de celui d'un échantillon cubique).

La masse et la forme de l'échantillon ont un effet négligeable sur la quantité de glace sublimée. La seule différence systématique (quoique faible) entre les résultats obtenus sur une même ligne de mesure est liée à la gamelle. Cette différence provient du diamètre et de l'alignement de la voie du robinet de la gamelle et/ou de la qualité du contact gamelle - frigatron.

<i>N°test</i>	<i>Masse sublimée</i>	<i>N°ga-melle</i>	<i>T fri-gatron</i>	<i>T chbre froide</i>	<i>P5'-P20'</i>	<i>Masse ech.</i>	<i>Pvap. sat.</i>	<i>I fri-gatron</i>
18	0,39	500	-	-16,8	0,9-1,2	21,21	3,2	-
19	0,41	500	-	-17,0	1,0-1,2	23,24	3,2	-

Table A.2 : masse de glace sublimée pendant la mise sous vide des échantillons, tests sans frigatron. Les pressions de vapeur saturante de 3,2 torr correspondent à une température de la glace de $-4,3^{\circ}\text{C}$ (Weast, 1973).

A.2 TESTS AVEC CELLULES DE VOLUME CONNU

A.2.1 *Premier type de tests : sans glace*

A.2.1.a Remarque préliminaire : les volumes gravés sur les cellules sont faux. Les valeurs portées dans la première colonne de la table A.3 sont issues de ré-étalonnages par pesée de mercure que j'ai réalisés. L'incertitude maximale sur ces résultats est de $\pm 0,005 \text{ cm}^3$. La cellule de volume gravé $3,62 \text{ cm}^3$ est inutilisable car l'un des robinets fuit. Les cellules utilisées ci-dessous sont de deux types : les cellules de volume $1,000 \text{ cm}^3$ et $2,007 \text{ cm}^3$ sont munies de robinets SVT à joint torique (voir figure A.1), les cellules de volume $1,906 \text{ cm}^3$, $2,611 \text{ cm}^3$ et $3,015 \text{ cm}^3$ sont munies de robinets à boules en verre (voir figure A.2).

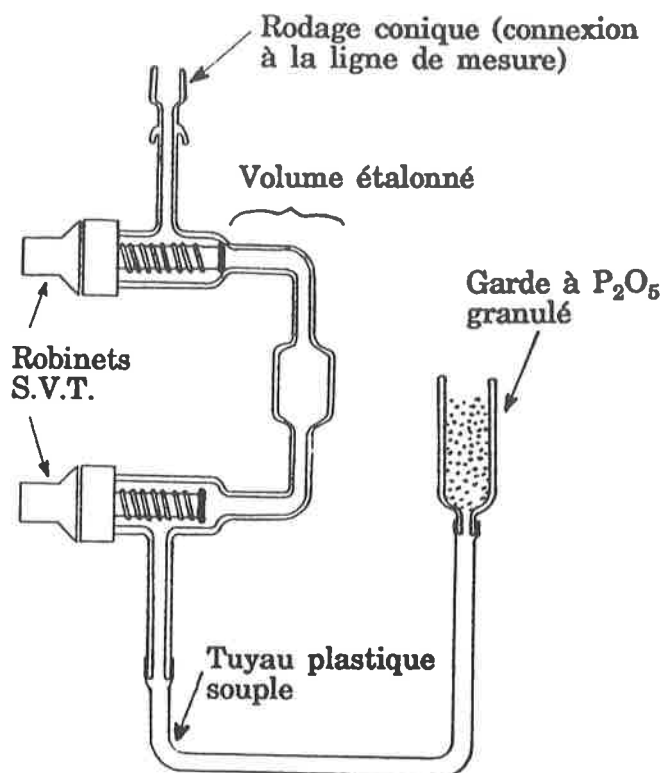


Figure A.1 : Schéma d'une cellule de volume étalonné munie de robinets S.V.T. (cellules de volume 1,000 cm³ et 2,007 cm³)

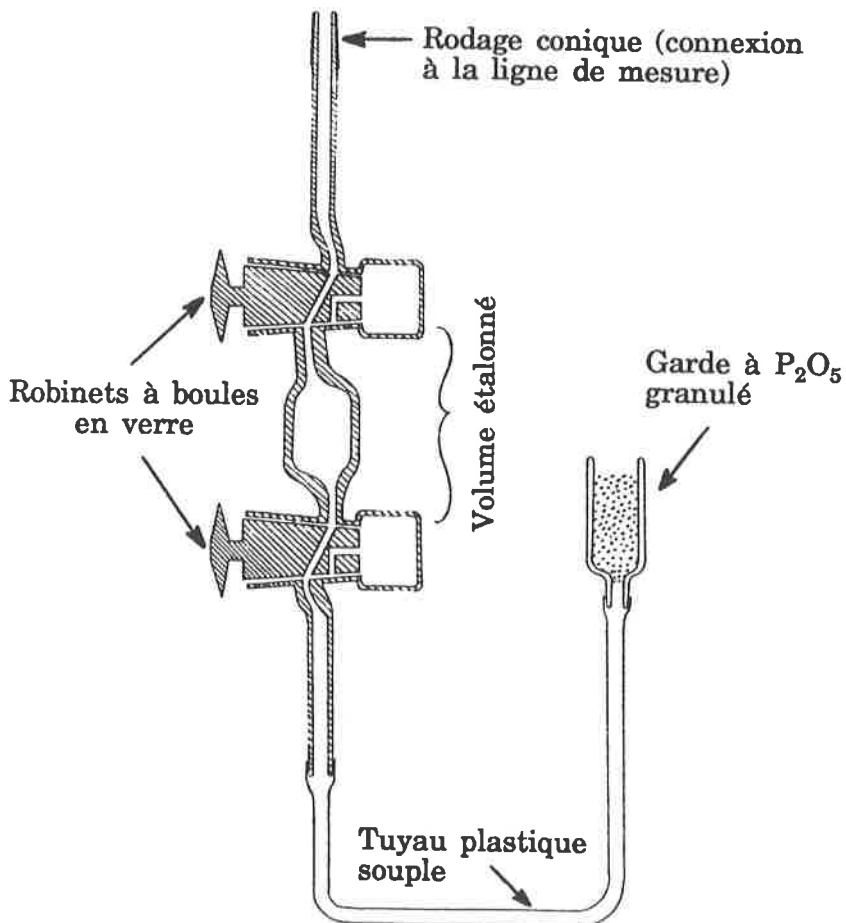


Figure A.2 : Schéma d'une cellule de volume étalonné munie de robinets à boules en verre (cellules de volume 1,906 cm³, 2,611 cm³ et 3,015 cm³).

A.2.1.b Résultats :

LIGNE "FENETRE"				LIGNE "MALVILLE"			
Cellule	V_{mes}	$\langle V_{mes} \rangle$	$\langle V_{mes} \rangle - V_{cel}$	Cellule	V_{mes}	$\langle V_{mes} \rangle$	$\langle V_{mes} \rangle - V_{cel}$
1,000	1,021	1,021	+ 0,021 2,1 %	1,000	0,999	0,991	- 0,009 0,9 %
	1,021				0,983		
	1,022				0,990		
1,906	1,925	1,926	+ 0,020 1,0 %	1,906	1,896	1,892	- 0,014 0,7 %
	1,927				1,888		
2,007	2,029	2,032	+ 0,025 1,2 %	2,007	1,996	1,997	- 0,010 0,5 %
	2,028				1,997		
	2,015				1,991		
	2,041				2,002		
	2,045				1,996		
					2,003		
	1,997						
2,611	2,625	2,623	+ 0,012 0,5 %	2,611	2,584	2,582	- 0,029 1,1 %
	2,620				2,577		
					2,586		
3,015	3,023	3,023	+ 0,008 0,3 %	3,015	3,001	2,989	- 0,026 0,9 %
					2,977		

Table A.3 : résultats détaillés des tests avec cellules étalonnées sans glace. V_{cel} est le volume de la cellule. V_{mes} est le volume d'air recueilli dans la burette de la pompe Toepler, ramené aux conditions de température et de pression au moment du remplissage de la cellule. $\langle V_{mes} \rangle$ est la moyenne de ces mesures pour une cellule donnée. $\langle V_{mes} \rangle - V_{cel}$ est la différence entre cette moyenne et le volume de la cellule, sous ce chiffre figure (en gras) le pourcentage du volume de la cellule que représente cette différence. Tous les volumes sont exprimés en cm^3 .

ECART ENTRE LES DEUX LIGNES

Cellule	1,000	1,906	2,007	2,611	3,015
$\langle V_{mes}^{fen} \rangle - \langle V_{mes}^{mal} \rangle$	0,030	0,034	0,035	0,041	0,034

Table A.4 : différence d'étalonnage entre les deux lignes. $\langle V_{mes}^{fen} \rangle$ est la valeur de $\langle V_{mes} \rangle$ obtenue sur la ligne "fenêtre" et $\langle V_{mes}^{mal} \rangle$ celle obtenue sur la ligne "Malville". Tous les volumes sont exprimés en cm^3 .

D'après les deuxième et sixième colonnes de la table A.3, L'écart maximum entre résultats obtenus pour une cellule et sur une ligne données est de 2% et peut s'expliquer par l'erreur de lecture à la burette et des inhomogénéités ou variations rapides de température du laboratoire (une erreur de 1°C sur une température biaise le résultat de 0,7%). Les écarts entre volume d'air introduit (V_{mes}) et volume d'air mesuré dans la burette n'excèdent pas 2% et leur moyenne est de 1%.

Ecart entre les deux lignes : la table A.4 illustre l'écart systématique et quasi constant entre les résultats obtenus avec chacune des deux lignes pour une cellule donnée. Cet écart systématique peut provenir de : l'efficacité moindre de la pompe Toepler de la ligne "Malville", l'encrassement de la burette de la ligne fenêtre ou d'une différence d'étalonnage entre les deux burettes.

A.2.1.c Effet de la différence d'efficacité des deux pompes Toepler. A l'issue des trente minutes de pompage Toepler, une faible quantité d'air ($V_{résiduel}$) reste dans la ligne de mesure ; or les pressions mesurées à la jauge Pirani en fin de pompage sont nettement plus élevées dans la ligne "Malville" que dans la ligne "Fenêtre". Nous avons évalué $V_{résiduel}$ pour déterminer s'il peut être la cause de l'écart de résultats observé entre les deux lignes. Il faut noter que cette quantité d'air dépend du volume d'air introduit dans la ligne : plus le volume de la cellule utilisée est grand, plus la pression dans la ligne en fin de pompage Toepler est élevée. Le volume $V_{résiduel}$ peut s'exprimer en fonction d'un rapport de pressions dans la ligne de mesure : lorsque l'air initialement contenu dans la cellule est détendu dans la ligne, on mesure la pression P^1_{ligne} qui en découle. Cette pression satisfait la relation suivante :

$$\frac{P^1_{ligne} V_{ligne}}{T^1} = \frac{P^1_{labo} V_{cellule}}{T^1},$$

où P^1_{labo} et T^1 sont les pression et température ambiantes au moment de la détente, V_{ligne} et $V_{cellule}$ sont les volumes de la ligne et de la cellule. Soit P^2_{ligne} la pression dans la ligne au moment de l'arrêt de la pompe Toepler, on définit $V_{résiduel}$ comme étant le volume satisfaisant la relation suivante :

$$\frac{P^2_{ligne} V_{ligne}}{T^2} = \frac{P^1_{labo} V_{résiduel}}{T^1} \quad (1)$$

T^2 étant la température ambiante au moment de l'arrêt de la Toepler. Le laboratoire étant climatisé, les températures T^1 et T^2 sont voisines. En combinant ces deux relations, on obtient :

$$V_{résiduel} = V_{cellule} \frac{P^2_{ligne} T^1}{P^1_{ligne} T^2} \quad (2)$$

Remarque : le volume des lignes étant variable (principalement à cause des changements fréquents de pièges à anhydride phosphorique) et difficile à mesurer, les capteurs Pirani n'étant pas absolus, nous avons préféré calculer $V_{résiduel}$ en fonction de P^2_{ligne}/P^1_{ligne} plutôt qu'en fonction de V_{ligne} et P^2_{ligne} (c'est à dire en utilisant la relation (2)).

Les valeurs moyennes de $V_{résiduel}$ sont les suivantes :

Cellule	1,000	1,906	2,007	2,611	3,015
$V_{résiduel}^{fenêtre}$ (cm ³)	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
$V_{résiduel}^{malville}$ (cm ³)	0,001	0,003	0,003	0,005	0,006

Table A.5 : estimation du volume de gaz restant dans la ligne de mesure en fin de pompage Toepler. $V_{résiduel}$ est calculé pour chaque test réalisé et ramené aux conditions de température et de pression au moment du remplissage de la cellule, puis les résultats obtenus pour une cellule et sur une ligne données sont moyennés.

Pour chaque cellule, la variabilité de $V_{résiduel}$ obtenu pour les différents tests n'excède pas $\pm 0,001$ cm³. N'ayant pas une grande confiance dans les valeurs absolues des pressions fournies par les capteurs Pirani, nous avons réalisé un test de coupures de pompage sur chaque ligne afin de valider les résultats du tableau ci-dessus. Le test de coupures de pompage consiste à injecter dans la ligne un

volume donné de gaz (à l'aide de la cellule de volume $2,007 \text{ cm}^3$) et à couper le pompage Toepler lorsque la pression dans la ligne atteint les valeurs successives de 10^{-1} , $5 \cdot 10^{-2}$, 10^{-2} et $5 \cdot 10^{-3}$ torr, afin de mesurer le volume d'air recueilli dans la burette au moment où chacune de ces pressions est atteinte. Ces tests valident l'ordre de grandeur de $V_{\text{résiduel}}$.

La différence de $V_{\text{résiduel}}$ entre les deux lignes est d'au moins un ordre de grandeur plus faible que l'écart entre les deux lignes : $\langle V_{\text{mes}}^{\text{fen}} \rangle - \langle V_{\text{mes}}^{\text{mal}} \rangle$ (table A.4) que nous cherchons à expliquer. Ce dernier écart de $0,03 \text{ cm}^3$ provient donc des burettes de pompe Toepler (biais d'étalonnage ou encrassement).

A.2.1.d Étalonnages de la burette "fenêtre". Ces étalonnages, réalisés par pesée de mercure, sont beaucoup moins précis que les étalonnages des cellules car il faut retourner la burette, d'où un biais des résultats lié à la hauteur du ménisque. La burette de la ligne "fenêtre", utilisée depuis une dizaine d'années a été étalonnée avant et après nettoyage. Les traces d'oxydes de mercure et de graisse à vide présentes sur les parois de la burette "fenêtre" au moment des tests avec cellules étalonnées ont biaisé les résultats d'environ $0,02$ à $0,03 \text{ cm}^3$. L'essentiel de ces traces étant situées près du robinet de la burette, tous les résultats sont biaisés de la même manière.

A.2.1.e Conclusion. Le calcul de $V_{\text{résiduel}}$: volume de gaz restant dans la ligne en fin de pompage Toepler nous permet de conclure au transfert complet du gaz (à $0,2 \%$ près maximum) de la cellule vers la burette. Les différences entre les volumes des cellules et les volumes mesurés dans les burettes : $\pm 2 \%$ maximum sont dues à l'encrassement, à la qualité des graduations et à l'erreur de lecture sur les burettes.

A.2.2 *Second type de tests : avec glace*

LIGNE "FENETRE"				LIGNE "MALVILLE"			
Cellule	V_{mes}	$\langle V_{mes} \rangle$	$\langle V_{mes} \rangle - V_{cel}$	Cellule	V_{mes}	$\langle V_{mes} \rangle$	$\langle V_{mes} \rangle - V_{cel}$
2,007	2,041 2,038	2,040	+ 0,033	2,007	2,003 1,984 1,984	1,990	- 0,017

Table A.6 : Les notations sont identiques à celles de la table A.3.

Pour comparer précisément ces résultats à ceux obtenus à l'issue du premier type de tests, nous devons évaluer la quantité de gaz restant

- dans la gamelle au moment de sa fermeture (après 12' de pompage Toepler)
- dans la ligne en fin de pompage Toepler.

Le volume d'air $V_{fermeture}$ restant dans la gamelle après 12' de pompage (ramené aux conditions de température et de pression régnant au moment du remplissage de la cellule) peut être déduit du volume $V_{gamelle}$ et de la température $T_{gamelle}$ de la gamelle, ainsi que de la pression P^3_{ligne} mesurée dans la ligne à ce moment :

$$V_{fermeture} = (V_{gamelle} - V_{glace}) \frac{P^3_{ligne} T^1}{T_{gamelle} P^1_{labo}},$$

où V_{glace} est le volume du lit de glace situé au fond de la gamelle.

La quantité d'air restant dans la ligne en fin de pompage Toepler est estimée de la même manière que pour le premier type de tests.

LIGNE "FENETRE"				LIGNE "MALVILLE"			
Cellule	$V_{fermeture}$	$V_{résiduel}$	V_{total}	Cellule	$V_{fermeture}$	$V_{résiduel}$	V_{total}
2,007	0,004	0,001	0,005	2,007	0,010	0,003	0,013

Table A.7 : Les volumes sont exprimés en cm^3 . V_{total} est la somme des deux corrections. La principale incertitude sur ces résultats est liée aux mesures des pressions P^1_{ligne} , P^2_{ligne} et P^3_{ligne} .

Il faut remarquer que la quantité d'air restant dans la gamelle au moment de sa fermeture (0,2 à 0,5 %) est nettement plus importante que la quantité d'air restant dans la ligne en fin de pompage Toepler (0,05 à 0,15 %). La comparaison des volumes moyens d'air recueillis dans les tests avec / sans glace donne les résultats suivants (corrigés des volumes d'air non transférés dans la burette) :

Ligne "fenêtre"	Ligne "Malville"
tests sans glace : 2,033 cm ³	tests sans glace : 2,000 cm ³
tests avec glace : 2,045 cm ³	tests avec glace : 2,003 cm ³

Les résultats des tests avec glace ne diffèrent pas de plus de 0,6 % des résultats des tests sans glace.

ANNEXE B

**PREPARATION DE LAMES MINCES
ET MESURES DE BULLES**

PREPARATION DE LAMES MINCES ET MESURES DE BULLES

B.1 PREPARATION DE LAMES MINCES POUR LES MESURES DE TAILLES DE BULLES

Une tranche de glace d'environ 1 cm d'épaisseur est découpée à la scie à ruban, puis l'une des surfaces ainsi taillées est polie au papier de verre à gros grain, puis à grain fin. Ensuite, on passe la main sur cette surface pour éliminer les petites rayures du papier de verre par légère fusion et pour la rendre translucide. La surface ainsi traitée est alors collée sur une lame de verre à quadrillage centimétrique en déposant, avec une seringue, un filet d'eau à 0°C autour de la glace. On préférera cette méthode à un collage par fusion de la glace sur une plaque chaude, car les bulles d'air apparaissant dans ce cas dans l'eau de fonte située au contact de la lame de verre peuvent être confondues avec les bulles de la glace elle-même. La surface supérieure de la glace est ensuite dressée au microtome. Il faut noter qu'à cause des défauts de planéité de la surface inférieure de la glace, les lames minces collées avec un filet d'eau se fracturent assez facilement en fin d'amincissement au microtome. A l'avenir, il y aura avantage à utiliser la fraise récemment mise au point au LGGE, qui limite les risques de fracturation de la lame et qui est plus pratique que le microtome. L'épaisseur de la lame doit être suffisamment faible pour éviter la superposition des bulles, mais pas trop pour limiter le pourcentage de bulles coupées par les surfaces de la lame qui biaise les mesures de taille. Bien entendu, plus les bulles sont grosses, plus ce compromis est difficile à trouver. En pratique, l'épaisseur des lames est de 1,5 à 3,5 mm. Si on veut déterminer la concentration en bulles de la glace, cette épaisseur doit être mesurée précisément au pied à coulisse.

B.2 OBSERVATION ET PHOTOGRAPHIE DES LAMES

Nous avons d'abord vérifié que les mesures de bulles réalisées à la binoculaire (en chambre froide) et sur des photos donnent des résultats identiques. Pour des raisons pratiques, la quasi totalité des mesures ont été réalisées sur des photos. Cependant, une observation qualitative à la binoculaire de détails de petite taille peu visibles sur photo peut aider l'exploitation des photographies :

- présence de rayures ou de petits éclats (qui peuvent être confondus avec des bulles) sur les surfaces de la lame
- présence de microbulles (diamètre inférieur à 0,1 mm)
- hétérogénéités de répartition des bulles ou microbulles, formes particulières des bulles
- fractures (elles peuvent apparaître sous forme de plans de microbulles).

Pour la mesure de tailles de bulles, le plus pratique est de faire des diapositives couleur, qui sont ensuite projetées sur un écran horizontal (plaque de verre recouverte de papier calque). Un grossissement 1 sur la diapositive est généralement suffisant. Les photographies doivent être prises relativement rapidement (dans la journée) après la préparation de la lame pour éviter d'être gêné par l'opacification de la surface inférieure de la glace lié au phénomène de sublimation - recondensation entre cette surface et la plaque de verre. Le quadrillage centimétrique de la plaque de verre est parfois peu visible sur les photos. L'échelle doit donc être visualisée par un morceau de transparent (2 à 3 cm²) sur lequel une feuille de papier millimétré a été photocopiée.

B.3 MESURES DE TAILLES DE BULLES

B.3.1 *Détermination du nombre de bulles à mesurer*

Nous avons évalué le nombre de bulles à mesurer pour obtenir une précision suffisante sur la teneur en gaz corrigée. Pour ce faire, nous avons compté deux

séries d'un certain nombre de bulles et nous avons augmenté le nombre de bulles comptées jusqu'à ce que les corrections de pertes en surface obtenues avec les deux séries de bulles diffèrent de moins de 1%. Nous nous sommes placés dans un cas extrêmement défavorable : grosses bulles, correction élevée. Ainsi nous concluons que la mesure de 150 bulles permet à priori d'obtenir une erreur sur V inférieure à 1%. Pour s'assurer dans chaque cas de la précision des résultats (diamètre moyen des bulles rondes et cylindriques, longueur moyenne des bulles cylindriques et pourcentage des différents types de bulles si il y a mélange) on pourra calculer séparément les valeurs moyennes pour deux groupes de 75 bulles et vérifier la proximité des deux ensembles de résultats avant de calculer les moyennes globales.

B.3.2 *Relation entre la longueur de bulles allongées orientées au hasard et sa projection dans un plan*

Le fait que nos mesures soient réalisées dans un plan pose problème dans le cas de la longueur de bulles cylindriques orientées aléatoirement (L). On mesure en fait la projection (l) de la longueur des bulles dans le plan de la lame mince (voir figure B.1).

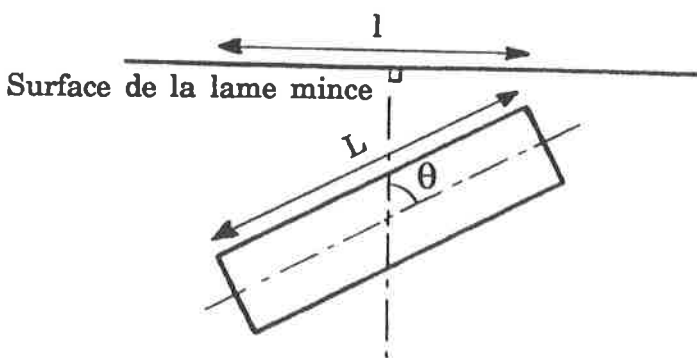


Figure B.1 : relation entre la longueur (L) d'une bulle allongée orientée au hasard et sa projection (l) dans le plan de la lame mince. Le plan du dessin est défini par le centre de la bulle, son axe et la normale à la surface de la lame mince.

Il nous faut déterminer la relation qui lie $\langle l \rangle$ (valeur moyenne de l) et L . Soit θ l'angle entre la normale à la surface de la lame mince et l'axe de la bulle,

$$l = L \sin \theta.$$

$\langle l \rangle$ est la valeur moyenne de la fonction $f(\theta) = L \sin \theta$ lorsque l'orientation de la bulle varie dans le premier octant d'un système de coordonnées sphériques

centré sur le centre de la bulle et dont θ est l'angle polaire. Soit φ le deuxième angle de ce système de coordonnées,

$$\langle l \rangle = \frac{\iint_S f(\theta) ds}{\iint_S ds}, \text{ c'est à dire}$$
$$\langle l \rangle = \frac{\int_0^{\pi/2} \int_0^{\pi/2} (L \sin \theta) \sin \theta d\theta d\varphi}{\int_0^{\pi/2} \int_0^{\pi/2} \sin \theta d\theta d\varphi} \text{ soit finalement,}$$

$$\langle l \rangle = \pi L / 4 = 0,785 L.$$

Cette relation permet de déduire L des mesures réalisées dans le plan d'une lame mince.

B.3.3 *Incertitudes sur les résultats*

Une erreur peut être commise si l'épaisseur (e) de la lame mince est trop faible et que les mesures de taille de bulles sont biaisées par l'effet des bulles coupées aux surfaces de la lame mince. Par un calcul analogue à celui du chapitre III au paragraphe III.7, on détermine aisément les pourcentages de bulles coupées aux surfaces des lames :

- $100 \times 2 D / e$ pour des bulles rondes et cylindriques orientées parallèlement à la surface de la lame mince,

- $100 (L + \pi D / 2) / e$ pour des bulles cylindriques orientées au hasard.

Cependant, dans le cas des bulles rondes et cylindriques orientées, seules les bulles coupées de manière à ce que moins de la moitié de la bulle soit incluse dans la lame biaisent la mesure de taille ; leur pourcentage est donc de $100 D / e$. Pour ces deux types de bulles, les épaisseurs de toutes nos lames

minces sont suffisamment grandes pour que les tailles mesurées ne soient pas biaisées significativement par ces effets de bulles coupées, et nous estimons l'incertitude maximale sur nos résultats à $\pm 0,05$ mm.

Le fiabilité de nos mesures est moindre dans le cas des bulles allongées orientées aléatoirement pour les raisons suivantes :

- le pourcentage de bulles coupées aux surfaces des lames peut être très élevé,

- l'approximation faite sur la forme des bulles peut biaiser les résultats (les bulles allongées coudées présentes dans la glace sont assimilées à des cylindres).

C'est pourquoi les résultats de teneur en gaz correspondant à des glaces contenant plus de 20% de bulles allongées non orientées ne seront pas pris en compte dans la suite de cette étude, bien que les résultats décrits au paragraphe III.6 (chapitre III) pour le site D-57 soient excellents, et que les résultats à Mizuho soient en accord avec ceux de Higashi et al., 1983 (paragraphe III.8 du chapitre III). Pour ces bulles allongées orientées au hasard, nous estimons que l'incertitude sur les diamètres est inférieure à $\pm 0,05$ mm et celle sur la longueur des bulles est inférieure à $\pm (L - l)$.

B.4 RESULTATS DES MESURES DE TAILLES DE BULLES

Carotte	% bulles rondes	D _s (mm)	D _c (mm)	l _c (mm)	L _c (mm)	e (mm)
Site F, 143 m	100 %	0,52	-	-	-	2,0
	100 %	0,52	-	-	-	
	100 %	0,52	-	-	-	
Site J, 91,5 m	87,5 %	0,30	0,31 *	0,99 *	0,99 *	1,9
	82,5 %	0,29	0,23 *	0,98 *	0,98 *	
	85 %	0,30	0,26 *	0,98 *	0,98 *	
Site P 67 m	98,8 %	0,46	0,46	1,45	1,85	1,4
	97,5 %	0,44	0,31	0,99	1,26	
	98,1 %	0,45	0,36	1,15	1,46	
112 m	98,8 %	0,49	0,60	1,57	2,00	2,8
	97,5 %	0,48	0,41	1,01	1,29	
	98,1 %	0,49	0,47	1,19	1,52	
Site B, 71,5 m	95 %	0,57	0,46	1,52	1,94	2,4
	96,3 %	0,51	0,53	2,00	2,55	
	95,6 %	0,54	0,49	1,72	2,19	
Site Q, 110 m	100 %	0,48	-	-	-	3,5
	100 %	0,47	-	-	-	
	100 %	0,47	-	-	-	
Site DE08 140 m	98,8 %	0,19	0,21	0,56	0,71	1,5
	95 %	0,19	0,16	0,59	0,75	
	96,9 %	0,19	0,17	0,58	0,74	
160 m été	96,3 %	0,24	0,20	0,60	0,76	1,8
	97,5 %	0,22	0,23	0,55	0,70	
	96,9 %	0,23	0,21	0,58	0,74	
160 m hiver	100 %	0,20	-	-	-	1,8
	96,3 %	0,20	0,17	0,50	0,64	
	98,1 %	0,20	0,17	0,50	0,64	
Dome Summit 143 m	98,8 %	0,26	0,27	0,66	0,84	2,0
	97,5 %	0,28	0,23	0,83	1,06	
	98,1 %	0,27	0,24	0,77	0,98	
240 m	100 %	0,36	-	-	-	2,9
	100 %	0,36	-	-	-	
	100 %	0,36	-	-	-	
D 10, 117 m	96,3 %	0,34	0,26	0,72	0,92	1,5
	95 %	0,31	0,31	0,73	0,93	
	95,6 %	0,32	0,28	0,73	0,93	

Carotte	% bulles rondes	D_s (mm)	D_c (mm)	l_c (mm)	L_c (mm)	e (mm)
Camp Century 201 m	96,3 %	0,29	0,30	1,04	1,32	1,3
	97,5 %	0,29	0,26	0,71	0,90	
	96,9 %	0,29	0,29	0,91	1,16	
Mont Logan 99 m	90 %	0,23	0,18	0,76	0,97	2,1
	92,5 %	0,23	0,17	0,83	1,06	
	91,3 %	0,23	0,18	0,79	1,01	
Byrd, 100,5 m	96,3 %	0,33	0,26	0,82	1,04	1,4
	93,8 %	0,31	0,23	0,83	1,06	
	95 %	0,32	0,24	0,82	1,04	
Mizuho 75 m	65,5 %	0,40	0,32	1,19	1,52	3,9
	63,1 %	0,38	0,31	1,21	1,54	
	64,3 %	0,39	0,32	1,20	1,53	
85 m haut	88,8 %	0,35	0,27	0,91	1,16	3,9
	85 %	0,32	0,30	0,91	1,16	
	86,9 %	0,34	0,29	0,91	1,16	
85 m bas	81,2 %	0,34	0,29	0,85	1,08	3,3
	80 %	0,33	0,30	0,90	1,15	
	80,6 %	0,33	0,29	0,88	1,12	
D 57 100 m	52,5 %	0,30	0,28	1,51	1,92	?
	50 %	0,31	0,27	1,44	1,83	
	51,3 %	0,31	0,28	1,47	1,87	
200 m	100 %	0,15	-	-	-	?
	100 %	0,14	-	-	-	
	100 %	0,14	-	-	-	
Pôle Sud 181 m	86,3 %	0,18	0,18	0,58	0,74	?
	82,5 %	0,17	0,19	0,69	0,88	
	84,4 %	0,18	0,18	0,64	0,82	
Dôme C 140,1 m	88,9 %	0,28	0,24	0,69	0,88	2,5
	87,5 %	0,28	0,17	0,63	0,80	
	88,2 %	0,28	0,20	0,66	0,84	
179 m	96,3 %	0,25	0,28	0,60	0,76	2,2
	96,3 %	0,22	0,13	0,68	0,87	
	96,3 %	0,24	0,20	0,64	0,82	

Table B.1 : Résultats de l'ensemble des mesures de bulles réalisées au cours de ce travail. D_s est le diamètre des bulles sphériques, D_c le diamètre et L_c la longueur des bulles cylindriques. l_c est la longueur mesurée sur la lame mince (voir paragraphe B.3.2) et e est l'épaisseur de la lame. Les résultats marqués d'une étoile correspondent à des bulles allongées orientées parallèlement à la surface de la lame. Dans les autres cas, les bulles allongées sont orientées au hasard. Trois résultats sont présentés par section de carotte, les deux premières lignes sont les moyennes obtenues à partir de la mesure de deux séries de 80 bulles, la ligne en caractères gras donne la moyenne globale.

Toutes les mesures sont réalisées sur des diapositives sauf : Dome Summit 240 m (à la binoculaire), D 57 (sur tirages papier, photos de M. Creseveur), Pôle Sud (sur tirage papier, photo de A. J. Gow), Camp Century et Byrd (sur tirages papier, photos de M. Paillet). Ces mesures sont essentiellement utilisées au chapitre IV pour corriger les relations teneur en gaz - pression et porosité de la glace au close-off - température de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons. Les mesures marquées d'une étoile (Site J) représentent le seul cas où nous avons trouvé des bulles allongées orientées.

Remarque : pour certaines glaces, les bulles allongées sont très peu abondantes (moins de 5%) et peu de ces bulles ont été mesurées. Les résultats obtenus pour les deux séries de 80 bulles peuvent alors être significativement différents. Dans ces cas, nous avons vérifié qu'en raison de la très faible abondance de ces bulles, le résultat de perte de gaz en surface des échantillons n'était pas affecté par cette moindre qualité des mesures.

Les tailles de bulles mesurées à DE08 dans une couche d'été (pour la teneur en gaz et la conductivité solide) et dans une couche d'hiver sont pratiquement identiques. Ce résultat peut être en contradiction avec une observation de B. Lebel (1979), qui a mesuré une différence de densité de la glace entre les couches d'été et les couches d'hiver (ces mesures ont été réalisées sur une carotte de Dome Summit prélevée à 230 m de profondeur). L'écart de densité observé (0,9100 à 0,9096 g cm⁻³) peut être attribué à une différence de taille ou à une différence de nombre de bulles occluses dans la glace. En attribuant la totalité d'un tel écart de densités à un effet de taille des bulles, on peut calculer une différence de taille de bulles été - hiver correspondant à l'écart de densités ci dessus à l'aide de la relation :

$$1/\rho - 1/\rho_i = n \ 4 \ \pi \ (D/2)^3 / 3$$

qui exprime le fait que la porosité de la glace ($1/\rho - 1/\rho_i$) est égale à sa concentration en bulles (n) que multiplie le volume moyen des bulles (qui sont rondes d'après les résultats obtenus à 240 m de profondeur). On obtient une faible différence été - hiver de taille de bulles : 0,01 mm, compatible avec les résultats de DE08 compte tenu de leur précision.

Les résultats DE08 et surtout de Dome Summit (voir table B.1) indiquent une augmentation significative de la taille des bulles de la glace avec la profondeur, ce qui est très surprenant : à BHD, les bulles rondes sont plus grosses à 240 m qu'à 143 m de profondeur. Ceci peut être dû à une relaxation différente des carottes depuis qu'elles ont été forées, si l'histoire thermique de ces carottes est différente. D'autre part, les résultats de Gow et Williamson (1975), qui ont réalisé des mesures de bulles à 8 profondeurs différentes situées entre 100 et 300 m pour la carotte de Byrd, suggèrent que notre écart de taille de 0,1 mm pourrait provenir d'une variabilité naturelle de la taille des bulles, qui se superpose à la décroissance moyenne du diamètre des bulles avec la profondeur.

ANNEXE C

CORRECTION OF THE AIR-CONTENT MEASUREMENTS IN POLAR ICE FOR THE EFFECT OF CUT BUBBLES AT THE SURFACE OF THE SAMPLE

(article accepté au journal of glaciology)

**CORRECTION OF THE AIR-CONTENT MEASUREMENTS IN POLAR ICE
FOR THE EFFECT OF CUT BUBBLES AT THE SURFACE OF THE SAMPLE**

By P. MARTINERIE,

*(Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement
du C.N.R.S., B.P. 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France)*

V. Ya. LIPENKOV,

*(Arctic and Antarctic Research Institute, Beringa street 38,
199226 Leningrad, U.S.S.R.)*

And D. RAYNAUD

*(Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement
du C.N.R.S., B.P. 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France)*

ABSTRACT. Air content (V) of polar ice has been used as an indicator of the past elevation of the ice sheets. A calculation is presented to correct V measurements performed on ice samples for the effect of cut bubbles at their surface. The results indicate a correction ranging from 1 to 10% for cubic ice samples with about 3 cm length. The correction depends mainly on the size of the bubbles. The theoretical calculation is experimentally verified. The statistical noise linked with the presence of a finite number of bubbles in the ice samples is evaluated. The influence of such a correction on the V profiles measured on polar ice cores is discussed. The method in this paper can also be used for correction of ice-density data obtained by the hydrostatic method.

INTRODUCTION

The air content (V), also called total gas content, of polar ice is a sensitive indicator of the elevation at which the ice was formed and hence provides a sort of "palaeo-altimeter" (Raynaud, 1982). This air is trapped as bubbles when the snow transforms into ice. Deeper in the ice sheet, several hundred meters below the surface, the gas molecules become entrapped as gas-hydrates (clathrates) and the bubbles progressively disappear. Nevertheless, after a deep ice core is drilled, the hydrostatic pressure surrounding the core decreases to 1 atmosphere. The ice relaxes and cavities containing air re-appear. Thus, when an ice sample is cut (generally in a cubic form) for V measurement, some bubbles (and/or cavities) are open at its surface and the corresponding air is lost. As stressed in previous works (Raynaud, 1982; Higashi and others, 1983), this loss may be a possible source of error when measuring V profiles. It is possible to correct the V measurements for this gas lost by a calculation involving the measured V value, the size of the sample, and the size and shape of the bubbles. Bubble size, and hence gas lost, generally decreases with depth at a given site. Bubble size also depends on the origin site of the ice (generally, colder sites have a larger number of smaller bubbles). This means that the gas-loss correction could be important when comparing V measurements at different depths along the same core or from different sites.

Two very similar approaches for estimating this correction have been developed simultaneously and independently at the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) in Leningrad and at the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) in Grenoble. The first approach, more simple to use, gives a mean statistical result. The second approach also indicates how sensitive the result is to the random distribution of a finite number of bubbles in the cube, and could be easier to extend to bubbles shapes which are not taken into account in this paper. The calculation is also applied to some V results, and is finally compared to the approach by Higashi and others (1983). The discussion will be mainly restricted to bubbly ice ; the case of deep ice with cavities resulting from clathrate relaxation will be mentioned in the section dealing with the experimental test of the calculation.

DESCRIPTION OF THE TWO CUT BUBBLES CORRECTION METHODS

Principles

The calculation is based on a statistical relation (Saltikov, 1976) which links the ratio n_c / n_t to $\langle H \rangle$, where n_c is the number of cut bubbles that appear on a unit surface area, n_t the number of bubbles

per volume unit, and $\langle H \rangle$ the mean size of a convex bubble (that is to say the mean distance between two parallel planes oriented at random, and tangential to the bubble). Saltikov demonstrated that for convex bubbles placed and oriented randomly in space, with the same shape but any size spectrum :

$$n_c / n_t = \langle H \rangle. \quad (1)$$

In the case of a cubic sample with length A (surface area = $6 A^2$ and volume = A^3), equation (1) leads to :

$$N_c / N_t = 6 \langle H \rangle / A \quad (2)$$

where N_t is total number of bubbles in the cube (including cut bubbles) and N_c is number of cut bubbles. N_c / N_t can therefore be calculated when knowing $\langle H \rangle$ and A .

Another approach to estimating N_c / N_t is to place at random in a cube the centres of N_t bubbles having all the same size and shape. A criterion for finding the cut bubbles is defined as a function of the distance between the centre of a bubble and each surface of the cube. This criterion is dependent on the size, the shape and the spatial orientation of the bubbles. Using it, a computer program tests each bubble and then counts the bubbles which are cut (N_c). The effect of the random distribution of a finite number of bubbles in the ice cube will be evaluated by comparing the results of different runs with the same parameters. Only bubbles with the same size will be considered here, but a bubble size spectrum has also been taken into account by making some small modifications to the computer program. No difference has been observed by introducing a mean bubble size or when using a full bubble size spectrum.

Either by counting the cut bubbles or by using equation (2), a value of the ratio N_c / N_t is obtained. Let V_{meas} be the measured value of air content and V the air content corrected for the cut bubbles at the surface of the sample. On average, the bubbles are cut in their middle, and the gas lost corresponds to the gas volume included in $N_c / 2$ bubbles. The percentage of gas lost is then obtained from :

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = N_c / (2 N_t), \quad (3)$$

and V is given by :

$$V = V_{\text{meas}} / (1 - N_c / (2 N_t)) \quad (4)$$

The effects of edges and corners of the cube are neglected as the bubble size is much smaller than A. To determine the ratio N_c / N_t , the bubble shape has to be known.

Equation (3) can easily be extended to samples of any arbitrary form :

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = (1 / 2) (n_c / n_t) (s / v), \quad (5)$$

where s is the surface of the sample and v its volume. Nevertheless, for the sake of simplicity, we will only consider here, for the calculation, cubic samples.

Choice of simple bubble shapes

From ice-core observations in the depth range extending from a few tens of meters to a few hundreds of meters below the close-off level, the most simple suitable bubble geometries appear to be spheres and cylinders. The cylindrical type bubbles (generally found together with almost spherical bubbles) can be found oriented in the same direction (this is the case when the ice motion is important). They are also found in the case of newly formed ice without any preferred orientation. Deeper, but above the clathrate-formation zone, the bubbles are generally spherical. We have therefore considered three kinds of bubbles : spherical bubbles, cylindrical bubbles all oriented in the same direction (taken parallel to a side of the cubic sample, which leads to a minimum evaluation of the gas loss), and cylindrical bubbles oriented at random.

Calculations for spherical bubbles

For spherical occlusions of any size spectrum, $\langle H \rangle$ is equal to the mean diameter of the bubbles $\langle D \rangle$. According to equations (2) and (3), the percentage of gas lost can then be obtained as a function of measurable quantities from :

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = 3 \langle D \rangle / A. \quad (6)$$

In order to write the computer program, one needs to define a criterion for finding the cut bubbles. We consider spherical bubbles with same diameter (D). The bubbles located partly (i.e. cut at the surface) or completely in the cube have their centres located in a volume $(A+D)^3$ (see Fig. 1). N_t' centres of bubbles are introduced in that volume ($N_t' = N_t + N_c/2$). A bubble is cut if, and only if, the distance between its centre and one surface of the cube is smaller than $D/2$. This criterion allows one to determine N_c . In practice, a Cartesian marker is used, with its origin located at the centre of the cube and whose axes are the three normals to the sides of the cube. The three coordinates X_i $i=1,2,3$ of each bubble centre are chosen at random in the interval $[-(A+D)/2, +(A+D)/2]$. The criterion for finding the cut bubbles is :

$$\text{for at least one of the } X_i, |A/2 - X_i| \leq D/2 \text{ or } |X_i + A/2| \leq D/2.$$

The value of N_c / N_t can be obtained by counting N_c . Equation (3) becomes :

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = (N_c/2) / (N_t' - (N_c/2)) \quad (7)$$

Calculations for cylindrical bubbles all oriented in the same direction

The orientation of cylindrical bubbles with respect to the faces of the cube is shown in Figure 2. The bubbles are considered as cylinders all having the same base diameter D and the same length L , their axes being parallel to a side of the cube.

Equation (1) cannot be applied directly, but similar equations are easily obtained :

$$n_c/n_t = D \text{ for the four lateral sides of the cube,}$$

$$\text{and } n_c/n_t = L \text{ for the top and bottom sides of the cube.}$$

The following relations are then obtained for the whole cube :

$$N_c / N_t = (4 A^2 D + 2 A^2 L) / A^3, \text{ which leads to :}$$

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = (2 D + L) / A. \quad (8)$$

To write the computer program, the case of oriented cylinders is very similar to the case of spheres. The N_i' bubbles are placed in the volume $(A+D)^2 (A+L)$, and a bubble is cut if its centre is located at a distance which is less than $D / 2$ from a lateral side of the cube or at a distance less than $L / 2$ from the top or the bottom sides of the cube. With this criterion, N_c can be found and $(V - V_{\text{meas}}) / V$ is determined using equation (7).

Calculations for cylindrical bubbles oriented at random

The geometry is illustrated in Figure 3. In this case, equation (1) can be used taking :

$$\langle H \rangle = (2 L + \pi D) / 4 \quad (\text{Saltikov, 1976}),$$

where L and D are the mean length and base diameter of the cylindrical bubbles. Equations (2) and (3) then yield the following relationship :

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = 3 (2 L + \pi D) / (4 A). \quad (9)$$

With the computer program, we consider only cylindrical bubbles with uniform length and diameter. The 3 coordinates of each bubble centre are taken at random. The 3 Cartesian coordinates of the vector corresponding to the bubble axis are chosen at random between -1 and 1, and then normalized. As shown in Figure 3, the centres of the N_i' bubbles have to be placed in a volume $(A + (L^2 + D^2)^{0.5})^3$, but all the bubbles located at a distance smaller than $(L^2 + D^2)^{0.5}$ from a side of the cube (let N_d be their number) are not cut (see bubble 1 in Figure 3). We have the following relation between N_i' and N_i : $N_i' = N_i + N_d / 2$. The criteria for finding cut bubbles and N_c have still to be determined. As shown in Figure 4, a bubble is cut if the distance between its centre and a side of the cube is less than d (see Fig. 4). d can be calculated as a function of L , D , and the coordinate K_i of the bubble axis along the normal to the considered side of the cube :

$$d = (L / 2) |K_i| + (D / 2) (1 - K_i^2)^{0.5}$$

The criterion according to which N_c can be counted is then :

$$\text{for at least one of the } X_i, |A/2 - X_i| \leq d \text{ or } |X_i + A/2| \leq d.$$

Thus the ratio N_c / N_t is obtained by counting the N_c and N_d bubbles, and according to equation (3),

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = (N_c / 2) / (N_t' - (N_d / 2)). \quad (10)$$

Several other bubble shapes could be taken into account. A criterion for selecting the cut bubbles or a value of $\langle H \rangle$ would have to be determined in each specific case.

Case of two types of bubble shapes in an ice sample.

The two shapes can be, for instance, spheres and cylinders oriented at random. This case is often observed in newly formed ice. In Table I, the necessary parameters are defined, and expressed for spheres and cylinders oriented at random.

TABLE I

Parameter	Spherical bubbles	Cylindrical bubbles oriented at random
per cent in number	100 p	100 (1 - p)
Bubble volume	$v_1 = \pi D_s^3 / 6$	$v_2 = \pi D_c^2 L_c / 4$
$N_c / (2 N_t)$ statistical approach	$R_1 = 3 D_s / A$	$R_2 = 3 (2 L_c + \pi D_c) / (4 A)$
$N_c / (2 N_t)$ computer-program approach	$R_1 = N_c / (2 N_t' - N_c)$	$R_2 = N_c / (2 N_t' - N_d)$

Notations : subscript s refers to spherical bubbles (D_s), and subscript c refers to cylindrical bubbles (D_c, L_c).

By assuming that air pressure is identical both in spherical and cylindrical bubbles, the percentage of gas lost is obtained from :

$$(V - V_{\text{meas}}) / V = [p R_1 v_1 + (1 - p) R_2 v_2] / [p v_1 + (1 - p) v_2] \quad (11)$$

Then the detailed formulas are obtained by replacing R_1 , v_1 , R_2 and v_2 by their expressions given in Table I.

SENSITIVITY OF THE CALCULATION RESULTS TO THE DATA

The percentage of gas lost : $100 (V - V_{\text{meas}}) / V$ depends on the length A of the ice cube, and on the size and shape of the bubbles. The key parameters for the correction are the size and shape of the bubbles as well as the percentage of spherical and cylindrical bubbles which are measured on thin sections. For ice samples considered in this study, the percentage of spherical bubbles is generally between 40 and 100%, the mean diameter of both spherical and cylindrical bubbles between 0.1 and 0.6 mm and the mean length of cylindrical bubbles between 0.5 and 2 mm. These ranges all lead to gas losses varying between 1 and 10% of the air content. Because the correction is less than 10% of the V value, a 10% error resulting from bubble measurements will lead to an error less than 1% in the corrected air content value.

Because the mass M of the sample is measured during air-content experiments, and the ice-core density profiles are generally known, the length A of the cube can be obtained from M and the density (ρ), A can also be measured directly. The uncertainty in the determination of A results in a negligible error on the calculated gas lost.

INFLUENCE OF THE RANDOM DISTRIBUTION OF BUBBLES

Comparison of the results obtained with the statistical / computer-program approaches

This comparison (see Table II) is a simple test of coherence. The result of the statistical approach is compared to the mean result of ten computer runs performed with each set of parameters. It is performed on fictitious cases, with a fixed value for A ($A = 2.7$ cm). The percentages of gas lost have been calculated for several bubble sizes and shapes. The results illustrate the range of gas loss which can be involved. The difference between the results of the two approaches shown in Table II is smaller than the experimental uncertainties linked with the V measurements, and thus negligible.

TABLE II

<i>Bubble size (mm)</i>	<i>Computer-program approach mean gas lost (%)</i>	<i>Statistical approach gas lost (%)</i>
SPHERICAL BUBBLES ALONE		
$D_s = 0.1$	1.2 %	1.1 %
$D_s = 0.6$	6.6 %	6.7 %
ORIENTED CYLINDRICAL BUBBLES ALONE		
$D_c = 0.1$ $L_c = 0.5$	2.5 %	2.6 %
$D_c = 0.6$ $L_c = 1.5$	10.0 %	10.0 %
CYLINDRICAL BUBBLES ORIENTED AT RANDOM ALONE		
$D_c = 0.1$ $L_c = 0.5$	3.7 %	3.7 %
$D_c = 0.6$ $L_c = 1.5$	14.2 %	13.6 %

Notations : D : diameter, L : length, _s : sphere, _c : cylinder.

Scattering of the computer-approach results

Because of the random distribution of the bubbles in the cube, two different runs with the same parameters will not give exactly the same result. A sensitivity study has been performed in the case of one depth level of the Byrd Station ice core and of another level of the Vostok ice core.

In the case of the Byrd Station core, we made the study for the 116 m depth level. According to Gow, 1968, the characteristics of this level are : $\rho = 0.907 \text{ g cm}^{-3}$, spherical bubbles with $D_s = 0.49 \text{ mm}$ and about $230 \text{ bubbles cm}^{-3}$ of ice. Measured V is $0.108 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (Raynaud and Whillans, 1982). Taking into account these numerical values and assuming $M = 20 \text{ g}$, the results of 10 runs performed indicate V values ranging between 0.1132 and $0.1144 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$. For the Vostok core at 169 m depth : $\rho = 0.9065 \text{ g cm}^{-3}$ (Salamatin and others, 1985), spherical bubbles with $D_s = 0.35 \text{ mm}$ and about $430 \text{ bubbles cm}^{-3}$ of ice (Barkov and Lipenkov, 1984 ; Lipenkov, 1989), measured V is $0.081 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (unpublished data obtained at LGGE). With M equal to 20 g the results of 10 runs lead to V values in the range $0.0836 - 0.0841 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$.

In the two cases, the scatter of the results due to the random distribution of the bubbles in the sample is large enough to explain a significant part of the scattering (about 1%) observed when measuring V at LGGE on ice samples taken in the same horizontal layer of a core.

EXPERIMENTAL TEST OF THE CALCULATION.

One way to check the validity of the calculation is to measure V on several samples with similar weights but different shapes and taken from the same ice (supposedly homogeneous in air content). We

selected an ice core known to have reproducible V measurements. Four samples were prepared from the same horizontal slice of ice, two were cubic (about 3 cm by 3 cm by 3 cm) and two were made each of six parallelepipeds (about 1 cm by 1 cm by 3 cm). The bubbles were spherical with a mean diameter of 0.36 mm. The corresponding V measurement results are given in Table III. Since V_{meas} , s (surface) and v (volume of the sample) are known, we can calculate from equations (1) and (5) the V values :

TABLE III

<i>sample shape</i>	V_{meas} ($cm^3 g^{-1}$)	s (cm^2)	v (cm^3)	V ($cm^3 g^{-1}$)
cube	0.114	50.9	24.7	0.118
cube	0.114	52.0	25.9	0.118
six parallelepipeds	0.107	83.7	18.1	0.117
six parallelepipeds	0.105	90.7	20.4	0.114

The 2% difference in V between cubic and other samples is much smaller than the difference observed between the uncorrected V values, and is small enough to be explained by the experimental errors on V_{meas} , s , v and D_g .

A similar approach can be used for gas-loss corrections in the case of ice with relaxation cavities. For geometrical reasons and because in relaxed ice all the gas is not necessarily included in the cavities, our calculation based on bubble size and shape measurements cannot be applied. For samples with such cavities, we suggest V measurements are performed with different sample shapes. The gas loss, which is proportional to the surface area of the sample, can be evaluated from these measurements by using equation (5).

APPLICATION IN THE CASE OF YOUNG ICE

Bubbles are generally larger in the newly formed ice. With depth, the bubbles tend to become progressively smaller because of enhanced load and ice compaction. This makes the correction for cut bubbles most important for V measurements performed on shallow newly formed ice. A good illustration of that is provided by the V measurements (unpublished data from the LGGE) performed on the 204 m long core taken at D-57 in East Antarctica. In this site, the air is completely trapped in the ice below 75 m depth.

TABLE IV

depth (m)	% spherical bubbles	D_s (mm)	D_c (mm)	L_c (mm)	V_{meas} ($cm^3 g^{-1}$)	V ($cm^3 g^{-1}$)
100	51	0.31	0.28	1.9	0.096	0.108
200	100	0.14			0.107	0.109

Table IV shows the results of the mean V measurements as well as the bubble characteristics for the 100 and 200 m depth levels. Note the important difference (11%) between the V measured at 100 m and 200 m. After correcting for cut bubbles (Table IV) the difference in V is reduced to 1%, which is comparable to the experimental precision.

COMPARISON WITH OTHER CALCULATIONS

Higashi and others (1983) corrected their total gas content measurements for bubble cutting using a calculation based on volume (v), surface (s) and density (ρ) measurements on about 25 samples from the same ice-core section. They calculated a surface-correction factor $\alpha = \pi / s$, where π is the volume of the open pores. Because $(V - V_{meas}) / V$ is the ratio between the volume of the open pores and the total volume of the pores, knowing α and ρ the percentage of gas lost can be obtained from :

$$(V - V_{meas}) / V = \alpha s / [M (1/\rho - 1/\rho_i)], \quad (12)$$

where M is the sample mass, and ρ_i the density of bubble free ice.

No assumption is made on the bubble shape and the precision of the correction does not depend on the size or shape of the bubbles. However, this method requires long and precise measurements of sample surfaces, volumes and densities in order to get a sufficiently precise value for α .

We measured V at LGGE on pieces of the Mizuho ice core (kindly provided by Dr. Nishio), one of the cores studied by Higashi and others, and we calculated both the Higashi and others and the LGGE corrections for cut bubbles on these measurements. The results are given in Table V.

TABLE V

<i>Depth</i>	<i>Calculation method</i>	$(V - V_{meas})/V$
60 m	Japanese method ; Equation (12)	11 %
75 m	LGGE calculation ; Equation (11) and Table I	9 %
85 m	LGGE calculation ; Equation (11) and Table I	6 %
93 m	Japanese method ; Equation (12)	5 %

Data used : at 60 and 93 m depth - ρ and α are tabulated in Higashi and others (1983), ρ_i at -15.4°C is 0.91869 (Bader, 1964). At 75 m depth we found 64 % spherical bubbles, $D_s = 0.39$ mm, $D_c = 0.32$ mm, $L_c = 1.5$ mm, $A = 2.85$ cm ; at 85 m depth there is 84 % spherical bubbles, $D_s = 0.33$ mm, $D_c = 0.29$ mm, $L_c = 1.1$ mm, $A = 2.85$ cm.

The decrease of $(V - V_{meas}) / V$ with depth is primarily due to decreasing bubble size with depth. The results presented in Table V indicate that the two correction methods are in agreement.

The same kind of correction can be applied to ice-density measurements (Higashi and others (1983), Nakawo and Narita (1985)).

CONCLUSION

The different correction methods for cut bubbles discussed here are in good agreement. As illustrated by the D-57 results the magnitude of the correction, which ranges from 1 to 10%, decreases rapidly with depth. We demonstrate that this correction is important for samples taken above 200 m depth, but can be neglected between about 300 m and the depth where clathrates appear.

ACKNOWLEDGEMENTS

We should like to thank D. Mazaudier and M. Creseveur for performing some of the measurements used in this paper. We also deeply thank Dr. Nishio for providing the Mizuho samples. Helpful comments on the manuscript were provided by J.M. Barnola and T. Sowers. This work was supported in France by PNEDC (Programme National d'Etudes de la Dynamique du Climat).

REFERENCES

- Bader, H. 1964. Density of ice as a function of temperature and stress. *C.R.R.E.L.* Spec. Rep. 64.
- Barkov, N.I., and V.Ya. Lipenkov. 1984. Numerical characteristics of ice structure down to a depth of 1400 m in the region of Vostok Station, Antarctica. *Academy of Science of the U.S.S.R., Soviet Geophysical Commitee*, 51, 178-186 (in Russian).
- Gow, A.J. 1968. Bubbles and bubble pressures in Antarctic glacier ice. *J. Glaciol.*, 7(50), 167-182.
- Higashi, A., M. Nakawo, and H. Enomoto. 1983. The bubble close-off density of ice in Antarctic ice sheets. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, Spec. Issue 29, 135-148.
- Lipenkov, V.Ya. 1989. Formation and decomposition of air hydrates in glacier ice. *Academy of Science of the U.S.S.R., Soviet Geophysical Commitee*, 65, 58-64 (in Russian).
- Nakawo, M., and H. Narita. 1985. Density profile of a 413.5 m deep fresh core recovered at Mizuho station, East Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, Spec. Issue 39, 141-156.
- Raynaud, D. 1982. Total gas content. In Robin, G. de Q., ed. *the climatic record in polar ice sheets*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Raynaud, D., and I. Whillans. 1982. Air content of the Byrd core and past changes in the West Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.*, 3, 269-273.
- Salamatin, A.N., V.Ya. Lipenkov, K.E. Smirnov, and Yu.V. Jilova. 1985. The density of ice and its rheological properties. *Antarctica*, 24, 94-106.
- Saltikov, S. 1976. *Stereographic metallography*. Moscow, Metallurgy press (in Russian).

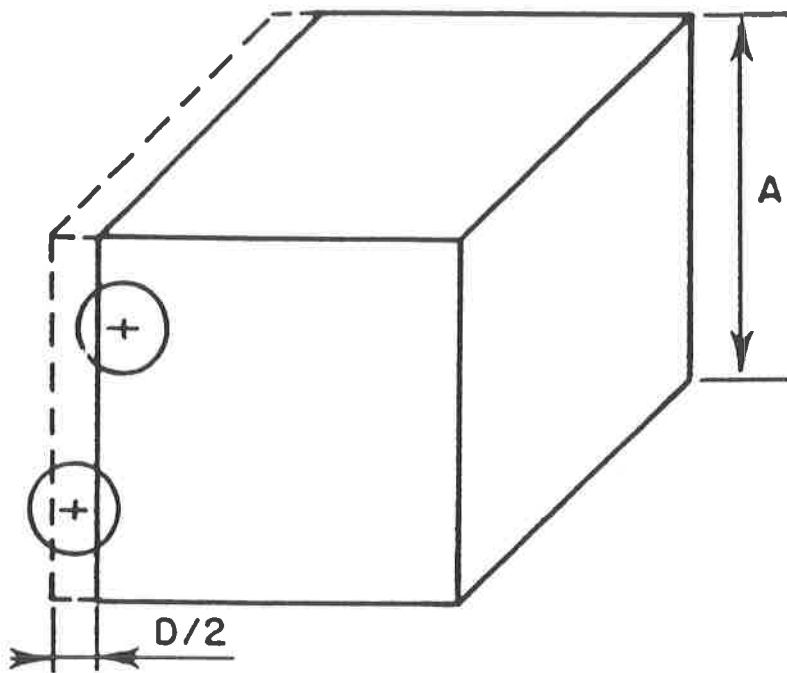
FIGURES CAPTION

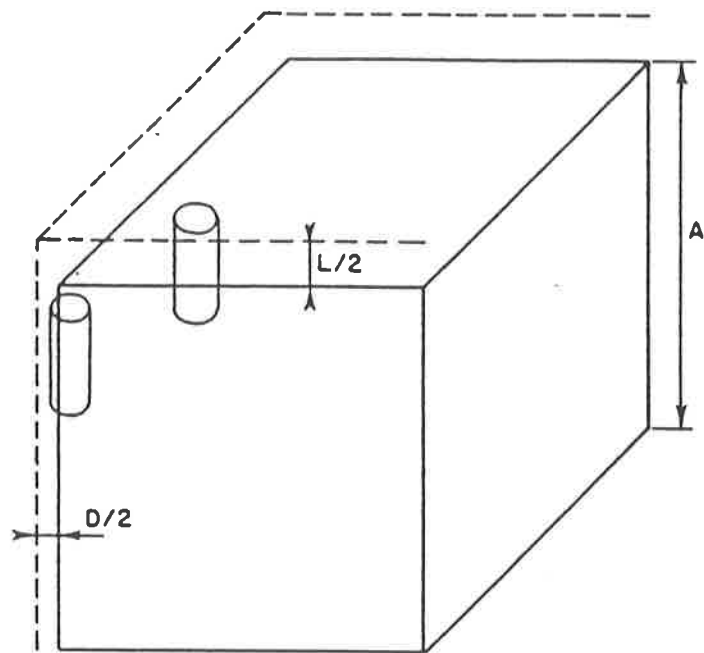
FIGURE 1 : Position of the cut spherical bubbles and of their centres in the cube.

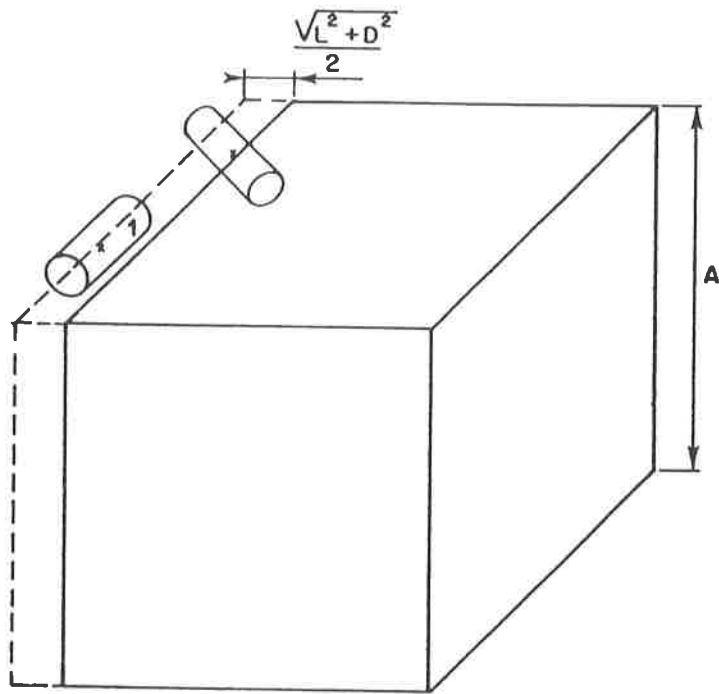
FIGURE 2 : Position of the oriented cylindrical bubbles in the cube.

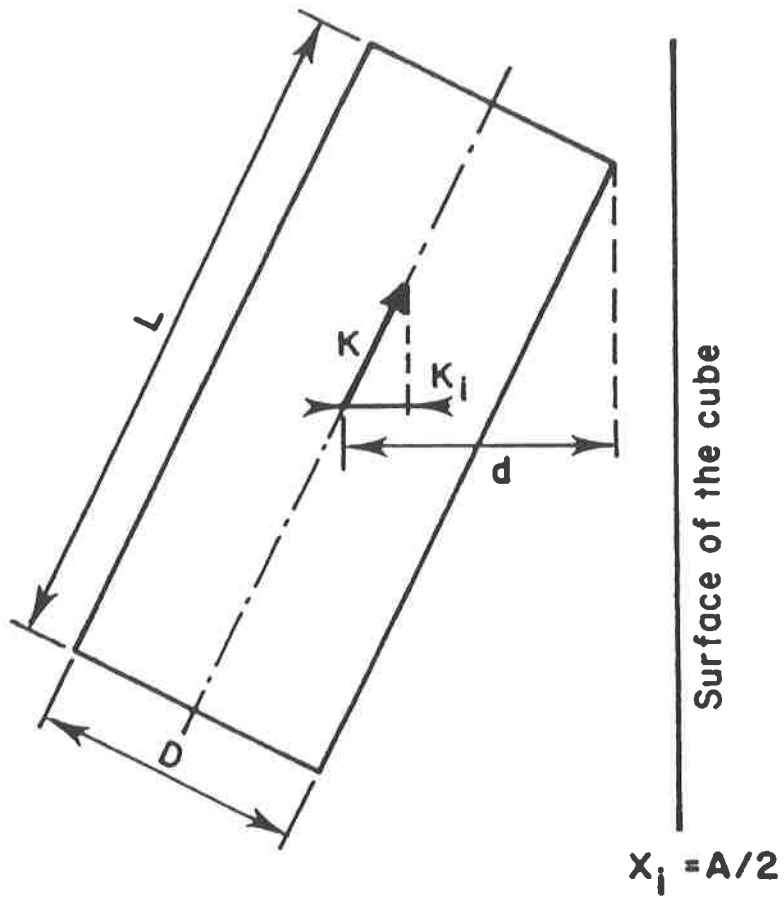
FIGURE 3 : Cylindrical bubbles oriented at random. $(L^2 + D^2)^{0.5}$ is the diagonal of the bubble.

FIGURE 4 : Criterion for finding the cut bubbles. The figure plane is defined by the centre of the bubble, the bubble axis and the normal direction to the considered side of the cube. D , L and \vec{K} are defined in the text.









ANNEXE D

**RESULTATS DETAILLES DES
MESURES DE TENEUR EN GAZ
POUR DES GLACES RECENTES**

**RESULTATS DETAILLES DES
MESURES DE TENEUR EN GAZ
POUR DES GLACES RECENTES**

D.1 TRAITEMENT DES RESULTATS DE MESURE

D.1.1 *Sources d'erreurs ou d'incertitudes sur les résultats de mesure*

Les principales sources d'erreur sont estimées à partir des résultats de tests présentés au chapitre III et dans l'annexe A.

D.1.1.a Précision des burettes de pompes Toepler. Ces mesures (à l'exception de celles de DE08) ont été réalisées au cours des 10 dernières années, avant l'étalonnage des lignes à l'aide de cellules de volume connu. Nous estimons l'incertitude liée à la qualité et à l'état de propreté des burettes à $\pm 2\%$ ($\pm 1\%$ pour DE08).

D.1.1.b Masse de glace sublimée pendant la mise sous vide de l'échantillon. Certaines mesures utilisées dans ce travail sont issues de la thèse de B. Lebel (1979). Pour ces mesures, la mise sous vide des échantillons a été réalisée sans frigatron et la masse de glace sublimée est de $0,5 \text{ g} \pm 0,1 \text{ g}$, soit une imprécision relative de $\pm 0,5\%$ pour un échantillon de 20 g (Lebel, 1979). L'ensemble des autres mesures a été réalisé avec un frigatron pendant mise sous vide de l'échantillon, soit une masse sublimée de $0,2 \pm 0,1 \text{ g}$ de glace ($0,2 \pm 0,05 \text{ g}$ pour DE08).

D.1.1.c Volume d'air non collecté dans la burette en fin de pompage Toepler

En ce qui concerne les mesures de B. Lebel, des tests réalisés à cette époque montraient que moins de 0,3% du gaz n'était pas collecté dans la burette (Lebel, 1979). Par la suite, ces tests n'ont pas été réitérés.

Une estimation grossière du volume de gaz restant dans la gamelle au moment de sa fermeture et dans la ligne en fin de pompage Toepler est présentée dans les tableaux de résultats de cette annexe. Le principe de ce calcul est similaire à celui présenté dans l'annexe A pour les tests avec cellules étalonnées au dessus d'un lit de glace. Les valeurs de "corp" sont la somme de $V_{\text{fermeture}}$: volume NTP de gaz restant dans la gamelle au moment de sa fermeture (après 12' de pompage Toepler) et $V_{\text{résiduel}}$: volume NTP de gaz restant dans la ligne de mesure en fin de pompage Toepler. Ces deux volumes sont calculés de la manière suivante :

$$V_{\text{fermeture}} = (V_{\text{gamelle}} - V_{\text{glace}}) \frac{P^1_{\text{ligne}}}{T_{\text{gamelle}}} \frac{T_0}{P_0}, \quad (1)$$

et

$$V_{\text{résiduel}} = V_{\text{ligne}} \frac{P^2_{\text{ligne}}}{T_2} \frac{T_0}{P_0}. \quad (2)$$

Les notations sont les suivantes : V_{gamelle} : volume de la gamelle (ou récipient porte échantillon), V_{glace} : volume du lit de glace situé au fond de la gamelle (calculé à partir de la masse de l'échantillon avec pour densité de la glace $0,92 \text{ g cm}^{-3}$), V_{ligne} : volume de la ligne de mesure, P^1_{ligne} : pression dans la ligne de mesure au moment de la fermeture de la gamelle mesurée à l'aide de la jauge Pirani située entre les pièges à anhydride phosphorique et la pompe Toepler (zone de la ligne dans laquelle le gaz est sec), P^2_{ligne} : pression dans la ligne au moment de l'arrêt de la pompe Toepler mesurée avec cette même jauge, T_{gamelle} : température dans la gamelle au moment de sa fermeture, T_2 : température du laboratoire au moment de l'arrêt de la Toepler, $P_0 = 760 \text{ torr}$, $T_0 = 273 \text{ K}$. Plusieurs paramètres importants de ce calcul sont mal estimés pour les résultats présentés dans cette annexe, c'est pourquoi ce calcul n'est utilisé que pour estimer les barres d'erreur à mettre sur les résultats (les valeurs moyennes utilisées pour calculer V_c : volume poreux au close-off ainsi que les profils saisonniers tracés ne sont pas corrigés de ce volume de gaz non recueilli dans la burette). Cependant, l'imprécision de cette correction a pu être grossièrement évaluée.

L'incertitude principale sur les valeurs de corp provient du fait que les capteurs de pression n'ont pas été régulièrement étalonnés. L'erreur maximale liée à un dérèglement des capteurs comparable à celui qui a été observé au début de ce travail est de $\pm 50 \%$. Les volumes des deux lignes de mesure (estimés par détente d'un volume connu d'air) sont sensiblement différents. La plupart des carottes ont été analysées alternativement sur les deux lignes de mesure ou sur une ligne clairement identifiée. Pour les résultats obtenus sur une seule ligne de mesure qui n'est pas identifiée avec certitude (sites BHJ, D 57, Pôle Sud, une partie des résultats de BHP, de BHQ et de BHD) les valeurs tabulées de corp sont calculées avec le volume moyen des deux lignes et l'incertitude liée à V_{ligne} est prise en compte dans l'incertitude sur corp. L'incertitude sur $V_{\text{fermeture}}$ liée à l'estimation de V_{gamelle} est de $\pm 30 \%$ ($\pm 5 \%$ pour Mizuho et DE08). Les calculs sont réalisés avec $T_{\text{gamelle}} = -20 \text{ }^\circ\text{C}$, l'erreur liée à l'incertitude sur ce paramètre est négligeable par rapport aux erreurs précédemment citées.

D.1.1.d Erreur globale liée à la mesure. Les trois sources d'erreur décrites ci-dessus : précision des burettes, incertitude sur la masse de glace sublimée et volume d'air non collecté dans la burette en fin de pompage Toepler sont totalement indépendantes. Ainsi, l'erreur globale liée à la mesure est la somme de ces trois erreurs.

D.1.2 *Valeurs moyennes site par site ($\overline{V_{\text{mes}}}$)*

Les incertitudes sur les valeurs moyennes de teneur en gaz mesurée ($\overline{V_{\text{mes}}}$) comprennent l'incertitude liée à la mesure (définie au paragraphe précédent) et l'erreur standard ($\pm 2 \sigma / \sqrt{n}$, avec σ : écart type et n : nombre de mesures) qui reflète essentiellement la qualité de notre intégration des fluctuations naturelles à court terme (à l'échelle de la saison) de la teneur en gaz. Il faut noter que la valeur de $2 \sigma / \sqrt{n}$ peut ne pas avoir de sens physique si les échantillons analysés représentent moins d'une année d'accumulation neigeuse ou si le nombre d'échantillons est très faible, ces problèmes seront traités au chapitre IV.

Dans les sites les plus chauds (BHJ, BHF, BHP, BHB, BHQ), la neige subit une fusion estivale et des strates de glace de regel sont présentes dans les carottes. La glace de ces strates ne contient pratiquement pas de gaz, mais on ne peut pas s'affranchir de l'effet de ces strates en éliminant simplement les échantillons qui en contiennent car ceci revient aussi à éliminer les couches d'été (couches de teneur en gaz maximale en l'absence de strates de glace de regel). Ainsi, la présence de strates de glace de regel diminue la teneur en gaz moyenne des carottes d'une quantité difficile à évaluer. On constate d'autre part que les valeurs moyennes de la teneur en gaz obtenues pour les différentes carottes analysées sont très dispersées, beaucoup plus que dans le cas des sites ne subissant pas de fusion estivale. Pour tenter d'estimer au mieux une valeur moyenne de la teneur en gaz représentative de chacun des sites subissant une fusion estivale, nous n'avons pris en compte que la carotte de plus forte teneur en gaz.

D.1.3 *Pertes de gaz en surface des échantillons*

La correction de perte de gaz en surface des échantillons est calculée suivant la méthode décrite au chapitre III en utilisant pour paramètres la masse moyenne des échantillons, l'épaisseur des tranches de glace, la densité de la glace à la profondeur considérée et la taille des bulles. L'incertitude sur cette correction est essentiellement liée aux mesures de bulles : l'erreur faite sur l'évaluation du rapport surface / volume des échantillons est insignifiante. Les tailles de bulles utilisées et l'évaluation de la qualité de ces mesures sont présentées en annexe B (l'incertitude sur la correction de pertes en surface est évaluée à partir d'une incertitude sur les diamètres mesurés de $\pm 0,05$ mm et une incertitude sur les longueurs de bulles allongées de $\pm (L_c - l_c)$). L'incertitude sur la teneur en gaz corrigée des pertes de gaz en surface des échantillons (\bar{V}) provient essentiellement de l'incertitude sur \bar{V}_{mes} , par rapport à laquelle l'incertitude sur la correction de bulles coupées est faible.

D.2 RESULTATS

D.2.1 *Site BHJ, Law Dome*

N°	V_{mes}	corp	V_{corp}	δD	N°	V_{mes}	corp	V_{corp}	δD
1	0,1191	0,0003	0,1194	-125,3	6	0,1330	0,0003	0,1333	-134,2
2	<i>0,1210</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1212</i>	<i>-127,5</i>	7	<i>0,1210</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1212</i>	<i>-130,6</i>
3	0,1250	0,0003	0,1252	-131,0	8	<i>0,1185</i>	<i>0,0004</i>	<i>0,1189</i>	<i>-130,5</i>
4	0,1306	0,0003	0,1309	-133,4	9	0,1326	0,0002	0,1327	-131,9
5	0,1310	0,0002	0,1312	-134,6	10	0,1354	0,0003	0,1357	-133,0

Table D.1 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHJ. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1980. Les résultats notés en italique correspondent à des échantillons renfermant une strate de glace de regel. Dans la première colonne de chacun des deux tableaux est porté le numéro de la tranche de glace dans laquelle est taillée l'échantillon. Dans la deuxième colonne figure la teneur en gaz de l'échantillon en $cm^3 g^{-1}$ directement déduite de la mesure. Dans les troisième et quatrième colonne des tableaux figurent notre estimation du volume de gaz non transféré dans la burette (corp, $cm^3 g^{-1}$) et $V_{corp} = V_{mes} + corp$. Enfin, δD est la teneur isotopique de l'échantillon (‰).

Cette carotte (longueur : 25 cm) a été prélevée à 91 m de profondeur. Les tranches de glace ont une épaisseur de 2,5 cm. Tous les résultats ont été obtenus avec la même ligne de mesure.

Valeurs moyennes et incertitudes

$\overline{corp} = 0,0003 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,4 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

Sans prendre en compte les échantillons contenant des strates de glace de regel,

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,1295 \pm 0,0075 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -131,9 \text{ ‰}$

En prenant en compte tous les échantillons,

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,127 \pm 0,0075 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -131,2 \text{ ‰}$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

sans strates $\overline{V} = 0,136 \pm 0,010 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Remarque : Les bulles allongées occluses dans cette carotte sont toutes orientées dans la même direction. Cependant, ne connaissant pas l'orientation de ces bulles par rapport aux surfaces de l'échantillon, nous avons utilisé le calcul avec bulles orientées au hasard, qui donne un résultat moyen compte tenu de toutes les orientations possibles des bulles par rapport aux surfaces de l'échantillon.

D.2.2 *Site BHF, Law Dome*

B. Lebel (1979) a analysé la carotte la plus haute du forage parmi celles disponibles au LGGE qui ne présentaient pas de strate de glace de regel. Pour cette carotte prélevée à 131 m de profondeur, il a obtenu le résultat suivant : $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,1305 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$. Depuis, d'autres carottes de ce forage ont été analysées mais les résultats obtenus sont tous inférieurs à la valeur de Lebel, c'est pourquoi nous conserverons ce résultat. L'incertitude sur ce résultat est ici réestimée pour tenir compte d'une dérive potentielle à long terme du système expérimental.

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 131 m.

$\overline{\text{corp}} \leq 0,3 \%$.

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

$$\overline{V}_{\text{mes}} = 0,1305 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,138 \pm 0,007 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.3 Site BHP, Law Dome

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1172	0,0008	0,1179	-166,0
1	0,1178	0,0008	0,1185	
2	0,1187	0,0006	0,1193	-162,6
2	0,1189	0,0008	0,1196	
3	0,1170	0,0006	0,1176	-164,9
3	0,1135	0,0009	0,1144	
4	0,1134	0,0006	0,1140	-161,2
4	0,1135	0,0009	0,1144	
5	0,1130	0,0013	0,1143	-160,8
5	0,1128	0,0005	0,1133	
6	0,1141	0,0007	0,1148	-158,5
1	0,1191	0,0006	0,1197	-161,7
2	0,1176	0,0003	0,1178	-161,5
3	0,1120	0,0004	0,1124	-163,9
4	0,1081	0,0003	0,1084	-162,8
4	0,1094	0,0003	0,1097	
5	<i>0,1146</i>	<i>0,0003</i>	<i>0,1150</i>	-164,2
6	0,1162	0,0005	0,1168	-162,1
7	0,1154	0,0004	0,1157	-164,7
8	0,1205	0,0005	0,1210	-159,4
1	0,1321	0,0012	0,1333	-161,7
1	0,1338	0,0011	0,1348	
2	<i>0,1307</i>	<i>0,0010</i>	<i>0,1316</i>	-159,8
2	<i>0,1274</i>	<i>0,0011</i>	<i>0,1285</i>	
3	0,1239	0,0011	0,1250	-156,7
3	0,1238	0,0009	0,1247	
4	0,1197	0,0010	0,1207	-150,5
4	0,1206	0,0009	0,1215	
5	<i>0,1148</i>	<i>0,0010</i>	<i>0,1158</i>	-147,8
5	<i>0,1132</i>	<i>0,0010</i>	<i>0,1142</i>	
6	0,1216	0,0008	0,1224	-145,2

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1261	0,0004	0,1265	-152,3
2	0,1292	0,0003	0,1295	-152,4
3	0,1278	0,0002	0,1280	-152,6
4	0,1291	0,0005	0,1295	-152,2
6	0,1149	0,0003	0,1153	-
7	0,1204	0,0002	0,1206	-151,3
8	<i>0,1212</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1215</i>	<i>-151,8</i>
9	0,1212	0,0003	0,1215	-151,8
10	0,1251	0,0003	0,1254	-152,0
11	0,1210	0,0003	0,1213	-152,3
12	<i>0,1254</i>	<i>0,0001</i>	<i>0,1255</i>	<i>-153,3</i>
13	<i>0,1099</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1102</i>	<i>-155,4</i>
14	0,1275	0,0002	0,1277	-155,9
15	0,1240	0,0002	0,1242	-155,9
17	<i>0,1236</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1238</i>	<i>-155,4</i>
18	0,1335	0,0003	0,1338	-155,7
20	<i>0,1248</i>	<i>0,0003</i>	<i>0,1251</i>	<i>-155,3</i>
21	<i>0,0972</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,0974</i>	<i>-152,8</i>
22	0,1194	0,0003	0,1197	-150,3

Table D.2 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHP. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1979 - 1980. Les notations sont identiques à celles de la table D.1. Les résultats notés en italique correspondent à des échantillons renfermant une strate de glace de regel.

Les quatre carottes analysées ont été prélevées aux profondeurs suivantes : 67 m (haut du tableau de gauche, longueur : 25 cm), 85 m (milieu du tableau de gauche, longueur : 23 cm), 110 m (bas du tableau de gauche) et 111 m (tableau de droite). Toutes les carottes analysées renferment des strates de glace de regel. En ce qui concerne la carotte prélevée à 67 m, les tranches de glace dans lesquelles sont taillés les échantillons ont été découpées entre les strates. Trois strates sont présentes dans cette carotte : une entre les tranches 2 et 3, une entre les tranches 3 et 4 et une sous la tranche 6. Pour les autres carottes, les tranches de glace ont été taillées sans chercher à éviter les strates de glace de regel et les échantillons renfermant de telles strates sont notés en italique dans le tableau ci-dessus. L'épaisseur des tranches varie entre 2,5 et 3 cm. Les mesures pour les carottes de profondeur 85 et 111 m ont été réalisées sur les deux lignes alternativement. Les deux autres carottes ont été analysées sur une seule ligne de mesure.

Valeur moyenne pour chacune des carottes.

carotte prélevée à 67 m : $\overline{V}_{mes} = 0,1155 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 85 m :

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,1155 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,1155 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 110 m :

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,1245 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,1235 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 111 m :

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,1245 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,122 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Remarque : d'après les mesures de tailles de bulles présentées dans l'annexe B, la différence de teneur en gaz entre les deux premières et les deux dernières carottes ne peut être attribuée à un effet de diminution de la taille des bulles.

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 111 m.

$\overline{\text{corp}} = 0,0003 \pm 0,0003 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,5 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

Sans prendre en compte les échantillons contenant des strates de glace de regel,

sans strates $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,1245 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -152,9 \text{ ‰}$

En prenant en compte tous les échantillons,

avec strates $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,122 \pm 0,007 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -153,3 \text{ ‰}$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

sans strates $\overline{V} = 0,132 \pm 0,0075 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

D.2.4

Site BHB, Law Dome

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1188	0,0006	0,1193	-139,1
2	<i>0,1166</i>	<i>0,0003</i>	<i>0,1169</i>	<i>-141,5</i>
3	<i>0,1164</i>	<i>0,0004</i>	<i>0,1168</i>	<i>-142,7</i>
4	0,1123	0,0002	0,1124	-144,9
5	0,1149	0,0005	0,1154	-147,6
6	<i>0,1150</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1152</i>	<i>-152,9</i>
7	<i>0,1164</i>	<i>0,0004</i>	<i>0,1168</i>	<i>-159,8</i>
8	0,1148	0,0002	0,1150	-163,4
9	0,1175	0,0004	0,1179	-165,0

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1141	0,0003	0,1143	-158,1
2	0,1172	0,0002	0,1174	-158,7
3	<i>0,1187</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1189</i>	<i>-159,1</i>
4	0,1209	0,0003	0,1212	-159,3
5	<i>0,1204</i>	<i>0,0002</i>	<i>0,1206</i>	<i>-159,2</i>
6	0,1194	0,0002	0,1196	-159,6
7	0,1150	0,0001	0,1151	-159,7
8	0,1173	0,0002	0,1175	-160,2
9	0,1168	0,0001	0,1169	-161,2
10	0,1146	0,0002	0,1149	-156,5
11	0,1188	0,0002	0,1190	-157,0
12	0,1179	0,0002	0,1181	-166,2
13	0,1149	0,0002	0,1150	-158,2
15	0,1177	0,0004	0,1181	-172,3

Table D.3 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHB. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1980. Les notations sont identiques à celles de la table D.1. Les résultats notés en italique correspondent à des échantillons renfermant une strate de glace de regel.

Les résultats du tableau de gauche correspondent à une carotte de 28 cm de long prélevée à 69 m de profondeur. Ceux du tableau de droite concernent une carotte en trois morceaux prélevée à 71 m de profondeur ; le premier morceau (tranches 1 à 9) mesure 28 cm, le second morceau (tranches 10 et 11) et le troisième morceau (tranches 12 à 15) ont environ 15 cm de long. Ces deux derniers morceaux n'ont pu être entièrement analysés car les cassures de la carotte sont en biais. Les deux lignes de mesure ont été utilisées alternativement. Les tranches de glace ont 2,5 cm d'épaisseur.

Valeur moyenne pour chacune des carottes.

carotte prélevée à 69 m :

sans strates $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,1155 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,116 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 71 m :

sans strates $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,117 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,1175 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 71 m.

$\overline{\text{corp}} = 0,0002 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,3 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

Sans prendre en compte les échantillons contenant des strates de glace de regel,

sans strates $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,117 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -160,6 \%$

En prenant en compte tous les échantillons,

avec strates $\overline{V}_{\text{mes}} = 0,1175 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -160,4 \%$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

sans strates $\overline{V} = 0,1265 \pm 0,0065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

D.2.5 *Site BHQ, Law Dome*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1112	0,0006	0,1118	-178,8
1	0,1098	0,0005	0,1103	
2	0,1105	0,0005	0,1110	-175,5
2	0,1114	0,0003	0,1118	
3	<i>0,1082</i>	<i>0,0005</i>	<i>0,1086</i>	-172,7
3	<i>0,1090</i>	<i>0,0003</i>	<i>0,1093</i>	
4	0,1092	0,0007	0,1098	-169,6
4	0,1081	0,0002	0,1082	
5	0,1110	0,0006	0,1116	-168,0
5	0,1090	0,0001	0,1091	
6	0,1112	0,0006	0,1118	-166,4
6	0,1100	0,0002	0,1103	
7	<i>0,1086</i>	<i>0,0005</i>	<i>0,1090</i>	-165,8
7	<i>0,1072</i>	<i>0,0003</i>	<i>0,1075</i>	
8	0,1091	0,0003	0,1094	-164,
8	0,1102	0,0002	0,1104	
1	0,1098	0,0004	0,1102	-
2	<i>0,1057</i>	<i>0,0004</i>	<i>0,1061</i>	-
3	0,1138	0,0002	0,1140	-
4	0,1093	0,0002	0,1094	-
5	0,1088	0,0002	0,1090	-
6	0,1127	0,0004	0,1131	-
7	0,1126	0,0002	0,1128	-
8	0,1165	0,0002	0,1167	-
9	0,1130	0,0004	0,1134	-
10	0,1171	0,0001	0,1173	-

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1096	0,0008	0,1104	-160,0
1	0,1089	0,0007	0,1096	
2	0,1050	0,0014	0,1065	-158,5
2	0,1077	0,0012	0,1089	
3	0,1085	0,0009	0,1094	-157,1
3	0,1053	0,0019	0,1072	
4	0,1067	0,0016	0,1083	-155,2
4	0,1120	0,0011	0,1131	
4	0,1110	0,0010	0,1119	
1	0,1023	0,0002	0,1024	-168,7
2	0,1019	0,0002	0,1021	-169,7
3	0,1005	0,0005	0,1009	-170,7
4	0,1050	0,0001	0,1052	-169,6
5	0,0998	0,0001	0,1000	-169,9

Table D.4 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHQ. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1979 - 1980. Les notations sont identiques à celles de la table D.1. Les résultats notés en italique correspondent à des échantillons renfermant une strate de glace de regel.

Les quatre carottes analysées ont été prélevées aux profondeurs suivantes : 92 m (haut du tableau de gauche, longueur : 24,5 cm), 110 m (bas du tableau de

gauche, longueur : 34 cm), 164 m (haut du tableau de droite, longueur : 30 cm) et 241 m (bas du tableau de droite, longueur : 24,5 cm). Les tranches ont une épaisseur de 2,5 cm environ. Les mesures ont été réalisées sur les deux lignes alternativement sauf pour la carotte prélevée à 110 m : pas d'indication de ligne.

Valeur moyenne pour chacune des carottes.

carotte prélevée à 92 m :

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,110 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,1095 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 110 m :

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,1125 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,112 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 164 m :

$$\overline{V}_{mes} = 0,108 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

carotte prélevée à 241 m :

$$\overline{V}_{mes} = 0,102 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 110 m.

$\overline{\text{corp}} = 0,0003 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,5 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

Sans prendre en compte les échantillons contenant des strates de glace de regel,

sans strates $\overline{V}_{mes} = 0,1125 \pm 0,005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

En prenant en compte tous les échantillons,

avec strates $\overline{V}_{mes} = 0,112 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

sans strates $\overline{V} = 0,118 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

D.2.6 *Site DE08, Law Dome*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD	N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1208	0,0007	0,1215	-188,5	8	0,1174	0,0006	0,1180	-128,6
2	0,1177	0,0008	0,1185	-176,9	9	0,1321	0,0011	0,1332	-132,7
3	0,1176	0,0006	0,1182	-173,1	10	0,1290	0,0006	0,1296	-134,4
4	0,1174	0,0008	0,1182	-178,7	11	0,1172	0,0008	0,1180	-138,9
5	0,1142	0,0008	0,1150	-172,8	12	0,1142	0,0005	0,1147	-138,7
6	0,1132	0,0006	0,1138	-142,6	13	0,1142	0,0007	0,1149	-135,3
7	0,1182	0,0005	0,1186	-124,0	14	0,1137	0,0006	0,1144	-165,9

Table D.5 : Résultats de teneur en gaz pour le site de DE08. D. Etheridge et moi même avons réalisé ces mesures en 1989. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

La carotte analysée a été prélevée à 160 m de profondeur et mesure 92 cm de long. Les tranches ont une épaisseur de 6 cm. Des croûtes de vent sont présentes dans les tranches 5, 10 et 14, et probablement dans les tranches 7, 11 et 12 (pour les trois dernières tranches citées, les croûtes de vent, difficiles à voir, ont été détectées dans la carotte mais pas dans les échantillons). Toutes ces mesures ont été réalisées avec la ligne "Malville".

Valeurs moyennes et incertitudes.

$\overline{\text{corp}} = 0,0007 \pm 0,0001 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,7 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 2 \%$.

$$\overline{V_{\text{mes}}} = 0,1185 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -152,2 \text{ ‰}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,1215 \pm 0,0065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.7 Site BHD (Dome Summit), Law Dome

D.2.7.a Première partie

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD	N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1134	0,0002	0,1136	-	11	0,1129	0,0003	0,1133	-
1	0,1121	0,0002	0,1123	-	11	0,1121	0,0002	0,1123	-
2	0,1148	0,0003	0,1151	-	12	0,1151	0,0003	0,1154	-
2	0,1141	0,0002	0,1143	-	12	0,1141	0,0003	0,1143	-
3	0,1159	0,0002	0,1160	-	13	0,1151	0,0002	0,1152	-
3	0,1155	0,0002	0,1157	-	13	0,1169	0,0003	0,1172	-
4	0,1142	0,0005	0,1146	-	14	0,1140	0,0002	0,1142	-
4	0,1143	0,0002	0,1145	-	14	0,1130	0,0002	0,1133	-
5	0,1144	0,0002	0,1147	-	15	0,1143	0,0003	0,1147	-
5	0,1142	0,0003	0,1145	-	15	0,1131	0,0002	0,1133	-
6	0,1149	0,0002	0,1151	-	16	0,1138	0,0002	0,1140	-
6	0,1139	0,0002	0,1141	-	16	0,1127	0,0005	0,1132	-
7	0,1095	0,0002	0,1097	-	17	0,1152	0,0002	0,1154	-
7	0,1085	0,0002	0,1088	-	17	0,1142	0,0002	0,1144	-
8	0,1103	0,0002	0,1105	-	18	0,1166	0,0002	0,1168	-
8	0,1108	0,0003	0,1110	-	18	0,1161	0,0002	0,1163	-
9	0,1118	0,0002	0,1119	-	19	0,1175	0,0002	0,1177	-
9	0,1124	0,0002	0,1126	-	19	0,1166	0,0002	0,1168	-
10	0,1123	0,0002	0,1125	-					
10	0,1134	0,0002	0,1136	-					

Table D.6 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (première partie). Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1981. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

Cette carotte (longueur : 50 cm) a été prélevée à 130 m de profondeur. Les mesures ont toutes été réalisées sur la même ligne (probablement ligne "Malville"). Les tranches ont une épaisseur de 2,5 cm.

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 130 m

$$\overline{\text{corp}} = 0,0002 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 0,4 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

$$\overline{V_{\text{mes}}} = 0,114 \pm 0,004 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\bar{V} = 0,118 \pm 0,005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.7.b Deuxième partie

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1371	0,0007	0,1378	-
2	0,1410	0,0002	0,1412	-
3	0,1137	0,0003	0,1140	-
4	0,1137	0,0002	0,1138	-
5	0,1127	0,0001	0,1128	-

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
6	0,1103	0,0001	0,1104	-
7	0,1161	0,0001	0,1162	-
8	0,1170	0,0001	0,1171	-
9	0,1148	0,0001	0,1149	-
10	0,1142	0,0001	0,1142	-
11	0,1145	0,0001	0,1147	-

Table D.7 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (deuxième partie). Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1982. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

Cette carotte (longueur : 32 cm) a été prélevée à 165 m de profondeur. Les mesures ont toutes été réalisées sur la même ligne (probablement ligne "Malville"). Les tranches ont une épaisseur de 2,5 cm environ.

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 165 m

$$\overline{\text{corp}} = 0,0002 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 0,4 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

$$\overline{V}_{\text{mes}} = 0,1185 \pm 0,0065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\bar{V} = 0,123 \pm 0,008 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.7.c Troisième partie

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1175	0,0005	0,1180	-
3	0,1135	0,0004	0,1139	-
4	0,1163	0,0004	0,1167	-
5	0,1146	0,0004	0,1150	-

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1173	0,0009	0,1182	-199,8
1	0,1172	0,0006	0,1177	
2	0,1151	0,0004	0,1155	-179,5
2	0,1156	0,0010	0,1166	
3	0,1189	0,0009	0,1199	-158,1
3	0,1167	0,0006	0,1174	
4	0,1103	0,0005	0,1108	-148,1
4	0,1134	0,0009	0,1143	
5	0,1140	0,0007	0,1147	-139,5
5	0,1122	0,0009	0,1131	
6	0,1147	0,0010	0,1157	-144,4
6	0,1140	0,0011	0,1150	
7	0,1147	0,0005	0,1152	-182,9
7	0,1138	0,0009	0,1147	
8	0,1159	0,0007	0,1165	-183,6
8	0,1137	0,0008	0,1145	

Table D.8 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (troisième partie). Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1979 et 1981. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

Ces carottes ont a été prélevées à 209 m de profondeur. Les mesures du tableau de gauche (1981) ont toutes été réalisées sur la même ligne (probablement ligne "Malville") à partir d'une carotte de 24 cm. Les mesures du tableau de droite (1979) ont été réalisées pour comparer les deux lignes de mesure. Pour chaque tranche, le premier résultat a été obtenu avec la ligne "fenêtre" et le second avec la ligne "Malville". La carotte est en deux morceaux : premier morceau (longueur : 24 cm) - tranches 1 à 6, deuxième morceau (longueur : 27 cm, 6 cm utilisables) - tranches 7 et 8. Les tranches ont 2,5 cm d'épaisseur.

Valeurs moyennes et incertitudes pour les carottes prélevées à 209 m

Tableau de gauche :

$$\overline{\text{corp}} = 0,00045 \pm 0,0003 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 0,7 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

$$\text{Tableau de gauche} \quad \overline{V_{\text{mes}}} = 0,1155 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\text{Tableau de gauche} \quad \overline{V} = 0,1195 \pm 0,007 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Tableau de droite :

$$\overline{\text{corp}} = 0,0008 \pm 0,0006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 1,2 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3,7 \%$.

$$\text{Tableau de droite} \quad \overline{V_{\text{mes}}} = 0,115 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -167,0 \text{ ‰}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\text{Tableau de droite} \quad \overline{V} = 0,119 \pm 0,0065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.7.d Quatrième partie

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD	N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1177	0,0005	0,1181	-	6	0,1154	0,0003	0,1157	-
1	0,1162	0,0005	0,1167	-	6	0,1157	0,0005	0,1162	-
2	0,1381	0,0007	0,1387	-	7	0,1164	0,0003	0,1167	-
2	0,1380	0,0004	0,1384	-	7	0,1171	0,0006	0,1177	-
3	0,1214	0,0005	0,1219	-	8	0,1135	0,0003	0,1138	-
3	0,1224	0,0006	0,1230	-	8	0,1143	0,0003	0,1146	-
4	0,1133	0,0004	0,1137	-	9	0,1158	0,0004	0,1162	-
4	0,1136	0,0006	0,1142	-	9	0,1148	0,0006	0,1154	-
5	0,1127	0,0008	0,1134	-	10	0,1152	0,0004	0,1156	-
5	0,1130	0,0005	0,1134	-	10	0,1142	0,0004	0,1147	-

Table D.9 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (quatrième partie). J'ai réalisé ces mesures en 1986 - 1987. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

Cette carotte en deux morceaux (premier morceau : longueur 20 cm, tranches 1 à 5, deuxième morceau : longueur 37 cm, tranches 6 à 10) a été prélevée à 143 m de profondeur. Les mesures ont toutes été réalisées sur la ligne "fenêtre". Les tranches ont une épaisseur de 3 cm. Une croûte de vent est présente dans la tranche 7 et probablement dans la tranche 10 (croûte observée dans la carotte mais pas dans les échantillons).

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 143 m

$$\overline{corp} = 0,0005 \pm 0,0003 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 0,7 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 2,5 \%$.

$$\overline{V}_{mes} = 0,118 \pm 0,008 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,1215 \pm 0,009 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.7.e Cinquième partie.

B. Lebel (1979) a analysé une carotte prélevée à 230 m de profondeur. 24 mesures ont été effectuées pour déterminer les variations saisonnières de la teneur en gaz.

Valeurs moyennes et incertitudes pour la carotte prélevée à 230 m

$$\overline{\text{corp}} \leq 0,3 \%$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

$$\overline{V_{\text{mes}}} = 0,1155 \pm 0,004 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -178 \%$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,1195 \pm 0,005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.7.f Valeurs moyennes et incertitudes pour l'ensemble des carottes.

Pour l'ensemble des carottes de BHD ci dessus, $\overline{\text{corp}} \leq 0,0006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$,

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

$$\overline{V_{\text{mes}}} = 0,1155 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,120 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.8 *Site D-10, Terre Adélie*

B. Lebel (1979) a réalisé 30 mesures sur une carotte de D-10 prélevée à 117 m de profondeur pour l'étude des variations saisonnières de la teneur en gaz. Il a obtenu le résultat moyen suivant : $\overline{V_{mes}} = 0,1235 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$. L'incertitude sur cette valeur est réestimée pour tenir compte d'une dérive potentielle à long terme du système expérimental.

Valeurs moyennes et incertitudes.

$$\overline{\text{corp}} \leq 0,3 \text{ \%}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \text{ \%}$.

$$\overline{V_{mes}} = 0,1235 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -166 \text{ ‰}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,1285 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.9 *Site Camp Century, Groënland*

B. Lebel (1979) a réalisé 7 mesures par la méthode fusion - regel sur des carottes prélevées entre 200 et 800 m de profondeur. Il a obtenu le résultat moyen suivant : $\overline{V_{mes}} = 0,109 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$. L'incertitude sur cette valeur est réestimée pour tenir compte d'une dérive potentielle à long terme du système expérimental.

Valeurs moyennes et incertitudes.

$$\overline{\text{corp}} \leq 0,3 \text{ \%}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \text{ \%}$.

$$\overline{V_{mes}} = 0,109 \pm 0,007 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,113 \pm 0,0085 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Remarque : je n'ai pu réaliser de mesures de tailles de bulles que sur une photographie papier d'une lame mince réalisée par M. Paillet dont l'agrandissement était insuffisant. Cette lame mince correspond à de la glace prélevée à 200 m de profondeur. Paillet (1978) a réalisé des mesures de taille de bulles rondes sur cette même lame, les résultats de \bar{V} obtenus dans les deux cas diffèrent de 1,5%. D'autre part, pour l'estimation de l'erreur sur la correction de pertes en surface, nous avons pris en compte une perte minimale nulle (les pertes en surface peuvent être très faibles pour une carotte prélevée à 800 m et non relaxée).

D.2.10 *Site Byrd, Antarctique de l'Ouest*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1061	0,0003	0,1064	-282,2
2	0,1040	0,0004	0,1044	-283,6
3	0,1017	0,0002	0,1019	-281,7
4	0,1091	0,0004	0,1094	-278,3
6	0,1059	0,0004	0,1063	-268,4
7	0,1031	0,0003	0,1034	-263,0
8	0,1033	0,0003	0,1036	-259,6
9	0,1082	0,0004	0,1085	-256,5
10	0,1061	0,0003	0,1065	-255,3
11	0,1074	0,0003	0,1077	-256,1
12	0,1036	0,0003	0,1039	-258,6
13	0,1046	0,0003	0,1049	-261,4
14	0,1102	0,0004	0,1106	-263,1
15	0,1090	0,0003	0,1093	-264,2
15	0,1095	0,0005	0,1100	
16	0,1073	0,0004	0,1077	-265,9
17	0,1073	0,0005	0,1078	-267,1
18	0,1069	0,0004	0,1074	-267,8
19	0,1075	0,0005	0,1079	-267,1
20	0,1099	0,0006	0,1105	-266,9
21	0,1061	0,0005	0,1065	-264,8

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1043	0,0011	0,1054	-260,7
2	0,1043	0,0009	0,1052	-264,9
3	0,1075	0,0010	0,1085	-265,9
4	0,1062	0,0010	0,1072	-265,5
5	0,1052	0,0016	0,1068	-262,9
1	0,1053	0,0009	0,1062	-265,4
2	0,1046	0,0009	0,1055	-263,2
3	0,1090	0,0011	0,1101	-263,7
4	0,1106	0,0010	0,1116	-265,9
5	0,1074	0,0015	0,1090	-268,8

Table D.10 : Résultats de teneur en gaz de carottes de glace de l'Holocène à Byrd. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1979 - 1980. Les notations sont les mêmes que dans la table D.1.

Le tableau de gauche concerne une carotte de glace prélevée à 102 mètres de profondeur. Cette carotte est constituée de deux morceaux, le premier (tranches

1 à 15) mesure 37,5 cm, les tranches ont 2 cm d'épaisseur environ. Les tranches 1 à 12 ont été analysées alternativement sur les deux lignes de mesure et les tranches 13 à 21 sur une même ligne. Les cinq premières lignes du tableau de droite correspondent à une carotte prélevée à 171 m de profondeur (longueur : 13 cm), les cinq tranches ont une épaisseur de 2,5 cm. Les analyses ont été réalisées sur une même ligne de mesure. Le bas du tableau de droite se rapporte à une carotte prélevée à 259 m (longueur : 16 cm), les tranches ont une épaisseur de 3 cm. Toutes les analyses ont été réalisées sur une même ligne de mesure.

Valeurs moyennes et incertitudes.

Carotte prélevée à 102 m

$\overline{\text{corp}} = 0,0004 \pm 0,0003 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,7 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

102 m $\quad \overline{V}_{\text{mes}} = 0,1065 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -266,6 \text{ ‰}$

Carotte prélevée à 171 m

$\overline{\text{corp}} = 0,0011 \pm 0,0009 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 1,9 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 4,5 \%$.

171 m $\quad \overline{V}_{\text{mes}} = 0,1055 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -264,0 \text{ ‰}$

Carotte prélevée à 259 m

$\overline{\text{corp}} = 0,0011 \pm 0,0008 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 1,8 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 4,5 \%$.

259 m $\quad \overline{V}_{\text{mes}} = 0,1075 \pm 0,0065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -265,4 \text{ ‰}$

Pour l'ensemble des carottes :

$\overline{\text{corp}} = 0,0006 \pm 0,0005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 1 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3,5 \%$.

102 - 259 m $\quad \overline{V}_{\text{mes}} = 0,1065 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -266,0 \text{ ‰}$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$102 - 259 \text{ m} \quad \bar{V} = 0,112 \pm 0,0065 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Remarque : je n'ai pu réaliser de mesures de tailles de bulles que sur une photographie papier d'une lame mince réalisée par M. Paillet dont l'agrandissement était insuffisant. Cette lame mince correspond à de la glace prélevée à 100 m de profondeur. Paillet (1978) a réalisé des mesures de taille de bulles rondes sur cette même lame, les résultats de \bar{V} obtenus dans les deux cas diffèrent de 0,2 %. D'autre part, des tailles de bulles rondes dans la carotte de Byrd ont été publiées dans le passé (Gow, 1968 b ; Gow et Williamson, 1975). Dans la gamme de profondeurs qui nous intéresse, les diamètres obtenus varient entre 0,57 et 0,34 mm, et la variation induite de \bar{V} est de 2,5 %.

D.2.11 *Site Mont Logan, Canada*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
2	0,0728	0,0004	0,0732	-241,0
5	0,0719	0,0004	0,0724	-283,4
7	0,0713	0,0004	0,0718	-293,7
8	0,0736	0,0003	0,0740	-298,3
9	0,0744	0,0004	0,0748	-299,4
1	0,0719	0,0010	0,0728	-232,6
2	0,0713	0,0010	0,0723	-233,3
3	0,0706	0,0009	0,0715	-239,9
4	0,0713	0,0007	0,0720	-246,0
5	0,0731	0,0015	0,0746	-251,9
6	0,0694	0,0008	0,0702	-258,1
7	0,0704	0,0006	0,0710	-261,7
8	0,0718	0,0009	0,0727	-261,7
9	0,0713	0,0008	0,0720	-260,1
10	0,0712	0,0007	0,0719	-256,9
11	0,0693	0,0009	0,0701	-255,1
12	0,0708	0,0008	0,0716	-253,7

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0675	0,0006	0,0681	-217,0
2	0,0703	0,0005	0,0708	-217,0
3	0,0738	0,0006	0,0743	-218,1
4	0,0735	0,0005	0,0740	-219,7
5	0,0743	0,0006	0,0749	-221,4
6	0,0737	0,0003	0,0740	-222,4
7	0,0725	0,0005	0,0730	-222,8
8	0,0758	0,0008	0,0767	-227,1
10	0,0711	0,0007	0,0717	-230,5
10	0,0715	0,0011	0,0726	-230,5
11	0,0704	0,0007	0,0711	-235,1
11	0,0716	0,0006	0,0723	-235,1
12	0,0716	0,0003	0,0719	-243,9
13	0,0711	0,0005	0,0717	-251,5

Table D.11 : Résultats de teneur en gaz au site de Mont Logan. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1981 - 1982. Les notations sont les mêmes que dans la table D.1.

Ces résultats ont été obtenus à partir de 3 carottes de glace, les tranches ont une épaisseur de 2,5 cm environ. La première carotte (cinq premières lignes du tableau de gauche) a pour longueur 26 cm et a été prélevée à 99 m de profondeur, quatre résultats ont été éliminés car la différence entre les deux

lectures à la burette était anormalement élevée. La deuxième carotte a été prélevée à 100 m de profondeur et la troisième à 101 m.

Valeur moyenne pour chacune des carottes.

carotte prélevée à 99 m : $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,073 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 100 m : $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,071 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

carotte prélevée à 101 m : $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,072 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Valeurs moyennes et incertitudes pour l'ensemble des carottes.

$\overline{\text{corp}} = 0,0007 \pm 0,0005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 1,7 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 4 \%$.

$$\overline{V_{\text{mes}}} = 0,072 \pm 0,0035 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -246,7 \text{ ‰}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,0745 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.12 *Site D 57, Terre Adélie*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0932	0,0002	0,0934	-269,4
2	0,0979	0,0002	0,0982	-271,4
3	0,0951	0,0002	0,0953	-272,2
4	0,0932	0,0004	0,0936	-272,4
5	0,0972	0,0002	0,0974	-270,8
6	0,0992	0,0004	0,0996	-270,2
2	0,1101	0,0008	0,1108	-245,7
4	0,1075	0,0007	0,1083	-239,5
5	0,1093	0,0007	0,1100	-247,8

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,1054	0,0008	0,1062	-239,8
2	0,1063	0,0009	0,1072	-241,5
1	0,1065	0,0012	0,1077	-254,2
2	0,1083	0,0010	0,1093	-245,7
3	0,1024	0,0014	0,1038	-262,5
4	0,1060	0,0007	0,1067	-239,5
5	0,1074	0,0007	0,1081	-251,2
6	0,1092	0,0017	0,1109	-247,8
6	0,1092	0,0006	0,1098	-247,8
7	0,1011	0,0007	0,1017	-269,7

Table D.12 : Résultats de teneur en gaz pour le site de D 57. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1981 - 1982. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

Les quatre carottes analysées ont été prélevées aux profondeurs suivantes : 102 m (haut du tableau de gauche, longueur : 37 à 42 cm), 197 m (bas du tableau de gauche, longueur : 20 cm), 198 m (haut du tableau de droite, longueur : 13 cm) et 203 m (bas du tableau de droite). La carotte prélevée 203 m sous la surface est constituée de 4 morceaux : 1er morceau - tranches 1 et 2, 2ème morceau - tranches 3 et 4, 3ème morceau - tranches 5 et 6, 4ème morceau - tranche 7. Les tranches ont 3 cm d'épaisseur environ. La carotte 102 m renferme trois strates de glace claire de 1 mm d'épaisseur environ (croûtes de vent probablement). Pour la carotte 102 m, les deux lignes de mesure ont été utilisées alternativement. Les trois autres carottes ont été analysées à l'aide d'une seule et même ligne (ligne "fenêtre" probablement). Sept résultats ont été éliminés car la différence entre les deux lectures à la burette était anormalement élevée.

Valeurs moyennes et incertitudes.

Carotte prélevée à 102 m

$\overline{\text{corp}} = 0,0003 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,5 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de ± 3 %.

102 m $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,096 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -271,1 \text{ ‰}$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

102 m $\overline{V} = 0,107 \pm 0,013 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Carottes prélevées à 197 - 203 m

$\overline{\text{corp}} = 0,0009 \pm 0,0008 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 1,6 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de ± 4 %.

200 m $\overline{V_{\text{mes}}} = 0,1065 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, $\overline{\delta D} = -248,7 \text{ ‰}$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

200 m $\overline{V} = 0,108 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Remarque : les résultats obtenus pour la carotte prélevée à 102 m de profondeur sont utilisés uniquement au chapitre IIII pour illustrer la décroissance des pertes de gaz en surface des échantillons avec la profondeur. Cette glace prélevée à 102 m de profondeur contient 50 % de bulles allongées, ce qui rend la correction de bulles coupées imprécise. C'est pourquoi seuls les résultats obtenus sur des carottes prélevées à environ 200 m seront pris en compte au chapitre IV.

D.2.13 Site Mizuho, Antarctique

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD	N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0919	0,0002	0,0921	-294,9	1	0,0996	0,0004	0,1000	-313,3
1	0,0912	0,0002	0,0914	-294,3	1	0,0998	0,0004	0,1002	-313,5
2	0,0956	0,0002	0,0958	-295,4	2	0,1013	0,0004	0,1017	-314,4
2	0,0939	0,0002	0,0941	-296,9	2	0,1014	0,0003	0,1017	-314,3
3	0,0920	0,0002	0,0923	-298,3	3	0,1024	0,0003	0,1027	-311,9
3	0,0940	0,0002	0,0942	-298,8	3	0,1016	0,0003	0,1019	-314,1
4	0,0924	0,0003	0,0926	-300,5	4	0,1050	0,0003	0,1053	-311,3
					4	0,1045	0,0004	0,1049	-311,1
					5	0,0988	0,0003	0,0990	-298,1
					5	0,0980	0,0003	0,0983	-298,4
					6	0,0982	0,0002	0,0984	-302,0
					6	0,0948	0,0003	0,0951	-301,5

Table D.13 : Résultats de teneur en gaz pour le site de Mizuho. J'ai réalisé ces mesures 1986 - 1987. Les notations sont identiques à celles de la table D.1.

Deux carottes ont été analysées : la première (tableau de gauche) a été prélevée à 75 m de profondeur et mesure 17 cm de long, la seconde (tableau de droite) a été prélevée à 85 m de profondeur et est cassée en deux morceaux. Le premier morceau (tranches 1 à 4) mesure 14 cm, le deuxième morceau (tranches 5 et 6) mesure 8 cm. Toutes les tranches ont une épaisseur de 3 cm. Une croûte de vent est présente dans la tranche 1 de la carotte prélevée à 85 m. Tous les résultats ont été obtenus avec la ligne "fenêtre".

Valeurs moyennes et incertitudes.

Carotte prélevée à 75 m

$$\overline{\text{corp}} = 0,0002 \pm 0,00015 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 0,4 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 2,5 \%$.

$$75 \text{ m} \quad \overline{V_{\text{mes}}} = 0,093 \pm 0,0035 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -297,5 \text{ ‰}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$75 \text{ m} \quad \bar{V} = 0,101 \pm 0,0055 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Carottes prélevées à 85 m

$$\overline{\text{corp}} = 0,00035 \pm 0,0002 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 0,6 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 2,5 \%$.

$$85 \text{ m} \quad \overline{V_{\text{mes}}} = 0,1005 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -308,7 \text{ \textperthousand}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$85 \text{ m} \quad \bar{V} = 0,106 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Remarques : le pourcentage élevé de bulles allongées (35 %) rend la correction de pertes de gaz en surface des échantillon imprécise pour la carotte prélevée à 75 m de profondeur, c'est pourquoi les résultats obtenus pour cette carotte ne sont utilisés qu'au chapitre IIII pour comparer notre méthode à celle de Higashi et al. (1983).

Une lame mince a été réalisée sur chaque partie de la carotte prélevée à 85 m de profondeur. Les résultats de \bar{V} obtenus à partir de chacune des deux lames ne diffèrent que de 0,5 %.

D.2.14 *Site Pôle Sud, Antarctique*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}
1	0,0859	0,0016	0,0875
2	0,0885	0,0014	0,0899
3	0,0900	0,0013	0,0912
4	0,0924	0,0017	0,0940
4	0,0932	0,0007	0,0940
5	0,0916	0,0016	0,0932
5	0,0882	0,0006	0,0889
6	0,0877	0,0018	0,0895
6	0,0885	0,0008	0,0893

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}
7	0,0866	0,0010	0,0876
8	0,0882	0,0010	0,0892
9	0,0932	0,0004	0,0936
10	0,0899	0,0021	0,0920
11	0,0893	0,0012	0,0906
13	0,0873	0,0013	0,0885
14	0,0925	0,0015	0,0940
15	0,0872	0,0017	0,0889
17	0,0865	0,0015	0,0880
12	0,0866	0,0016	0,0882

Table D.14 : Résultats de teneur en gaz au site de Pôle Sud. Les mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1982 - 1983. Les notations sont les mêmes que dans la table D.1.

La carotte a été prélevée à 178 m de profondeur et est constituée de 3 morceaux (morceau 1 : tranches 1 à 6, morceau 2 : tranches 7 à 10, morceau 3 : tranches 11 à 17). L'épaisseur des tranches est de 3 cm. La tranche 5 contient une strate de glace claire d'un millimètre d'épaisseur (probablement croûte de vent). Tous les échantillons ont été analysés avec la même ligne de mesure (probablement la ligne "fenêtre"). Trois mesures ont été éliminées car la différence entre les deux lectures à la burette était anormalement élevée.

Valeurs moyennes et incertitudes.

$$\overline{\text{corp}} = 0,0013 \pm 0,0013 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 3 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 5 \%$.

$$\overline{V}_{\text{mes}} = 0,089 \pm 0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$\overline{V} = 0,0925 \pm 0,007 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

D.2.15 *Site Dôme C, Antarctique*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0817	0,0003	0,0821	-394,0
2	0,0825	0,0001	0,0826	-395,7
3	0,0818	0,0004	0,0822	-397,0
4	0,0820	0,0001	0,0821	-397,1
5	0,0832	0,0003	0,0835	-396,8
6	0,0829	0,0002	0,0830	-395,7
7	0,0827	0,0003	0,0829	-395,4
8	0,0882	0,0001	0,0883	-396,2
1	0,0819	0,0002	0,0822	-396,7
2	0,0867	0,0001	0,0869	-399,8
3	0,0867	0,0002	0,0870	-402,9
4	0,0852	0,0001	0,0853	-403,8
5	0,0842	0,0002	0,0844	-403,0
6	0,0858	0,0004	0,0862	-401,5
7	0,0839	0,0002	0,0841	-398,8
1	0,0823	0,0002	0,0825	-393,7
2	0,0847	0,0004	0,0850	-396,6
3	0,0850	0,0002	0,0853	-398,8
4	0,0847	0,0001	0,0849	-401,3
5	0,0841	0,0002	0,0843	-401,5
6	0,0818	0,0002	0,0820	-400,4
7	0,0816	0,0002	0,0818	-401,5
8	0,0778	0,0001	0,0779	-404,5

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0812	0,0001	0,0813	-386,3
3	0,0807	0,0001	0,0808	-387,3
4	0,0838	0,0003	0,0841	-387,6
5	0,0850	0,0001	0,0851	-387,8
6	0,0812	0,0002	0,0814	-389,2
7	0,0819	0,0003	0,0822	-388,9
1	0,0823	0,0002	0,0824	-380,5
2	0,0826	0,0001	0,0828	-383,7
3	0,0841	0,0002	0,0843	-374,3
4	0,0825	0,0002	0,0827	-388,7
5	0,0821	0,0002	0,0822	-389,8
6	0,0808	0,0003	0,0812	-
1	0,0836	0,0002	0,0838	-390,6
2	0,0848	0,0002	0,0850	-390,0
3	0,0846	0,0002	0,0848	-388,8
4	0,0844	0,0002	0,0846	-387,3
5	0,0854	0,0002	0,0856	-385,5
6	0,0831	0,0003	0,0834	-387,4
7	0,0841	0,0003	0,0844	-390,3

Table D.15 (première partie) : Résultats de teneur en gaz à Dôme C, première partie. Les notations sont identiques à celles de la table D.1. Les résultats présentés ci-dessus correspondent à des carottes prélevées à des profondeurs de 139 m, 145 m, 150 m (tableau de gauche), 156 m, 160 m et 166 m (tableau de droite).

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0787	0,0002	0,0789	-379,3
2	0,0789	0,0002	0,0791	-380,2
3	0,0816	0,0002	0,0818	-387,6
4	0,0846	0,0002	0,0848	-393,1
6	0,0840	0,0002	0,0842	-398,6
7	0,0856	0,0003	0,0858	-401,5
8	0,0829	0,0003	0,0832	-402,8
9	0,0820	0,0002	0,0823	-402,8
1	0,0837	0,0003	0,0841	-383,8
2	0,0830	0,0003	0,0833	-381,3
3	0,0853	0,0002	0,0856	-379,1
4	0,0844	0,0002	0,0846	-376,3
5	0,0834	0,0001	0,0836	-373,9
6	0,0862	0,0002	0,0864	-363,4
7	0,0886	0,0001	0,0887	-372,6
8	0,0867	0,0002	0,0869	-374,2

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD
1	0,0807	0,0001	0,0808	-383,0
2	0,0833	0,0003	0,0837	-384,2
3	0,0815	0,0003	0,0819	-386,6
4	0,0796	0,0001	0,0797	-390,0
5	0,0849	0,0004	0,0853	-390,7
6	0,0819	0,0001	0,0820	-391,0
7	0,0841	0,0002	0,0843	-389,4
8	0,0817	0,0002	0,0819	-387,6
9	0,0832	0,0002	0,0834	-386,3
10	0,0830	0,0001	0,0831	-386,7
1	0,0809	0,0002	0,0811	-393,9
2	0,0814	0,0002	0,0816	-391,6
3	0,0811	0,0002	0,0813	-391,8
4	0,0791	0,0002	0,0792	-389,2
5	0,0855	0,0001	0,0856	-384,8
6	0,0813	0,0000	0,0813	-382,4
7	0,0829	0,0002	0,0831	-380,8
8	0,0799	0,0001	0,0800	-382,0
9	0,0770	0,0000	0,0771	-386,8
10	0,0781	0,0001	0,0782	-390,5
11	0,0736	0,0002	0,0737	-

Table D.15 (deuxième partie) : Résultats de teneur en gaz à Dôme C, fin. Les notations sont identiques à celles de la table D.1. Les résultats présentés ci-dessus correspondent à des carottes prélevées à des profondeurs de 167.5 m, 171 m (tableau de gauche), 178 m et 179 m (tableau de droite). Toutes les mesures de teneur en gaz de la glace du forage de Dôme C ont été réalisées par D. Mazaudier en 1980 - 1981.

Les longueurs de la plupart des carottes ont été notées : 22 cm pour la carotte prélevée 139 m sous la surface de la calotte, 20 cm à 145 m, 20 cm à 150 m, 19 cm à 156 m, 21 cm à 167,5 m, 20 cm à 171 m, 27 cm à 178 m et 28,5 cm à 179 m. L'épaisseur des tranches est de 2,5 cm environ. Les deux lignes de mesure ont été utilisées alternativement. Les carottes prélevées à 150 m, 167,5 m et 171 m de profondeur présentent des traces d'eau de fusion regelée sur leur surface. Celles prélevées à 178 et 179 m de profondeur ont une surface brillante et des bulles allongées ont été observées en surface (ces observations sont probablement également liées à une légère fusion de surface des carottes). Une mesure a été éliminée car la différence entre les deux lectures à la burette était anormalement élevée.

Valeur moyenne pour chacune des carottes.

carotte prélevée à 139 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,083 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$
carotte prélevée à 145 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,085 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$
carotte prélevée à 150 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,083 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (<i>traces de fusion</i>)
carotte prélevée à 156 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,0825 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$
carotte prélevée à 160 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,0825 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$
carotte prélevée à 166 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,0845 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$
carotte prélevée à 167,5 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,0825 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (<i>traces de fusion</i>)
carotte prélevée à 171 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,085 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (<i>traces de fusion</i>)
carotte prélevée à 178 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,0825 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (<i>traces de fusion</i>)
carotte prélevée à 179 m :	$\overline{V}_{mes} = 0,080 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (<i>traces de fusion</i>)

Valeurs moyennes et incertitudes.

$\overline{\text{corp}} = 0,00015 \pm 0,00015 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit une correction maximale de 0,4 %).

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 3 \%$.

Ensemble des mesures :

$$\overline{V}_{mes} = 0,083 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -390,1 \text{ ‰}$$

carottes sans traces de fusion :

$$\overline{V}_{\text{mes}} = 0,0835 \pm 0,003 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}, \quad \overline{\delta D} = -392,1 \text{ ‰}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

Sans fusion $\quad \overline{V} = 0,0865 \pm 0,004 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Remarque : des mesures de bulles ont été réalisées sur deux lames minces de glace prélevée à 140 et 179 m. Les résultats de \overline{V} obtenus à partir des tailles de bulles provenant de ces deux lames ne diffèrent que de 0,8 %.

D.2.16 *Site Vostok, Antarctique*

N°	V _{mes}	corp	V _{corp}	δD	profondeur
1	0,0804	0,0008	0,0812	-	169 m
1	0,0819	0,0005	0,0824	-	
1	0,0831	0,0008	0,0839	-	262 m
1	0,0847	0,0005	0,0852	-	
1	0,0848	0,0007	0,0855	-	265 m

Table D.16 : Résultats de teneur en gaz pour le site de Vostok (à faible profondeur). Ces mesures ont été réalisées par D. Mazaudier en 1985 - 1986. Les notations sont identiques à celles de la table D.1, en dernière colonne sont indiquées les profondeurs de prélèvement des carottes analysées.

Le haut de la carotte de Vostok étant très fracturé, quelques mesures seulement ont pu être réalisées. La ligne "fenêtre" a été utilisée pour toutes les mesures. La glace prélevée à 262 et 265 m de profondeur s'est formée pendant la dernière transition glaciaire - interglaciaire, c'est pourquoi les résultats correspondants à ces profondeurs ne seront pas pris en compte pour la recherche des paramètres dont dépend V.

Valeurs moyennes et incertitudes (carotte prélevée à 169 m).

$$\overline{\text{corp}} = 0,00065 \pm 0,00045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ (soit une correction maximale de 1,4 \%)}.$$

L'erreur globale liée aux incertitudes sur les mesures est de $\pm 4 \%$.

$$169 \text{ m} \quad \overline{V_{\text{mes}}} = 0,081 \pm 0,004 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Si on tient compte de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, on obtient :

$$169 \text{ m} \quad \overline{V} = 0,0845 \pm 0,0045 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

Remarque : nous avons utilisé le résultat de mesures de hauteurs moyennes de bulles suivant $\langle H \rangle = 0,36 \pm 0,04 \text{ mm}$ à 169 m de profondeur (V. Lipenkov, communication personnelle).

D.3 SITE D'ORIGINE DE LA GLACE ET CALCUL DE V_c

D.3.1 *Principe de la détermination du site d'origine de la glace*

Pour appliquer l'équation (3) :

$$V = V_c \frac{P_c}{T_c} \frac{T_0}{P_0}, \quad (3)$$

qui relie V_c à V , il faut déterminer P_c et T_c au site du close-off. Celui-ci est généralement différent du site de forage en raison de l'écoulement. Les carottes utilisées pour l'étude des paramètres physiques et climatiques dont dépend V ont été prélevées à des profondeurs variant entre 67 et 232 m sous la surface de la glace. Ces profondeurs de prélèvement sont suffisamment faibles pour qu'un calcul simple d'écoulement nous permette de déterminer le site d'origine de la glace avec une précision suffisante.

Nous avons besoin de connaître Z_c : la profondeur moyenne du close-off. Nous supposons pour cela que les profils de densité de la neige en fonction de la profondeur du site de forage et du site de close-off des carottes analysées sont identiques, et nous admettons que la zone du close-off est pour tous les sites celle déterminée par Schwander et Stauffer (1984) au site de Siple, c'est à dire celle correspondant à la gamme de densités $0,795 - 0,83 \text{ g cm}^{-3}$. Nous calculerons :

$$Z_c = [Z(\rho=0,795) + Z(\rho=0,83)] / 2$$

Dans la plupart des cas, $Z(\rho=0,795)$ et $Z(\rho=0,83)$ sont directement lus sur les profils de densité du névé mesurés au site de forage de la glace. Pour deux sites de forage du Law Dome (BHJ et BHP), les profils de densité n'étant pas disponibles, $Z(\rho=0,795)$ et $Z(\rho=0,83)$ sont calculés en utilisant le modèle de densification de Pimienta (Pimienta, 1987, Barnola et al., sous presse).

La deuxième étape du calcul consiste à déterminer l'âge du gaz emprisonné dans la glace analysée, c'est à dire la différence (ΔA_g) entre l'âge de la glace au close-off et l'âge du dépôt de la précipitation. Dans tous les cas, ces deux âges sont calculés à partir du modèle de Pimienta (Pimienta, 1987, Barnola et al., sous

presse), ce qui constitue généralement une approximation suffisante. Lorsque d'autres datations sont disponibles, elles sont comparées aux résultats de notre calcul (les datations disponibles peuvent provenir de l'identification de repères volcaniques, d'une étude stratigraphique, de comptages de cycles saisonniers de l'isotope ou de la conductivité solide, d'une modélisation de l'écoulement de la glace ...).

L'âge du gaz (ΔAg) ainsi calculé, multiplié par la vitesse horizontale d'écoulement de la glace (\vec{V}), est égal à la distance horizontale ΔX séparant le site de forage du site de formation de la glace analysée (voir figure D.1). Connaissant la pente p de la surface de la calotte dans la région étudiée, on peut calculer la différence entre les altitudes du site de forage et du site de close-off de la carotte analysée : $\Delta H = p \Delta X$.

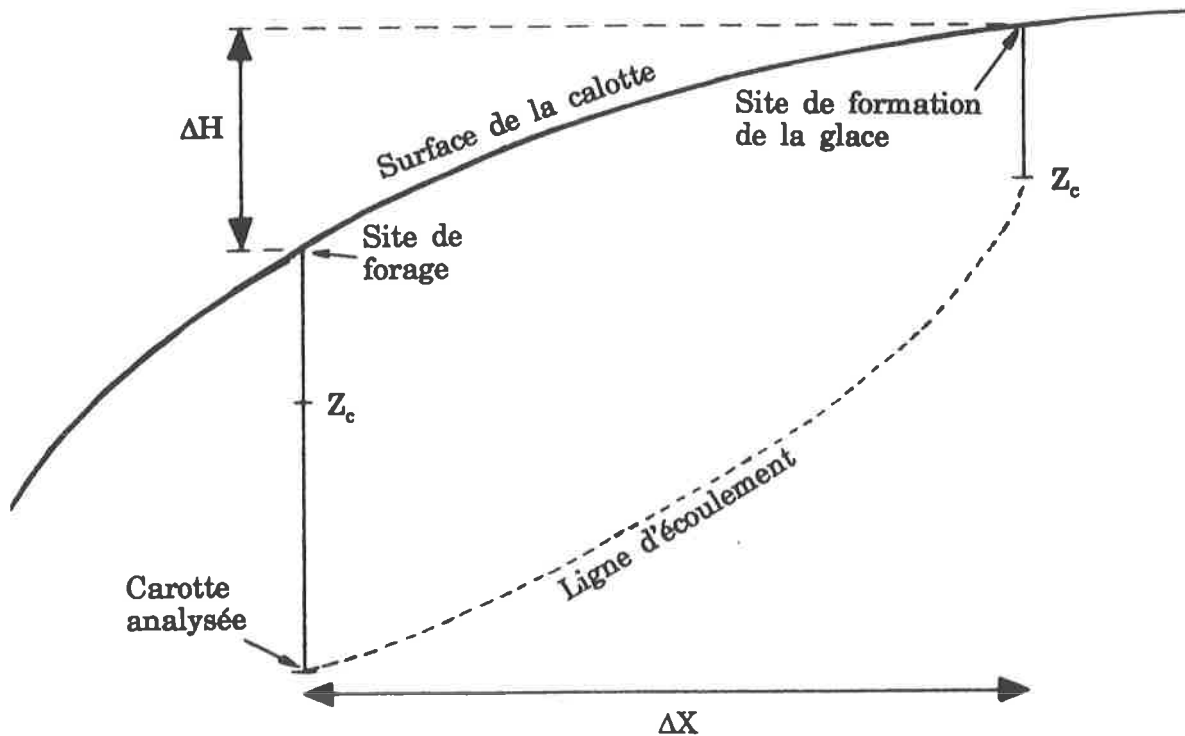


Figure D.1 : Schéma illustrant le calcul de l'altitude du site de formation des glaces analysées. Les notations sont définies dans le texte.

Cette détermination du site de formation de la glace permet de calculer P_c et T_c . Il faut cependant souligner une hypothèse faite implicitement dans ce

calcul : la stationnarité de la calotte de glace (i.e. l'épaisseur de la calotte n'a pas varié depuis la formation de la glace étudiée). Cette hypothèse est discutée au paragraphe D.3.5.

D.3.2 *Forages du Law Dome*

Le Law Dome est une petite calotte côtière séparée du reste de la calotte antarctique (du point de vue de l'écoulement de la glace) par une profonde dépression du socle rocheux. Plusieurs forages et de nombreux travaux scientifiques concernant ce dôme ont été réalisés par des chercheurs australiens. Ceux-ci ont fourni au LGGE des échantillons provenant de 7 forages pour la mesure de V . La localisation de ces forages : BHJ, BHF, BHP, BHB, BHQ, DE08 et BHD (au sommet du dôme) est illustrée par la figure D.2.

D.3.2.a Profondeur et âge au close-off, âge des carottes analysées.

Les profondeurs du début (densité $\rho = 0,8 \text{ g cm}^{-3}$) et de la fin (densité $\rho = 0,83 \text{ g cm}^{-3}$) du close-off ont été mesurées pour 5 des 7 sites de forage (N. Young, communication personnelle). Les profondeurs du close-off pour les deux autres sites : BHJ et BHP seront calculées à l'aide d'un modèle de densification de la neige que nous testerons sur l'ensemble des forages du Law Dome. Des datations de certaines carottes sont disponibles. La carotte de DE08 (site dont l'accumulation, très élevée, atteint 1,2 m d'équivalent eau par an) a pu être datée très précisément par stratigraphie (Etheridge et Wookey, 1989). La carotte de BHD a également été datée très précisément par comptage des cycles saisonniers de teneur en oxygène 18 de la glace (Morgan, 1985). Des datations moins précises basées sur des modèles d'écoulement de la glace sont disponibles pour les sites BHF, BHP, BHB et BHQ (Budd et Morgan, 1977 ; Russell-head et Budd, 1979 et Morgan, 1985). Nous avons réalisé un calcul de l'âge de la glace au close-off et de l'âge des carottes en utilisant le modèle de densification décrit dans Pimienta (1987) et Barnola et al. (sous presse).

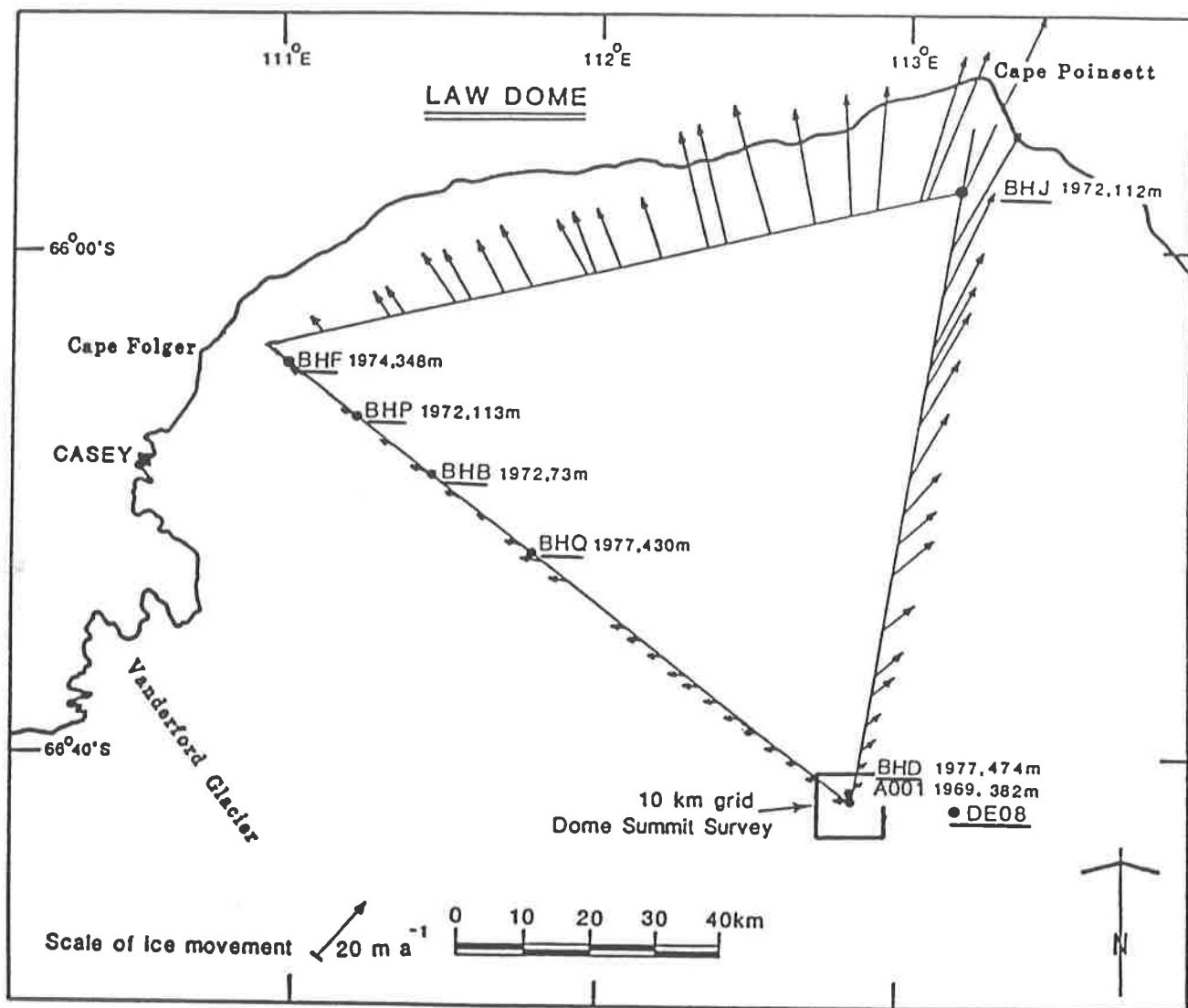


Figure D.2 : Carte du Law Dome avec la localisation, la profondeur et la date des forages d'où proviennent les carottes analysées (d'après Etheridge et Wookey, 1989).

Site	Z($\rho = 0,8$)		Z($\rho = 0,83$)		Age($\rho = 0,8$)		Age($\rho = 0,83$)	
	calculé	mesuré	calculé	mesuré	d'après modèle	autre donnée	d'après modèle	autre donnée
BHJ	45	-	50	-	73	?	84	?
BHF	30,5	27	33	33	246	-300	273	-300
BHP	40	-	43	-	145	140	160	150
BHB	38,5	40	42,5	48	180	140	200	170
BHQ	33	25	36	33	335	-300	370	-300
DE08	72,5	70	80,5	80	39	36	45	44
BHD	67	62	74,5	70	64	80	73	94

Table D.17 : données de profondeur et d'âge de la glace au close-off pour les forages du Law Dome. Z($\rho = 0,8$) et Z($\rho = 0,83$) sont les profondeurs du début et de la fin du close-off exprimées en mètres, Age($\rho = 0,8$) et Age($\rho = 0,83$) sont les âges correspondants (en années). Les valeurs précédées d'un ~ sont des ordres de grandeur imprécis relevés sur des courbes.

Site	Profondeur Carotte	Age carotte calculé	Age carotte autre donnée
BHJ	91 m	175 ans	-
BHF	131 m	1400 ans	-1800 ans
BHP	111 m	500 ans	450 ans
BHB	71 m	380 ans	240 ans
BHQ	110 m	1400 ans	1200 ans
DE08	160 m	103 ans	110 ans
BHD	130 m	145 ans	210 ans
	143 m	160 ans	240 ans
	165 m	190 ans	290 ans
	209 m	250 ans	420 ans
	230 m	280 ans	490 ans

Table D.18 : Age des carottes analysées. Les valeurs précédées d'un ~ sont des ordres de grandeur imprécis relevés sur des courbes.

Les profondeurs et les âges calculés à l'aide du modèle de densification sont en bon accord avec ceux de la littérature sauf dans le cas de BHD. Cette différence entre les résultats du modèle de densification et les résultats de Morgan (1985) sur les âges des carottes provient du fait que l'accumulation neigeuse a probablement varié au cours des 500 dernières années à Dome Summit. Cependant, il faut noter que la vitesse horizontale de la glace est théoriquement nulle au sommet d'un dôme, c'est pourquoi le site d'origine de la glace est le site de forage et il n'est pas nécessaire de connaître l'âge des carottes pour calculer V_c .

D.3.2.b Altitudes des sites d'origine des carottes analysées.

Dans la table D.19 figurent les paramètres du calcul des sites d'origine des carottes analysées. Les vitesses horizontales d'écoulement de la glace (\vec{V}) nous ont été communiquées par N. Young. Les fourchettes de distance horizontale parcourue : $\Delta X = \vec{V} \Delta \text{âge}$ ($\Delta \text{âge} = \text{âge carotte} - \text{âge close-off}$) sont calculées avec les écarts d'âge carotte - close-off déduits des tables D.17 et C.18. Les pentes de la calotte permettant de calculer ΔH : différence entre les altitudes du site de forage et du site d'origine d'une carotte donnée sont relevées sur la carte du Law Dome publiée par Pfitzner (1980).

Les résultats de la table D.19 montrent que le site d'origine de la glace n'est significativement différent du site de forage que pour les carottes prélevées à BHJ ($\Delta H \sim 150$ m) et BHF ($\Delta H \sim 200 - 250$ m).

Site	Profondeur carotte (m)	\vec{V} (m an ⁻¹)	ΔX (km)	ΔH (m)	E^{SF} (m)	E^{SO} (m)
BHJ	91	86	8,3	165	130	295
BHF	131	9,1	10,4 - 13,7	190 - 250	360	550 - 610
BHP	111	7,7	2,4 - 2,7	28 - 32	610	638 - 642
BHB	71	4,8	0,4 - 0,9	5 - 11	773	778 - 784
BHQ	110	4,5	4,1 - 4,7	32 - 38	927	959 - 965
DE08	160	15	0,9 - 1,1	5 - 6	1276	1281 - 1282
BHD	130 - 230	<1	0	0	1370	1370

Table D.19 : Altitudes des sites d'origine des carottes analysées (E^{SO}) et paramètres du calcul. E^{SF} est l'altitude en surface du site de forage de la glace, les autres notations sont définies dans le texte.

D.3.2.c Calcul de P_c , T_c et V_c .

Les pressions P_c pour chacun des sites d'origine de la glace sont calculées à partir des mesures de pression atmosphérique à la station Casey (altitude 15 m) : 984,7 mb (Jones et Limbert, 1987) et des valeurs de gradient pression - altitude ($\partial P/\partial Z$) suivantes :

$$0,12 \text{ mb m}^{-1} \text{ si } E < 700 \text{ m,}$$

$$0,115 \text{ mb m}^{-1} \text{ si } 700 < E < 1150 \text{ m,}$$

$$0,11 \text{ mb m}^{-1} \text{ si } 1150 < E < 1600 \text{ m,}$$

$$0,10 \text{ mb m}^{-1} \text{ si } 1600 < E < 2600 \text{ m}$$

(données issues de radiosondages à Casey, N. Young, communication personnelle).

Les températures (T_c) sont calculées à partir des températures mesurées dans les trous de forage (voir table IV.1) et d'un gradient température - altitude ($\partial T/\partial Z$) de 1°C / 100 m (Budd et Morgan, 1977) pour prendre en compte l'effet d'origine.

Enfin, le volume poreux au close-off est déduit de la relation $V_c = f(V, P_c, T_c)$ démontrée au chapitre IV. Nous calculerons également pour comparaison une

valeur de V_c^{SE} : en négligeant l'effet de l'écoulement de la glace, c'est à dire en assimilant dans tous les cas le site d'origine de la glace au site de forage.

Site	$E^{SO}(m)$	$E_c^{SO}(m)$	P_c (mb)	T_c (°C)	V (cm ³ g ⁻¹)	V_c (cm ³ g ⁻¹)	V_c^{SE} (cm ³ g ⁻¹)
BHJ	300	250	957	-14	0,136±0,010	0,1365	0,1345
BHF	580	550	921	-13,5	0,138±0,007	0,1445	0,1415
BHP	640	600	915	-14	0,132±0,0075	0,1385	0,138
BHB	780	740	898	-15,5	0,1265±0,0065	0,1345	0,1345
BHQ	960	930	876	-17	0,118±0,006	0,128	0,1275
DE08	1280	1205	845	-20	0,1215±0,0065	0,135	0,135
BHD	1370	1300	834	-21	0,120±0,0055	0,1345	0,1345

Table D.20 : volume poreux, pression et température au close-off pour les carottes du Law Dome.

Il faut remarquer que même pour les sites où l'effet d'écoulement de la glace est important (BHJ, BHF) l'erreur commise sur V_c en négligeant totalement l'effet d'origine de la glace est inférieure à 2 %. L'incertitude sur T_c est inférieure à 2°C soit moins de 1 % sur les températures en Kelvin. Pour estimer l'incertitude sur P_c , nous pouvons comparer la pression atmosphérique en surface à DE08 calculée (comme dans la table D.20) à partir des données de Casey : 837 mb à la pression moyenne annuelle déduite de mesures de pression réalisées à DE08 en janvier - février 1987 : 840 ± 10 mb. Ces deux données sont en excellent accord et nous pouvons estimer l'incertitude maximum sur nos valeurs de P_c à 10 mb soit environ 1 %.

Ainsi, les erreurs liées au calcul de V_c sont très faibles et nous les négligerons par rapport à l'incertitude sur V .

D.3.3 Site D-10, Terre Adélie

L'écoulement de la glace à D 10 (situé à 5 km de la côte) est très rapide, c'est pourquoi le calcul simple présenté ci dessus est insuffisant. D'après Raynaud

et al. (1979), le site de dépôt de la précipitation constituant la carotte prélevée à 117 m de profondeur est situé entre 700 et 1000 m d'altitude. En utilisant les résultats de Pettre et al. (1986), on peut déterminer les conditions extrémales de température (-18 à -21,5 °C) et d'accumulation (10 à 70 cm d'eau par an) pour le site de dépôt de la précipitation. On utilise alors le modèle de Pimienta pour déterminer les profondeurs au close-off (40 à 70 m) et les âges au close-off (70 à 260 ans) minimum et maximum correspondant à cette gamme de température et d'accumulation. D'après Lebel (1979), la vitesse d'écoulement de la glace dans cette région est de 50 m an⁻¹ environ - la glace a donc parcouru 3,5 à 13 km entre le moment du dépôt de la neige et le close-off. D'après Pettre et al. (1986), l'altitude en surface du site de close-off est donc comprise entre 500 et 970 m, dont on déduit la fourchette suivante d'altitude du close-off : 400 - 950 m.

La température de site de close-off est comprise entre -17 et -21 °C (Pettre et al., 1986). La fourchette de pression au close-off est déduite des pressions mesurées par les stations AWS de D 10 et D 47 : à D 10 P = 952,6 mb (altitude de la station AWS : 240 m) et le gradient entre D 10 et D 47 est $\partial P/\partial Z = 0,11 \text{ mb m}^{-1}$ (Savage et al., 1985 a, b, c, d, e ; Sievers et al., 1986, 1987 et 1988).

Site	E ^{SO} (m)	E _c ^{SO} (m)	P _c (mb)	T _c (°C)	V (cm ³ g ⁻¹)	V _c ^{min} (cm ³ g ⁻¹)	V _c ^{max} (cm ³ g ⁻¹)
D 10	500 à 970	400 à 950	935 à 875	-17 à -21	0,1285±0,0055	0,1305	0,1375

Table D.21 : volume poreux, pression et température au close-off pour D 10.

Pour ce site, l'écoulement de la glace est trop important pour que l'incertitude sur la détermination du site de close-off soit négligeable. On obtient finalement :

$$V_c = 0,134 \pm 0,009 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$$

en tenant compte des incertitudes liées à l'écoulement et à la mesure de V.

D.3.4 *Autres sites de forage*

D.3.4.a Profondeur et âge au close-off, âge des carottes analysées.

Site	Z($\rho = 0,8$)		Z($\rho = 0,83$)		Age($\rho = 0,8$)		Age($\rho = 0,83$)	
	calculé	mesuré	calculé	mesuré	d'après modèle	autre donnée	d'après modèle	autre donnée
C. Cent.	62	62	68	71	115	110	130	125
Byrd	58	56	64	60	230	215	265	270
Mt Log.	73	61	81	66	120	105	140	115
D-57	70	68	78	76	240	255	275	345
Mizuho	55	44	60	52	510	-	575	-
Pôle S.	103	102	114	118	840	860	950	1035
Dôme C	92	83	102	95	1810	~2500	2050	~2500
Vostok	91	86	101	95	2600	2500	2900	2800

Table D.22 : données de profondeur et d'âge au close-off des carottes pour les autres sites de forage. Les notations sont identiques à celles de la table D.17.

Site	Profondeur Carotte	Age carotte calculé	Age carotte autre donnée
C. Cent.	200 - 800 m	470-2040 ans	500-3300 ans
Byrd	102 - 259 m	475-1370 ans	650-2090 ans
Mt Log.	100 m	180 ans	265 ans
D-57	200 m	885 ans	940 ans
Mizuho	85 m	880 ans	-
Pôle S.	178 m	1670 ans	1880 ans
Dôme C	139 - 166 m	3100-3800 ans	3800-4500 ans
Vostok	169 m	5700 ans	5800 ans

Table D.23 : âge des carottes analysées pour les autres sites de forage.

Les références des profils de densité sur lesquels sont relevés les profondeurs mesurées du début et de la fin du close-off sont citées dans la légende de la table IV.1. Les références d'où proviennent les âges au close-off et les âges des carottes cités comme "autre donnée" sont les suivantes : pour Camp Century Dansgaard et Johnsen (1969) et Hammer et al. (1978) ; pour Byrd Schwander et Stauffer (1984), Jouzel (communication personnelle) ; pour Mont Logan Holdsworth (communication personnelle) ; pour D-57 Kirchner (1988) ; pour Pôle Sud Kirchner (1988) et Delmas (communication personnelle) ; pour Dôme C Lorius et al. (1979) et pour Vostok Jouzel et al. (1987).

Les profondeurs au close-off sont suffisamment bien connues pour ce calcul et nous verrons au paragraphe suivant que, les effets d'écoulement étant faibles dans tous les cas, la précision des âges de la glace ci-dessus est largement suffisante.

D.3.4.b Altitudes des sites d'origine des carottes analysées.

Site	Profondeur carotte (m)	\bar{V} (m an ⁻¹)	ΔX (km)	ΔH (m)	E^{SF} (m)	E^{SO} (m)
C. Cent.	200 - 800	3,5	1,2-11,1	4-38	1885	1890-1925
Byrd	102 - 259	12,4	2,9-22,9	11-92	1530	1540-1620
Mt Log.	100	faible	-	-	5340	5340
D-57	200	50	31,5-32,0	180-182	2053	2230-2235
Mizuho	85	14	4,8	23	2256	2280
Pôle S.	178	9,9	7,7-9,3	3-4	2835	2840
Dôme C	139 - 166	~1	1,2-2,0	-	3240	3240
Vostok	169	2	5,9-6,3	3-4	3471	3475

Table D.24 : Altitudes des sites d'origine des carottes analysées (E^{SO}) et paramètres du calcul. Les notations sont les mêmes que dans la table D.19.

Les sources des vitesses d'écoulement de la glace et les pentes de la calotte utilisées sont les suivantes : pour Camp Century \vec{V} et $p = 3,39 \cdot 10^{-3}$ m/m d'après Gundestrup et al. (1987) ; pour Byrd \vec{V} d'après Whillans (1979) et $p = 4 \cdot 10^{-3}$ m/m (Whillans, 1975) ; nous n'avons pas d'estimations de \vec{V} et p pour Mont Logan mais la carotte a été prélevée sur un haut plateau de 20 km² c'est pourquoi nous pouvons négliger l'effet d'écoulement de la glace ; à D 57 \vec{V} a été mesuré par l'Institut Géographique National (donnée non publiée) et $p = 5,7 \cdot 10^{-3}$ m/m d'après Pettre et al. (1986) ; pour Mizuho \vec{V} d'après Higashi et al. (1983) et $p = 4,8 \cdot 10^{-3}$ m/m d'après Watanabe (1977) ; pour Pôle Sud, \vec{V} : Petit, communication personnelle, $p = 0,4 \cdot 10^{-3}$ m/m (Beitzel, 1971) ; pour Dôme C \vec{V} d'après Hamley (1985), $p \sim 0$ et pour Vostok, \vec{V} d'après Hamley (1985) et $p = 0,6 \cdot 10^{-3}$ m/m (Drewry, 1983).

D.3.4.c Calcul de P_c , T_c et V_c .

Site	$E^{SO}(m)$	$E_c^{SO}(m)$	P_c (mb)	T_c (°C)	V (cm ³ g ⁻¹)	V_c (cm ³ g ⁻¹)	V_c^{SE} (cm ³ g ⁻¹)
C. Cent.	1910	1845	793	-24,9	0,113±0,0085	0,131	0,131
Byrd	1580	1520	806	-28,7	0,112±0,0065	0,126	0,1255
Mt Log.	5340	5275	515	-28,5	0,0745±0,0045	0,131	0,131
D-57	2235	2165	744	-35,7	0,108±0,006	0,128	0,1265
Mizuho	2280	2230	732	-34,5	0,106±0,006	0,128	0,128
Pôle S.	2840	2730	691	-51,0	0,0925±0,007	0,1105	0,1105
Dôme C	3240	3150	655	-53,9	0,0865±0,004	0,1075	0,1075
Vostok	3475	3385	632	-56,8	0,0845±0,0045	0,1075	0,107

Table D.25 : *volume poreux, pression et température au close-off pour les autres sites de forage.*

Les données de pression atmosphérique, gradient pression-altitude et gradient température-altitude utilisées sont données ci - dessous. Les références ne sont

indiquées que lorsqu'elles sont différentes de celles des températures atmosphériques tabulées au chapitre IV (table IV.1). Pour Camp Century, $P = 788,4$ mb au site de forage (Raynaud, 1977) et on estime $\partial P/\partial Z = 0,1$ mb m^{-1} et $\partial T/\partial Z = 0,01$ °C m^{-1} . pour Byrd, $P = 806,9$ mb à 1515 m d'altitude et on estime $\partial P/\partial Z = 0,1$ mb m^{-1} et $\partial T/\partial Z = 0,01$ °C m^{-1} . Pour Mont Logan, $P = 510,5$ mb au site de forage et on estime $\partial P/\partial Z = 0,065$ mb m^{-1} . Pour D 57, $P = 749,6$ mb à 2105 m d'altitude, $\partial P/\partial Z = 0,1$ mb m^{-1} (gradient D 57 - D 80) et $\partial T/\partial Z = 0,02$ °C m^{-1} (Lorius et Merlivat, 1977). pour Mizuho, $P = 731,7$ mb à 2230 m d'altitude, $\partial P/\partial Z = 0,092$ mb m^{-1} (Higashi et al., 1983) et $\partial T/\partial Z = 0,013$ °C m^{-1} (Satow, 1978). Pour Pôle Sud, $P = 681,2$ mb à la station, on estime $\partial P/\partial Z = 0,09$ mb m^{-1} et $\partial T/\partial Z = 0,02$ °C m^{-1} . Pour Dôme C, $P = 644,3$ mb à 3280 m d'altitude, $\partial P/\partial Z = 0,084$ mb m^{-1} (gradient D 80 - Dôme C) et on estime $\partial T/\partial Z = 0,02$ °C m^{-1} . Pour Vostok, $P = 624,8$ mb à la station, $\partial P/\partial Z = 0,088$ mb m^{-1} (gradient Pionierskaya - Vostok) et on estime $\partial T/\partial Z = 0,02$ °C m^{-1} .

Comme pour le Law Dome, les erreurs liées au calcul de V_c sont très faibles et nous les négligerons par rapport à l'incertitude sur V .

D.3.5 *Discussion de l'hypothèse de stationnarité de la calotte.*

Dans nos calculs de volume poreux de la glace au close-off, nous avons utilisé des données actuelles de pression et température au close-off. Ces calculs ne sont valides que si les conditions climatiques et l'état de la calotte n'ont pas varié depuis la formation des échantillons analysés. Dans la table D.26 les meilleures estimations des âges du gaz piégé dans les carottes analysées sont reportées (l'âge du gaz est la différence entre l'âge de la carotte et l'âge de la glace au close-

off). Nos valeurs de V_c seront d'autant plus sensibles à une éventuelle évolution de l'épaisseur de la calotte que l'âge du gaz analysé sera plus élevé. Rappelons qu'il n'est pas possible de réaliser des mesures précises de teneur en gaz immédiatement sous la zone du close-off car les bulles de la glace y sont très grosses et de géométrie compliquée, ce qui rend les pertes de gaz en surface des échantillons élevées et la correction de cet effet imprécise.

Site	D 10	DE08	BHD	Cp. Cent.	Mt Logan	Byrd
Δ âge	< 2000	70	100-400	400-3200	150	400-1900

Site	Mizuho	D 57	Pôle Sud	Dôme C	Vostok
Δ âge	340	650	950	1300-2000	3000

Table D.26 : estimations de l'âge du gaz (Δ âge, en années) pour les différentes carottes analysées. Des fourchettes sont indiquées lorsque plusieurs carottes provenant de profondeurs différentes ont été analysées.

Plusieurs auteurs, par des études de bilan de masse dans certaines régions de l'Antarctique, ont conclu à un déséquilibre de la calotte. Soulignons dès maintenant les deux grandes difficultés des études de ce type : la détermination d'une accumulation neigeuse représentative à l'échelle régionale et la détermination de la divergence des lignes d'écoulement.

A partir des données du "Byrd Station strain network" et des mesures d'inclinaison du trou de forage (qui a atteint le socle rocheux) à Byrd, Whillans (1977) a calculé des bilans de masse négatifs dans la région de Byrd. Ces calculs conduisent à un amincissement de 3 à 3,7 cm par an, homogène pour l'ensemble de la ligne d'écoulement conduisant à Byrd. Les résultats de ce calcul sont confirmés par la comparaison de surfaces passées de la calotte (enfouies dans la masse de glace) calculées et détectées par mesures radar. Une modélisation de l'écoulement de la glace (Whillans, 1979) a conduit à la conclusion suivante : la calotte de glace s'est amincie d'environ 200 m au cours des 2000 dernières

années. Un calcul a montré que le tiers de cet amincissement peut provenir du réchauffement Holocène, qui induit avec un déphasage de plusieurs milliers d'années un réchauffement de l'ensemble de la masse de glace facilitant sa déformation. Plus hypothétiquement, le reste de l'amincissement actuel de la région de Byrd peut être consécutive à l'augmentation du niveau marin (Whillans, 1981).

Une étude basée sur le même principe de mesures d'accumulation et de vitesses d'écoulement de la glace dans la région de Mizuho Plateau conclut à un taux d'amincissement moyen de 70 cm par an pendant la période 1969-1974 (Naruse, 1979). Cet amincissement, également observé en aval du plateau, est attribué à la fusion de la base du glacier émissaire : le glacier Shirase qui se serait propagée vers l'amont (Mae, 1979 ; Nishio et al., 1989). Il faut noter que le réseau de mesure des vitesses est situé à 150 - 200 km de la station de Mizuho d'où proviennent les carottes que nous avons analysées, et que ces résultats sont en contradiction avec ceux de Shimizu et al. (1978), qui a trouvé un bilan de masse positif pour l'ensemble du bassin de drainage du glacier Shirase. Cette contradiction peut être due au fait que ces travaux n'ont pas la même représentativité géographique. Cependant, il faut souligner la grande difficulté qu'il y a à obtenir des valeurs d'accumulation neigeuse fiables et géographiquement représentatives à l'échelle régionale pour le Mizuho Plateau, qui est une zone de fort vent catabatique et de faible accumulation (environ 7 cm d'équivalent eau par an). Un profil de teneur en gaz qui couvre l'ensemble de la carotte de 700 m forée à Mizuho a été réalisé par une équipe japonaise. Pour les glaces prélevées entre 90 et 180 m de profondeur, ces résultats (assez peu nombreux et dispersés) semblent indiquer une baisse de l'altitude en surface de la calotte de glace (Kameda et al., 1990). Le profil isotopique de cette carotte présente également une rupture de pente vers 200 m de profondeur (avec une accélération de la pente dans le haut de la carotte). Mais l'analyse préliminaire de ce profil (Higashi et al., 1988) ne fait pas appel à l'instabilité de la calotte :

d'après ces auteurs, la décroissance isotopique observée dans les 200 premiers mètres de la carotte correspond à la décroissance observée en surface de la calotte dans les 100 premiers kilomètres en amont de Mizuho. La limite du bassin du glacier Shiraze se situant à 100 km en amont de Mizuho, le changement de pente de la courbe isotopique s'expliquerait simplement par le fait que les sites d'origine de la glace soient situés dans une région au régime d'écoulement plus lent que celui du Mizuho Plateau. Nous considérerons donc la conclusion de Kameda et al. (sous presse) : amincissement de 350 m au cours des 1500 dernières années dans la région de Mizuho comme un résultat demandant confirmation.

La troisième région pour laquelle a été détecté un bilan de d'épaisseur non nul de la calotte est le Law Dome (Pfitzner, 1980). Les résultats du Wilkes Ice Cap Project, 1966 (mesures de bilan de masse et détermination de lignes d'écoulement et de lois de déformation de la glace servant de paramètres à une modélisation du Law Dome) conduisent à un amincissement très probable, dont l'ordre de grandeur serait de 20 cm an^{-1} . L'auteur précise que ce résultat demande confirmation par des moyens indépendants tels que des mesures répétées d'altimétrie optique ou une surveillance gravimétrique. La mesure en continu du profil isotopique de la carotte de BHD (Morgan, 1985), sans exclure des fluctuations à courte échelle de temps de quelques dizaines de mètres, ne met en évidence aucune variation d'altitude à BHD au cours des 2000 dernières années. Cet auteur précise également que des mesures répétées d'altitude à Dome Summit (gravité et effet Doppler depuis un satellite) excluent des variations de l'ampleur de celles suggérées par Pfitzner.

A ma connaissance, aucun autre indice d'une instabilité de la calotte de glace n'a été publié pour les régions dans lesquelles ont été prélevées les carottes que nous avons analysées. Remarquons en dernier lieu que, d'après Hammer et al. (1978), la concordance des chronologies calculées à partir d'un modèle d'écoulement pour une calotte stationnaire avec des chronologies issues de

mesures isotopiques ou de microparticules à Camp Century justifie l'hypothèse de stationnarité de la calotte dans cette région au cours des 10 000 dernières années.

Les variations de la teneur en gaz en fonction de la profondeur au cours de l'Holocène peuvent indiquer une instabilité de la masse de glace, en particulier dans les sites pour lesquels l'écoulement de la glace est faible. Parmi les résultats présentés ici, seuls ceux de Dôme C sont utilisables à cet effet, car nous ne disposons d'un nombre suffisant de carottes analysées et recouvrant plus d'un cycle saisonnier d'accumulation qu'en ce site. Ces résultats sont présentés dans la table D.27 et sur la figure D.3. Nous avons distingué les carottes présentant ou non de traces de fusion de surface (les carottes ayant fondu en surface sont notées en trait plus fin sur la figure D.3). En effet, certaines valeurs particulièrement faibles de teneur en gaz mesurées aux extrémités de carottes présentant des traces de fusion de surface peuvent refléter des pertes de gaz liées à la fusion superficielle (voir paragraphe D.2.15). Pour le calcul de V_c , nous n'avons pris en compte que les carottes sans traces de fusion.

Les résultats de la table D.27 et de la figure D.3 ne sont pas corrigés des pertes de gaz en surface des échantillons. Cependant, l'analyse de deux lames minces de glaces prélevées à 140 et 179 m de profondeur montre que les tailles de bulles, et par conséquent les corrections de l'effet des bulles coupées sont identiques à ces deux profondeurs extrêmes (voir annexe B, table B.1). Chaque carotte représente 4 à 12 années d'accumulation neigeuse. Cependant, le fait que l'erreur standard semble augmenter légèrement avec le nombre d'années (N_{an}) d'accumulation intégré, et le fait que toutes les barres d'erreur de la figure D.27 ($\pm 2 \sigma / \sqrt{n}$) ne se recouvrent pas semblent montrer que notre intégration de la variabilité saisonnière de V est tout juste suffisante. Enfin, la conclusion majeure à tirer de ces résultats est l'absence de tendance dans le profil de teneur en gaz à Dôme C. Si on exclut le résultat obtenu pour la carotte prélevée à 179 m de profondeur (les mesures correspondant aux extrémités de la carotte donnent des

résultats particulièrement faibles), les résultats moyens pour Dôme C varient entre 0,0825 et 0,085 cm³ g⁻¹. Interprétée en termes de variations d'altitude en surface de la calotte, cette amplitude des variations de V conduirait à des variations d'altitude de l'ordre de 150 m. Cependant, nous avons vu que les fluctuations de V sont plus probablement dues à la variabilité naturelle à court terme de la teneur en gaz. A la précision près de ces résultats, nous concluons donc à la stabilité du centre de l'Antarctique de l'Est au cours des 2000 dernières années.

Z	V	2σ/√n	fusion	N _{an}
139	0,083	0,0015	non	6-9
145	0,085	0,001	non	5-8
150	0,083	0,0015	oui	6-9
156	0,0825	0,0015	non	4-7
160	0,0825	0,001	non	4-7
166	0,0845	0,001	non	5-8
167,5	0,0825	0,0015	oui	6-9
171	0,085	0,0015	oui	6-9
178	0,0825	0,001	oui	7-11
179	0,080	0,002	oui	8-12

Table D.27 : Profil Holocène de teneur en gaz à Dôme C. La quatrième colonne indique les carottes qui présentent des traces de fusion de surface.

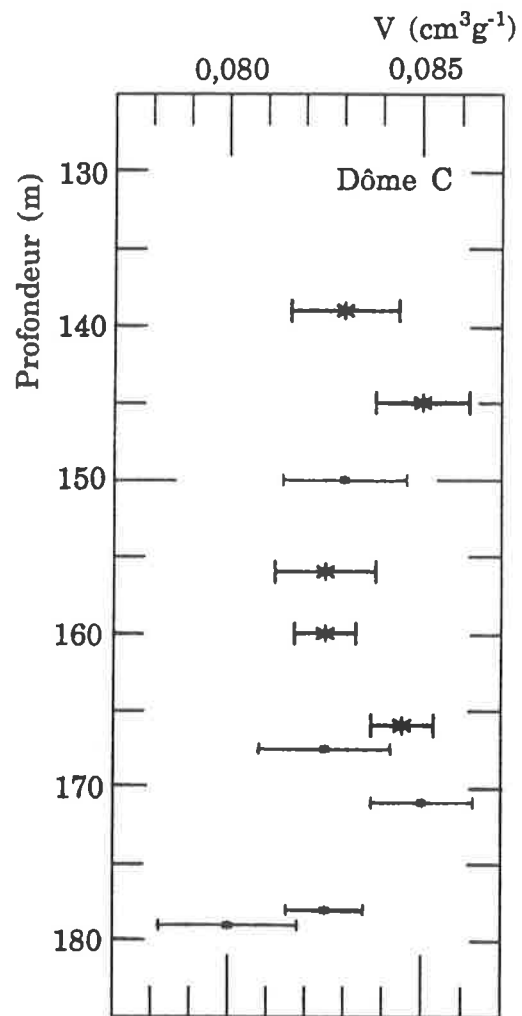


Figure D.28 : Tracé du profil Holocène de teneur en gaz pour le site de Dôme C. Les barres horizontales représentent l'erreur standard. Les barres fines correspondent aux carottes ayant fondu en surface.

En conclusion de cette recherche d'indices de stationnarité ou de non stationnarité des régions étudiées, nous retiendrons ces deux faits susceptibles de modifier nos résultats :

- Les seuls résultats ne semblant pas controversés qui indiquent une instabilité dynamique dans une des régions qui nous intéressent sont ceux de Whillans, pour Byrd. Nous prendrons en compte un effet maximum c'est à dire un amincissement de 200 m depuis la formation de l'ensemble des carottes analysées.

- Nous retiendrons, plus hypothétiquement, un amincissement de la calotte dans la région de Mizuho Plateau. Nous nous baserons sur les résultats de Kameda et al. (sous presse) qui suggèrent un amincissement de 350 m au cours des 1500 dernières années, soit un taux d'amincissement moyen de 23 cm an⁻¹. Dans la table D.28, les volumes poreux au close-off obtenus dans le cadre de l'hypothèse de stationnarité sont comparés à ceux qui prennent en compte les amincissement ci-dessus. Notons que ces calculs ne sont valides que si on exclut un changement significatif du climat car les relations pression atmosphérique - altitude et température - altitude utilisées ne sont utilisables que dans les conditions climatiques actuelles.

Site	V (cm ³ g ⁻¹)	Hypothèse	E _c (m)	P _c (mb)	T _c (°C)	V _f (cm ³ g ⁻¹)
Byrd	0,112	stationnaire amincissement	1520	806	-28,7	0,126
			1720	786	-30,7	0,128
Mizuho	0,106	stationnaire amincissement	2230	732	-34,5	0,128
			2310	725	-35,5	0,129

Table D.28 : Conséquence d'une instabilité de la région étudiée sur nos résultats de porosité au close-off.

D.4 VARIATIONS SAISONNIERES DE LA TENEUR EN GAZ DE LA GLACE

D.4.1 *Présentation des données.*

Précisons tout d'abord que pour tracer les variations saisonnières de la teneur en gaz, nous avons utilisé des données non corrigées de l'effet des pertes d'air en surface des échantillons. En effet, la correction de bulles coupées a été réalisée à partir d'une ou deux lames minces seulement par site de forage. Cependant, sur une carotte de DE08, nous avons comparé la taille moyenne des bulles dans deux tranches horizontales de glace dont les teneurs en gaz diffèrent de 13 %. Les tailles et formes de bulles observées ne sont pas significativement différentes, et les corrections de pertes en surface déduites de l'analyse de ces deux lames minces ne diffèrent que de $0,0007 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ (0,6 %), ce qui est négligeable. Par ailleurs, nous avons montré que les variations saisonnières de densité de la glace mesurées par Lebel (1979) sur une carotte de Dome Summit prélevée à 230 m de profondeur sont insuffisantes pour induire des variations significatives de taille des bulles (voir annexe B).

Parmi les résultats que nous utiliserons pour illustrer les variations saisonnières de V , certains ont été obtenus alternativement sur les deux lignes de mesure (BHP à 85 et 111 m, BHD à 209 m, Byrd à 102 m de profondeur et l'ensemble des carottes du Dôme C). Les variations de la teneur en gaz d'une tranche à l'autre ne seront représentatives de variations saisonnières de V que s'il n'existe pas de biais systématique entre les deux lignes de mesure. A l'époque où ces mesures ont été réalisées, les lignes de teneur en gaz n'étaient pas encore étalonnées. Cependant, les constatations suivantes nous permettent d'être confiants sur la qualité de nos résultats :

- pour la carotte de BHP prélevée à 85 m de profondeur, une tranche de glace a été analysée sur chacune des deux lignes, les résultats obtenus ne

diffèrent que de 1,1 %. Cette différence est suffisamment faible pour entrer dans la limite de reproductibilité normale de nos résultats.

- la carotte de BHD prélevée à 209 m a été analysée pour comparer les deux lignes de mesure : chaque tranche de glace a été mesurée sur chacune des deux lignes. La différence entre résultats moyens obtenus pour l'ensemble de la carotte sur chacune des deux lignes est de $0,0005 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, ce qui est faible et largement inférieur aux valeurs de $2 \sigma / \sqrt{n}$ ($0,0015 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$).

- seule une moitié de la carotte de Byrd prélevée à 102 m de profondeur a été analysée alternativement sur les deux lignes de mesure, et les résultats correspondant aux deux moitiés de la carotte sont cohérents.

- enfin si on moyenne séparément les résultats obtenus sur chacune des deux lignes pour Dôme C (carotte pour laquelle un grand nombre de mesures ont été réalisées) les résultats ne diffèrent que de $0,0004 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ au maximum, que l'on prenne en compte les carottes sans traces de fusion ou l'ensemble des mesures. Cet écart entre les deux lignes est largement inférieur aux valeurs de $2 \sigma / \sqrt{n}$ obtenues sur chacune des deux lignes (environ $0,001 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$), et est également très inférieur à l'amplitude des variations de V, y compris pour ce site à faible accumulation neigeuse.

Ainsi, les amplitudes des variations saisonnières de la teneur en gaz présentées dans ce travail ne sont significativement biaisées ni par l'absence de correction de l'effet des bulles coupées, ni par l'utilisation alternative des deux lignes de mesure pour l'analyse de certaines carottes.

D.4.2 Résultats.

Seuls les résultats qui ne sont pas présentés au chapitre IV le sont ici. Il s'agit de ceux obtenus pour la plupart des sites qui présentent des strates de glace de regel (figure D.4) et des résultats trop discontinus pour qu'un cycle saisonnier complet soit observable (figure D.5).

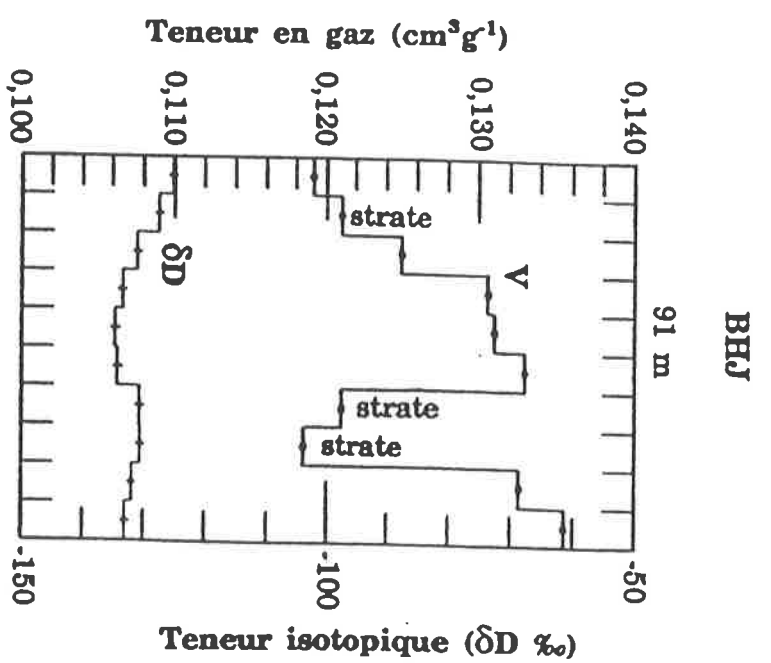
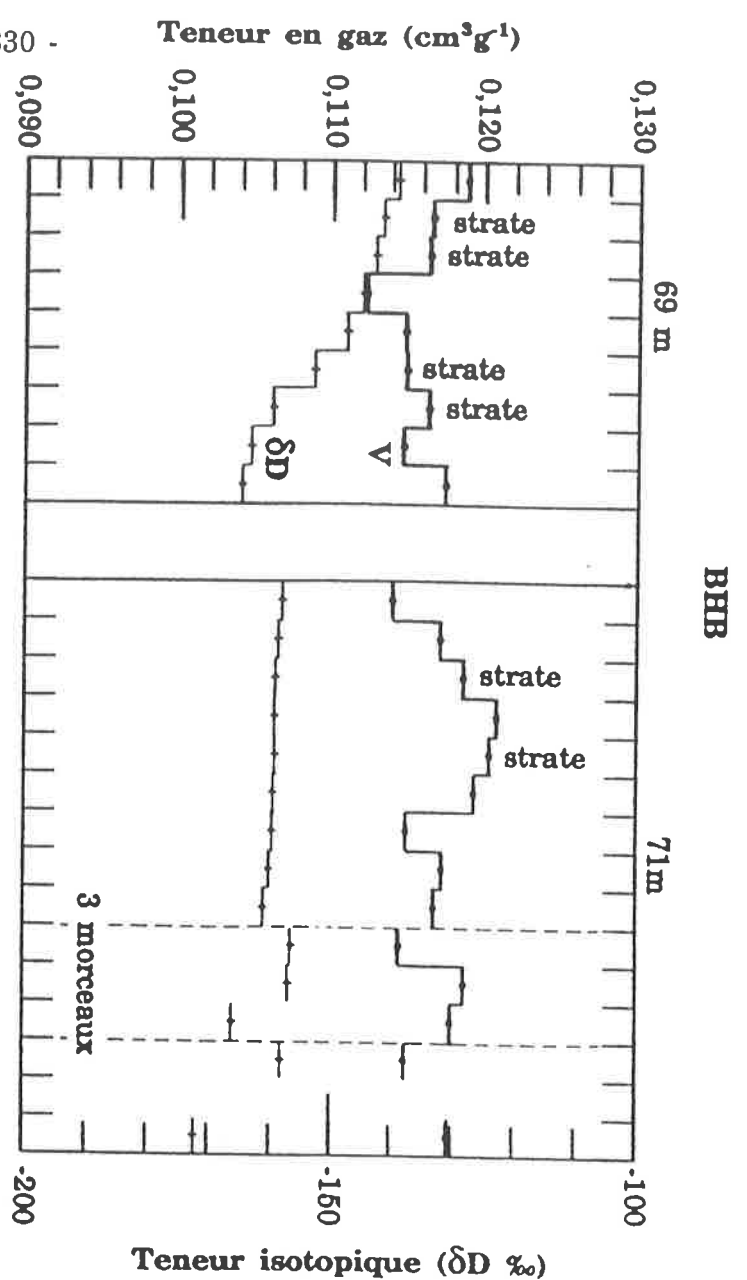
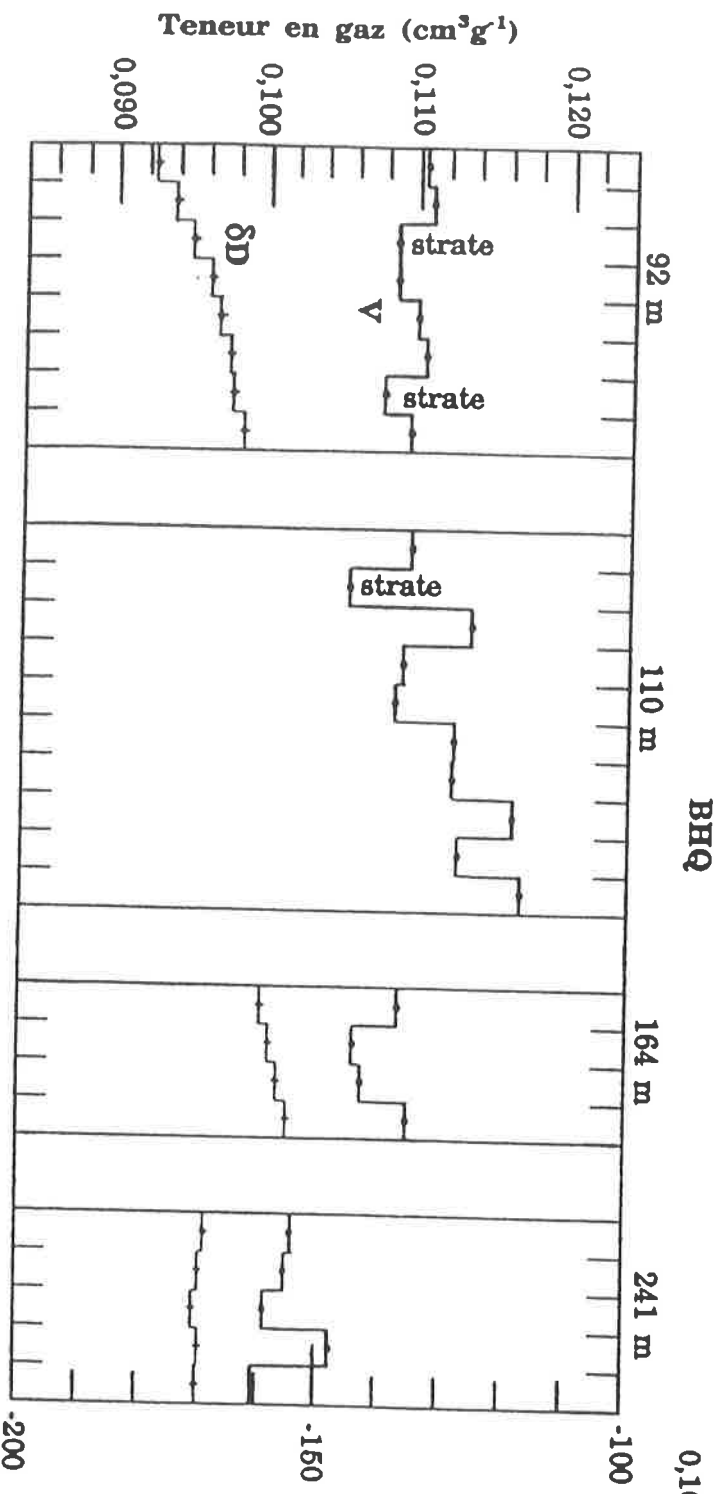
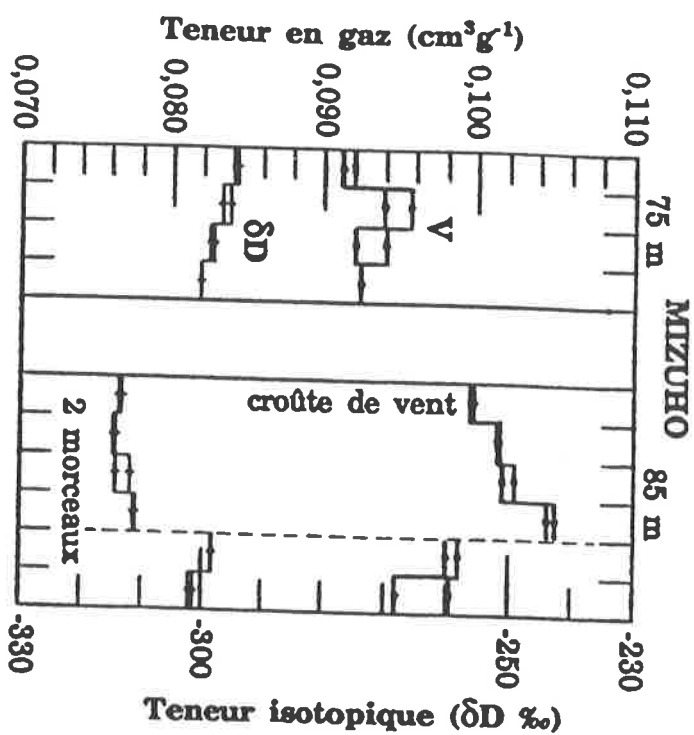
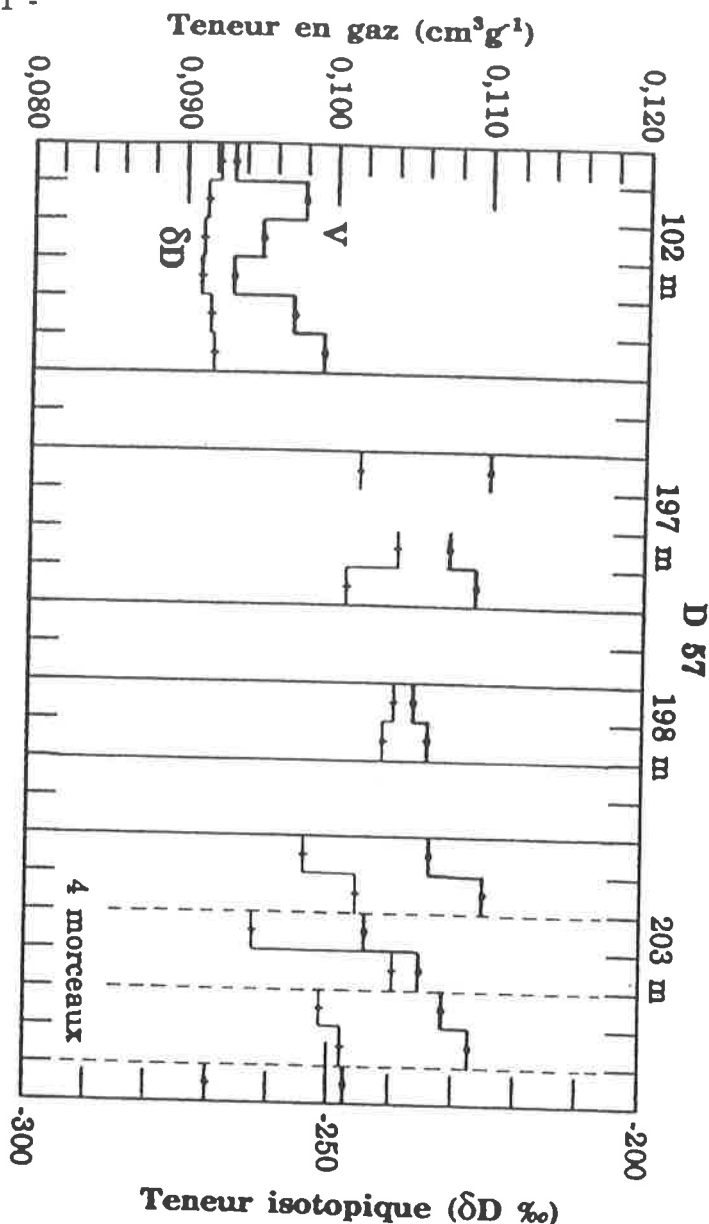
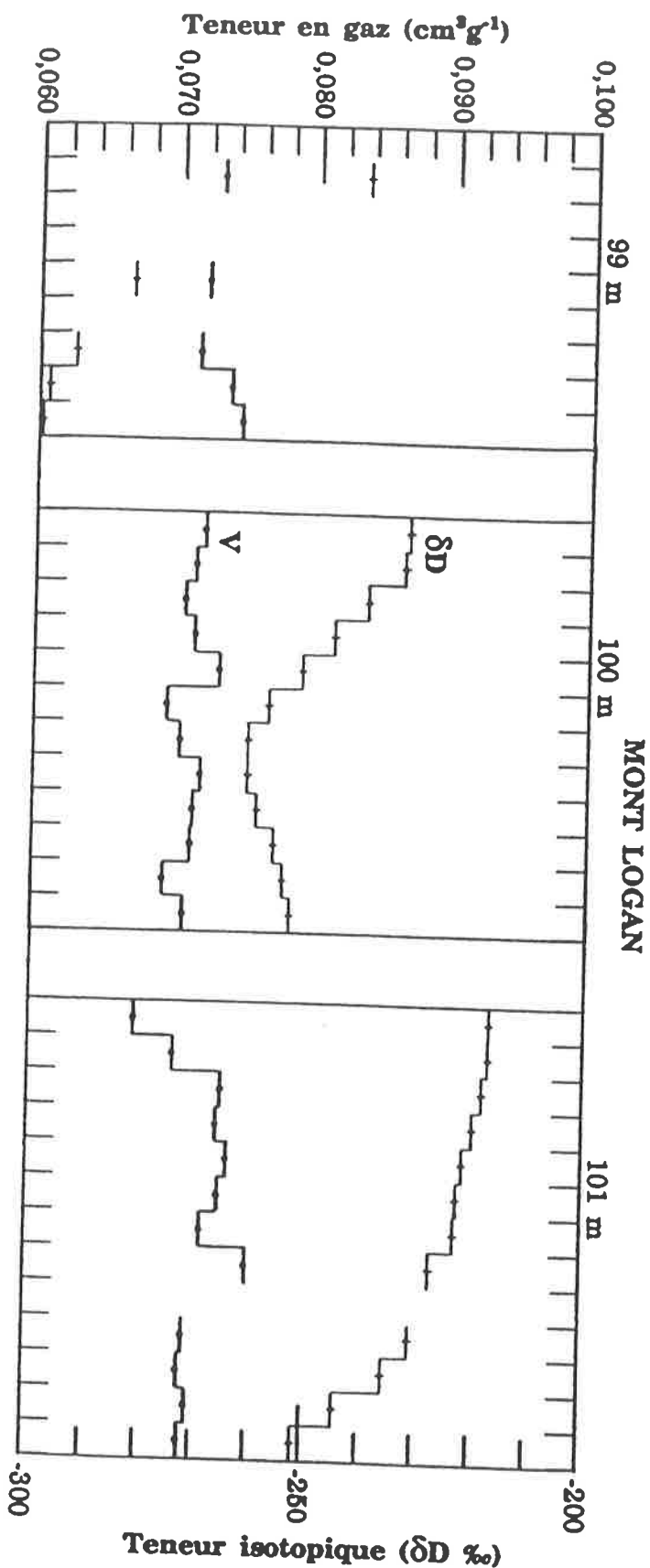


Figure D.4

Figure D.5



D.5 COMPARAISON DES RELATIONS V - ALTITUDE ET V_c TEMPERATURE
AVEC LES RESULTATS ANTERIEURS.

D.5.1 *Relation teneur en gaz - altitude.*

D.5.1.a Comparaison avec les résultats de Raynaud et Lebel (1979). Les résultats publiés par D. Raynaud et B. Lebel (1979) ont été obtenus avec la même méthode analytique que les résultats ci dessus mais ne sont pas corrigés de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, c'est pourquoi nous avons porté sur la figure D.6 à la fois nos résultats corrigés et non corrigés de cet effet, en regard de ceux de Raynaud et Lebel (1979).

Les anciens (o) et les nouveaux (+) résultats non corrigés des bulles coupées sont identiques pour BHF, D 10 et Camp Century car pour ces sites, aucune mesure additionnelle n'a été prise en compte dans cette étude. En ce qui concerne BHD, Byrd et Dôme C, les très nombreuses mesures réalisées depuis 1979 ont permis une réévaluation de la valeur moyenne de la teneur en gaz. La moyenne obtenue pour BHD, site pour lequel 58 mesures avaient déjà été réalisées en 1979, n'est pas modifiée par les 89 mesures additionnelles. Par contre, les résultats moyens sont légèrement différents pour Byrd (avec 9 mesures en 1979, 31 actuellement) et Dôme C (avec 6 mesure en 1979, 79 actuellement).

La régression linéaire suivante :

$$V \text{ (cm}^3\text{g}^{-1}\text{)} = -1,66 \cdot 10^{-5} E \text{ (m)} + 0,138$$

(tracée sur la figure D.6) a été publiée en 1979. Si on exclut le site de Mont Logan, nos valeur corrigées des bulles coupées respectent la pente de cette régression - on obtient :

$$V \text{ (cm}^3\text{g}^{-1}\text{)} = -1,68 \cdot 10^{-5} E_c \text{ (m)} + 0,141$$

pour les sites Antarctiques (voir chapitre IV). Mais en raison de la correction de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons, les points sont en moyenne situés légèrement au dessus de la droite (ordonnée à l'origine différente). Par contre, comme expliqué au paragraphe précédent, le site de Mont Logan ne

respecte pas cette décroissance linéaire de V en fonction de E_c , ce qui traduit essentiellement la baisse du gradient pression - altitude lorsque l'altitude augmente.

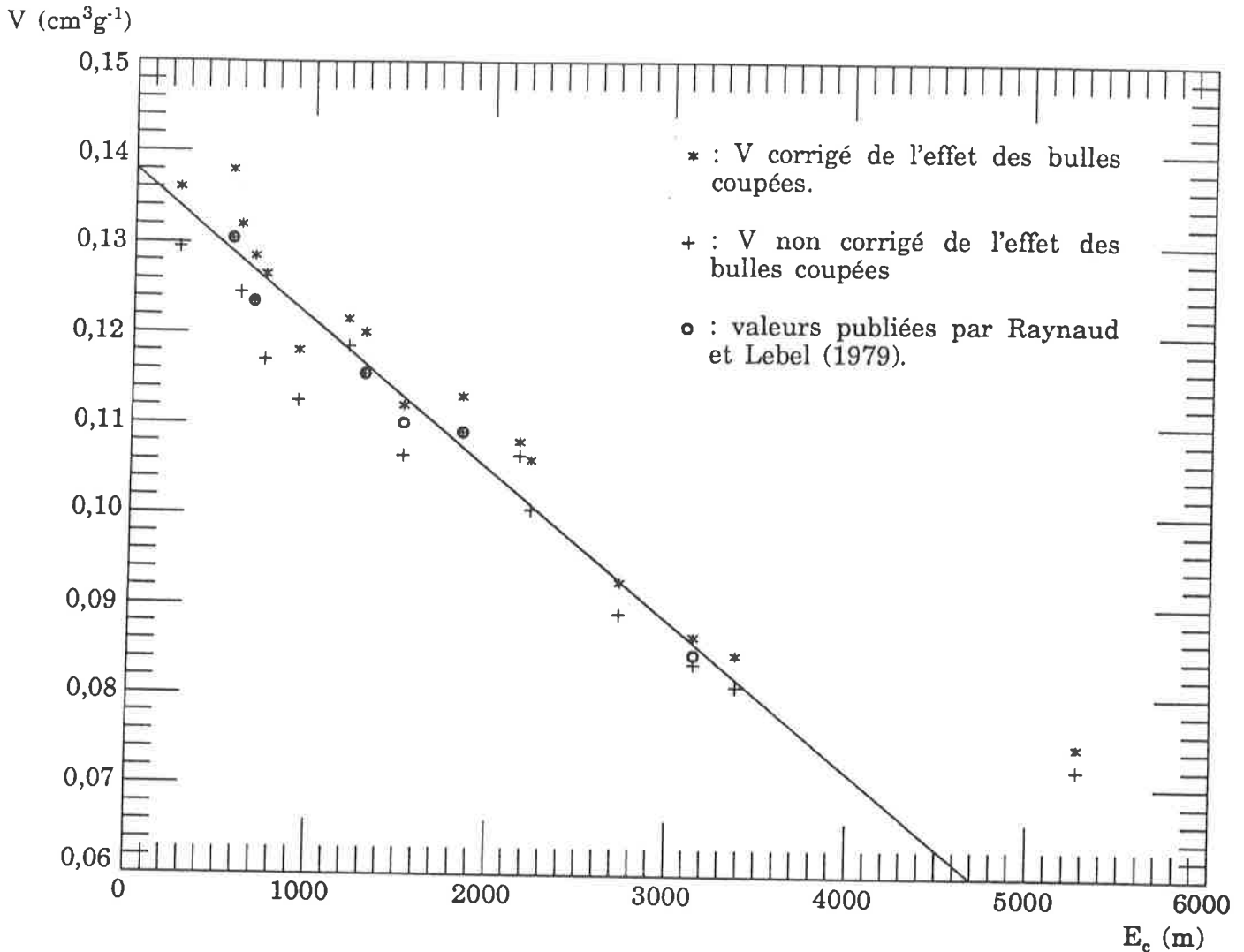


Figure D.6 : Comparaison avec les résultats de Raynaud et Lebel (1979). La droite tracée est la régression linéaire entre les points publiés par Raynaud et Lebel.

D.5.1.b Comparaison avec d'autres relations $V - E_c$ obtenues par des méthodes analytiques différentes. Deux relations teneur en gaz - altitude, issues de laboratoires autres que le LGGE, ont été publiées à ce jour. Les 5 sites de forage analysés par Budd et Morgan (1977) sont par ordre d'altitude croissante : BHJ,

BHP, BHB et BHD. Ces auteurs précisent que leurs résultats détaillés présentent une dispersion considérable, mais qu'une tendance générale apparaît en moyennant de grand nombres de mesures. Ils n'ont pas publié de valeurs numériques mais une courbe sur laquelle ont été relevés les points de la figure D.7. Kameda et al. (sous presse) ont analysé 7 carottes de la région de Mizuho plateau (Antarctique de l'est), dont la cinquième par ordre d'altitudes au close-off croissantes est la carotte de Mizuho, sur laquelle j'ai également réalisé des mesures. Les méthodes expérimentales utilisées par cette équipe sont décrites dans Kameda et al. (1990). La dispersion des résultats détaillés (2 à 16 mesures par site de forage) varie de $\pm 3\%$ à $\pm 9\%$ suivant les carottes.

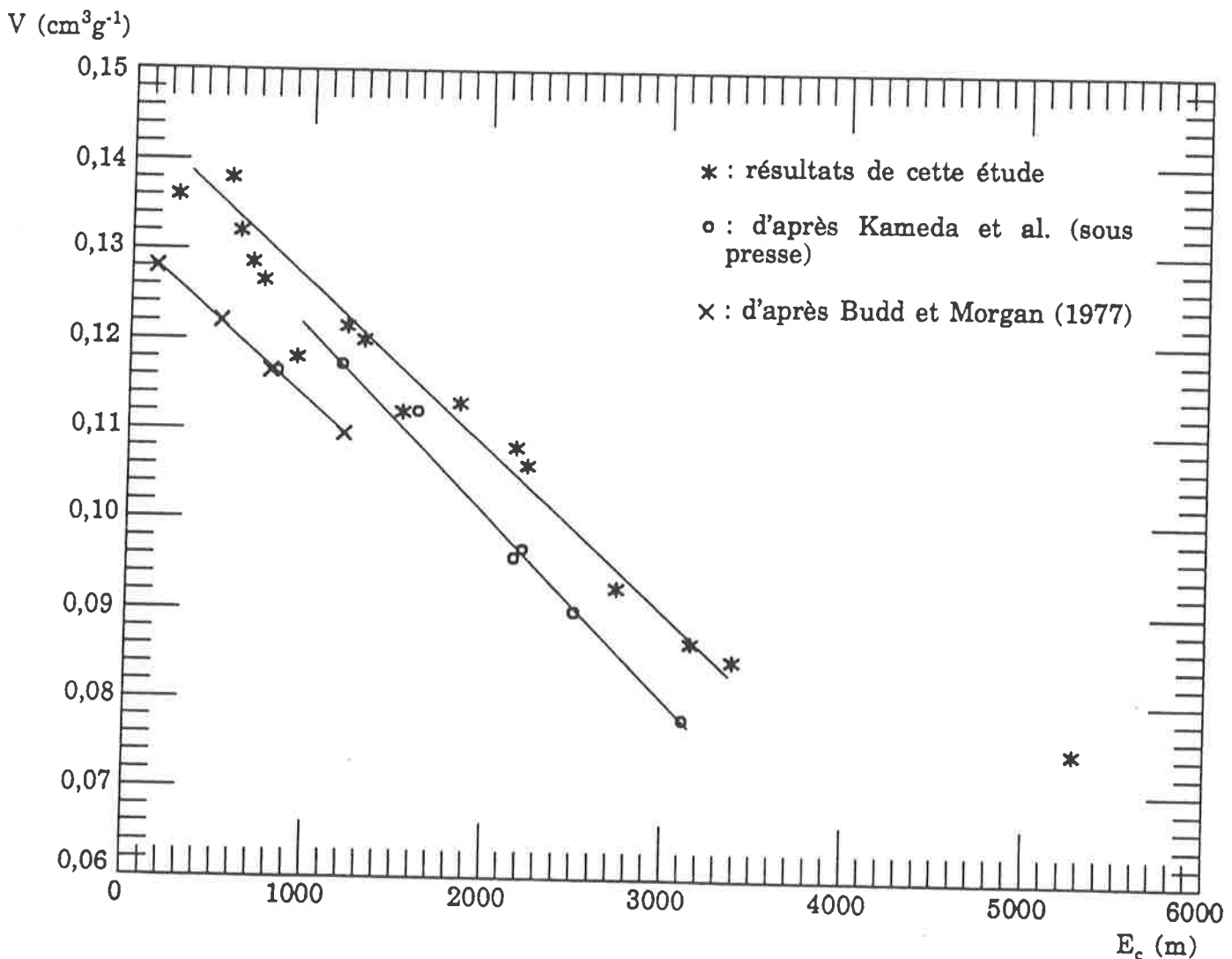


Figure D.7 : Comparaison de nos résultats avec ceux de Budd et Morgan (1977) et de Kameda et al. (sous presse).

Les méthodes de mesure et la manière dont elles ont été testées, la qualité des échantillons ... sont insuffisamment décrites dans la littérature pour que la qualité de ces différents résultats puisse être sérieusement comparée. Les pentes obtenues par les trois équipes sont voisines ($1,5 \cdot 10^{-5}$ pour Budd et Morgan (1977), $1,68 \cdot 10^{-5}$ pour nous et $2,05 \cdot 10^{-5}$ pour Kameda et al. (sous presse)), mais les trois séries de mesures présentent une différence systématique, due à l'utilisation de méthodes de mesure différentes.

D.5.2 *Relation volume poreux au close-off - température.*

D.5.2.a Comparaison avec les résultats de Raynaud et Lebel (1979). Les sites étudiés par Raynaud et Lebel (1979) sont par ordre de température décroissante : BHF, D10, BHD, Camp Century, Byrd et Dôme C. Rappelons que les données de teneur en gaz utilisées alors n'étaient pas corrigées de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons, c'est pourquoi nous avons porté sur la figure D.8 nos résultats de V_c calculés à partir des données de teneur en gaz non corrigées des pertes en surface (+). Pour tous les sites déjà étudiés en 1979, les résultats de notre étude diffèrent des résultats publiés car nous avons pris en compte les données de température et de pression atmosphérique publiées depuis, et nous avons pris pour zone du close off la gamme de densités allant de 0,8 à $0,83 \text{ g cm}^{-3}$. De plus, des mesures additionnelles de teneur en gaz ont été réalisées depuis pour certains sites utilisés dans la publication de 1979.

La grande dispersion de nos résultats non corrigés de l'effet des bulles coupées (+) met en évidence l'intérêt de cette correction. Bien entendu, si nos résultats non corrigés sont du même ordre de grandeur que les résultats publiés, les résultats corrigés sont nettement décalés vers le haut. Deux types extrêmes de régressions peuvent être envisagés pour nos résultats : une droite de pente voisine de celle de Raynaud et Lebel (1979), supposant un comportement particulier pour Mont Logan, Mizuho et D 57 ; et une droite ne couvrant qu'une

partie de notre gamme de températures, qui impliquerait un comportement particulier des trois sites les plus froids. Pour trancher entre ces deux hypothèses, il serait extrêmement intéressant d'analyser une ou deux carottes dont les températures seraient comprises entre -40 et -45 °C.

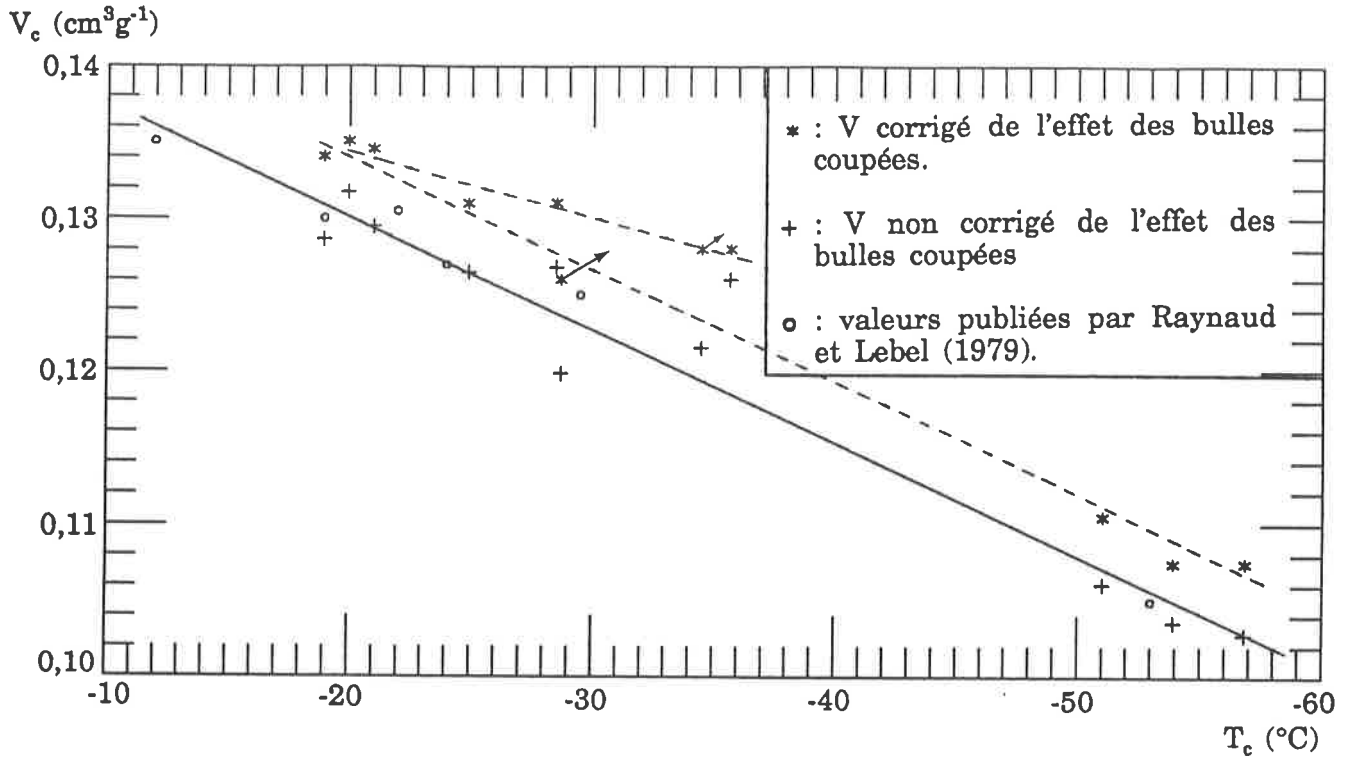


Figure D.8 : Relation porosité au close-off - température, comparaison avec les résultats de Raynaud et Lebel (1979). La droite tracée en trait plein est la régression linéaire publiée dans cet article.

IV.4.2.f Comparaison avec des résultats obtenus par des méthodes différentes. Deux relations densité au close-off (ρ_c) - température ont été publiées à ce jour (Miller, 1978 ; Higashi et al., 1983). Le principe de détermination de ρ_c utilisé par ces deux groupes est exposé ci dessous.

A partir de mesures de teneur en gaz (V) et de densité (ρ) d'échantillons de glace prélevés à une même profondeur, ces auteurs calculent la pression de l'air dans les bulles ramenée aux conditions in situ de température (T_{bul}) :

$$P_{bul} = (V P_0 / T_0) (T_{bul} / v_p) \quad (4)$$

$P_0 = 1013 \text{ mb}$, $T_0 = 273 \text{ K}$, et v_p est le volume poreux de l'échantillon, relié à sa densité de la manière suivante : $v_p = 1/\rho - 1/\rho_i$ (ρ_i : densité de la glace pure).
 Connaissant P_{bul} , on peut calculer ρ_c en écrivant la relation entre le volume poreux au close-off (V_c) et le volume poreux de l'échantillon de glace analysé (v_p) :

$$V_c P_c / T_c = v_p P_{bul} / T_{bul} \quad (5)$$

où P_c et T_c sont les pressions et températures au close-off. Cette relation s'écrit encore :

$$(1/\rho_c - 1/\rho_i) (P_c/T_c) = (1/\rho - 1/\rho_i) (P_{bul}/T_{bul}),$$

d'où l'on tire finalement ρ_c :

$$\rho_c = \frac{(P_c/T_c) \rho_i}{(P_c/T_c) + (P_{bul}/T_{bul})(\rho_i/\rho - 1)} \quad (6)$$

Cette méthode, que l'on peut qualifier d'historique, est née à l'époque où la teneur en gaz était mesurée pour déterminer la pression dans les bulles de la glace. Dans les premières publications, il n'apparaissait aucun résultat de teneur en gaz, seules les pressions dans les bulles étaient indiquées. Cependant, on peut qualifier la technique de calcul de ρ_c décrite ci dessus d'inutilement compliquée car elle nécessite deux mesures simultanées : V et ρ alors que la teneur en gaz seule suffit à obtenir ρ_c . De plus, les paramètres des deux calculs sont identiques : P_c , T_c et ρ_i (auxquels il faut ajouter T_{bul} pour le calcul décrit ci dessus). Higashi et al. (1983) ont pris en compte l'effet de l'écoulement de la glace dans leurs évaluations de P_c et T_c , mais ont négligé les variations verticales de température au sein de la calotte de glace. Miller (1978) a compilé plusieurs résultats publiés antérieurement, auxquels il a ajouté deux résultats inédits. Pour tous ces résultats, les effets d'écoulement et les variations verticales de température ont été négligés, ce qui revient à écrire : $T_{bul} = T_c$. l'équation (6) se simplifie alors et on obtient la formule suivante :

$$\rho_c = \frac{P_c \rho_i}{P_c + P_{bul} (\rho_i/\rho - 1)} \quad (7)$$

Higashi et al. (1983) ont déduit une valeur de ρ_c pour chaque échantillon analysé. Les résultats sont très dispersés, probablement à cause de l'imprécision de leur méthode de mesure de la teneur en gaz (dérivée de la méthode de Langway, 1958). Ils ont exclu 4 résultats extrêmes avant de calculer une régression linéaire $\rho_c = f(E_c)$ où E_c est l'altitude au close-off. De cette équation et de la relation (2), ils ont déduit des valeurs de V_c pour chacun des trois sites étudiés et les ont portées sur une courbe $V_c - T_c$. Les variations de V_c obtenues sont donc issues de données de densité au close-off déjà lissées géographiquement. Miller (1978) a porté sur un graphe des données moyennes de densité au close-off pour 6 sites de forage, en fonction de la température. J'ai converti chaque valeur moyenne de ρ_c en volume poreux au close-off à l'aide de l'équation (2). Pour l'ensemble des résultats utilisés par Miller, les erreurs sur les valeurs de ρ_c sont de l'ordre de $\pm 0,004 \text{ g cm}^{-3}$, ce qui correspond à une erreur sur V_c de l'ordre $\pm 0,012 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$. A cette erreur, il faudrait ajouter les biais d'étalonnage entre les systèmes expérimentaux des différentes équipes qui ont obtenu ces résultats et l'effet des bulles coupées. Ainsi, l'imprécision des résultats de Higashi et al. (1983) et Miller (1978) est largement supérieure à la nôtre.

Remarque : la valeur de ρ_c utilisée par Miller pour Camp Century provient de Raynaud et Lorius (1973), et a été calculée à partir de la seule mesure de V et des équations (1) et (2). La méthode de mesure de V utilisée pour ce site, rapidement décrite dans Raynaud et Lorius (1974), est également différente de celle utilisée pour les autres sites : méthode de Langway (1958).

Cinq des six résultats présentés par Miller (1978) correspondent à des forages réalisés au Groënland, et l'intérêt majeur de cette comparaison est de montrer qu'on y observe des variations thermiques de V_c similaires à celles qui sont détectées en Antarctique. Les incertitudes sur les résultats sont trop grandes pour qu'il soit utile de pousser très loin cette inter-comparaison, notons simplement que les pentes observées par d'autres équipes sont plus proches de celle publiée par

ANNEXE E

**RESULTATS DETAILLES
POUR LA CAROTTE DE VOSTOK**

**RESULTATS DETAILLES
POUR LA CAROTTE DE VOSTOK**

E.1 **MESURES INDIVIDUELLES POUR LE PREMIER PROFIL OBTENU AU
LGGE**

Les résultats de mesures individuelles correspondant au premier profil obtenu au LGGE sont présentés dans la table E.1. Les paramètres utilisés pour la correction de gaz non collecté dans la burette sont les suivants :

- volume des gamelles : 190 cm³
- volume de la ligne "Malville" (première série de mesures) : 950 cm³
- volume de la ligne "Fenêtre" (deuxième série de mesures) : 1600 cm³
- température du gaz dans la gamelle : -20°C (ce paramètre a peu d'influence sur les résultats)

La méthode de calcul de la correction de gaz non collecté dans la burette est présentée au chapitre V (paragraphe V.2.1.a).

Deux niveaux de profondeur ont été éliminés : un niveau à 1625 m de profondeur dont les résultats extrêmement faibles sont probablement dûs à un piégeage de gaz sous la valve de la pompe Toepler, et un niveau à 1998 m, pour lequel une seule mesure aurait pu être retenue, ce qui n'apporte pas une information de qualité suffisante. En effet, tous les profils de teneur en gaz ont des échantillonnages serrés et fournissent des résultats beaucoup plus fiables vers 200 m de profondeur.

Prof. (m)	série, tranche	V _{mes} (cm ³ g ⁻¹)	V _{cor} (cm ³ g ⁻¹)
114,	2, T1	0,0785	0,0790
	2, T2	0,0744	0,0747
	2, T3	0,0727	0,0732
125,	1, T1	0,0718	0,0779
	1, T2	0,0651	0,0703
169,	2, T1	0,0804	0,0812
	2, T2	0,0819	0,0824
262,	2, T1	0,0847	0,0851
	2, T2	0,0830	0,0838
266,	2, T1	0,0848	0,0855
	2, T1	0,0848	0,0855
852,7	1, T1	0,0782	0,0866
	1, T2	0,0821	0,0893
	1, T3	0,0826	0,0892
902,	1, T1	0,0827	0,0889
	1, T2	0,0828	0,0896
	1, T3	0,0821	0,0899
	2, T1	0,0906	0,0909
912,	2, T1	0,0915	0,0921
927,1	1, T1	0,0859	0,0932
	1, T2	0,0855	0,0938
	2, T1	0,0916	0,0922
	2, T3'	0,0900	0,0906
951,9	1, T1	0,0813	0,0864
	1, T2	0,0853	0,0910
	1, T3	0,0838	0,0875
1002,3	1, T1	0,0838	0,0879
	1, T2	0,0821	0,0864
	1, T3	0,0823	0,0855
	1, T4	0,0840	0,0862
	2, T1'	0,0898	0,0905
	2, T2'	0,0874	0,0877
1023,4	1, T1	0,0851	0,0894
	1, T2	0,0850	0,0899
	1, T3	0,0862	0,0922
1052,4	1, T1	0,0840	0,0886
	1, T3	0,0864	0,0919
	1, T4	0,0881	0,0935
1074,4	1, T2	0,0877	0,0921

Prof. (m)	série, tranche	V _{mes} (cm ³ g ⁻¹)	V _{cor} (cm ³ g ⁻¹)
1102,3	1, T1	0,0860	0,0886
	1, T2	0,0842	0,0893
	1, T3	0,0834	0,0884
1124,1	1, T1	0,0788	0,0814
	1, T2	0,0810	0,0838
	1, T3	0,0834	0,0867
	1, T4	0,0854	0,0884
	2, T4	0,0885	0,0890
1146,7	1, T1	0,0846	0,0898
	1, T2	0,0848	0,0892
1174,6	1, T3	0,0875	0,0909
	2, T0	0,0901	0,0905
	2, T1	0,0868	0,0873
1200,6	1, T1	0,0876	0,0929
	1, T2	0,0856	0,0918
	1, T3	0,0877	0,0945
	2, T3	0,0882	0,0887
1225,4	1, T1	0,0847	0,0896
	1, T2	0,0844	0,0883
1251,6	1, T1	0,0871	0,0918
	1, T2	0,0847	0,0940
1274,1	1, T1	0,0774	0,0840
	1, T2	0,0791	0,0855
1299,2	1, T1	0,0811	0,0869
	1, T2	0,0780	0,0823
	1, T3	0,0797	0,0849
	1, T4	0,0784	0,0827
	2, T2	0,0830	0,0838
1322,9	1, T1	0,0839	0,0898
	1, T2	0,0817	0,0865
1349,5	1, T1	0,0823	0,0866
	1, T2	0,0807	0,0874
	1, T3	0,0816	0,0862
	2, T1	0,0888	0,0893
1374,7	1, T1	0,0819	0,0859
	1, T3	0,0835	0,0874
1402,6	1, T1	0,0797	0,0848
	1, T2	0,0805	0,0849
	1, T3	0,0810	0,0857

Prof. (m)	série, tranche	V _{mes} (cm ³ g ⁻¹)	V _{cor} (cm ³ g ⁻¹)
1425,4	1, T1	0,0807	0,0849
	1, T2	0,0771	0,0806
	1, T3	0,0776	0,0826
	2, T1'	0,0810	0,0814
	2, T2'	0,0793	0,0797
	2, T3'	0,0794	0,0800
1451,4	1, T1	0,0831	0,0908
	1, T2	0,0829	0,0871
	1, T4	0,0857	0,0909
	1, T4	0,0857	0,0901
	1, T5	0,0842	0,0880
1476,3	1, T1	0,0860	0,0906
	1, T2	0,0854	0,0900
	1, T3	0,0850	0,0909
	2, T2	0,0916	0,0919
	2, T3	0,0879	0,0883
1499,5	1, T1	0,0880	0,0906
	1, T3	0,0881	0,0907
	1, T3	0,0845	0,0899
1526,4	1, T2	0,0852	0,0910
	1, T3	0,0861	0,0908
	1, T4	0,0862	0,0910
	2, T1'	0,0888	0,0893
	2, T2'	0,0898	0,0906
	2, T3	0,0900	0,0908
	2, T4'	0,0911	0,0918
1543,	2, T1	0,0913	0,0922
	2, T2	0,0919	0,0926
	2, T3	0,0958	0,0966
1575,2	1, T1	0,0905	0,0965
	1, T2	0,0887	0,0925
	1, T3	0,0880	0,0932
	1, T4	0,0830	0,0874
	1, T5	0,0830	0,0879
1598,3	1, T1	0,0859	0,0894
	1, T2	0,0855	0,0909
1650,9	1, T1	0,0842	0,0881
	1, T2	0,0816	0,0872
1676,4	1, T1	0,0843	0,0899
	1, T3	0,0845	0,0892
	2, T1	0,0862	0,0868
	2, T1'	0,0883	0,0888
	2, T2'	0,0882	0,0888

Prof. (m)	série, tranche	V _{mes} (cm ³ g ⁻¹)	V _{cor} (cm ³ g ⁻¹)
1700,9	1, T1	0,0805	0,0863
	1, T2	0,0812	0,0878
	1, T3	0,0818	0,0858
1726,8	2, T1	0,0877	0,0883
	2, T2	0,0843	0,0846
	2, T3	0,0841	0,0846
1747,5	1, T1	0,0822	0,0872
	1, T2	0,0817	0,0855
1774,	1, T2	0,0798	0,0840
	2, T1'	0,0853	0,0858
	2, T2'	0,0862	0,0866
	2, T3'	0,0843	0,0847
1802,4	1, T1	0,0824	0,0859
	1, T2	0,0810	0,0844
	1, T3	0,0843	0,0877
1825,7	1, T2	0,0847	0,0877
	1, T3	0,0820	0,0865
	1, T4	0,0815	0,0862
1850,7	1, T4	0,0817	0,0851
	2, T1	0,0809	0,0815
1875,9	1, T2	0,0771	0,0829
	1, T3	0,0802	0,0844
	1, T4	0,0802	0,0849
	2, T1	0,0843	0,0845
	2, T3	0,0834	0,0837
	2, T4	0,0813	0,0815
1903,	1, T2	0,0809	0,0849
	1, T3	0,0793	0,0838
	1, T4	0,0803	0,0851
1926,2	1, T1	0,0786	0,0826
	1, T2	0,0812	0,0870
	2, T2	0,0828	0,0833
	2, T4	0,0783	0,0791
1948,8	1, T1	0,0806	0,0842
	1, T2	0,0807	0,0857
	1, T3	0,0854	0,0888
	1, T3	0,0838	0,0888
1975,3	1, T2	0,0873	0,0913
	1, T3	0,0887	0,0916
	1, T5	0,0879	0,0911

Prof. (m)	série, tranche	V_{mes} ($cm^3 g^{-1}$)	V_{cor} ($cm^3 g^{-1}$)
2026,	1, T3	0,0883	0,0926
	2, T1	0,0923	0,0931
	2, T2	0,0935	0,0941
	2, T3	0,0922	0,0929
2032,	2, T1	0,0940	0,0947
	2, T2	0,0921	0,0927
	2, T3	0,0937	0,0943
2050,4	1, T1	0,0902	0,0935
	1, T3	0,0871	0,0903
	1, T4	0,0839	0,0884
	2, T1'	0,0933	0,0936
	2, T1'	0,0939	0,0942

Prof. (m)	série, tranche	V_{mes} ($cm^3 g^{-1}$)	V_{cor} ($cm^3 g^{-1}$)
2077,5	1, T2	0,0875	0,0918
	1, T3	0,0885	0,0949
	1, T4	0,0861	0,0936
2082,	2, T1	0,0940	0,0944
	2, T2	0,0941	0,0944
	2, T3	0,0950	0,0955

Table E.1 : Résultats de mesures individuelles pour le premier profil de V obtenu au LGGE. Les profondeurs de prélèvement des carottes sont indiquées en première colonne. Le premier chiffre de la deuxième colonne indique le numéro de la série de mesures : les résultats

de la première série ont été obtenus pendant la période où la pompe Toepler était déficiente, ceux de la deuxième série l'ont été après que ce problème ait été réglé. Le second chiffre de la deuxième colonne (précédé d'un T) indique le numéro de la tranche horizontale de glace dans laquelle l'échantillon a été découpé. Dans les cas où la carotte a été sciée verticalement avant la découpe de tranches dans chaque demi carotte, les tranches taillées dans la deuxième moitié de carotte sont notées avec un '. V_{mes} est le résultat brut de mesure, V_{cor} est la teneur en gaz corrigée du volume d'air non collecté dans la burette.

Profondeur (m)	114,	114,	114,	125,	125,
V_{cor} ($cm^3 g^{-1}$)	0,0790	0,0747	0,0732	0,0779	0,0703
V_{bul} ($cm^3 g^{-1}$)	0,0847	0,0800	0,0781	0,0830	0,0749
Profondeur (m)	169,	169,	262,	262,	265,
V_{cor} ($cm^3 g^{-1}$)	0,0812	0,0824	0,0851	0,0838	0,0855
V_{bul} ($cm^3 g^{-1}$)	0,0844	0,0855	0,0871	0,0857	0,0875

Table E.2 : Correction de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons pour la partie haute du premier profil obtenu au LGGE. V_{cor} est défini dans la table E.1, V_{bul} est la teneur en gaz corrigée de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons.

E.2 MESURES INDIVIDUELLES POUR LE PROFIL ABSOLU OBTENU AU LGGE

Prof. (m)	tranche	V _{mes} (cm ³ g ⁻¹)	V _{cor} (cm ³ g ⁻¹)
1011,3	T1	0,0855	0,0865
	T2	0,0862	0,0873
	T3	0,0883	0,0894
1137,7	T1	0,0853	0,0866
	T2	0,0857	0,0869
	T3	0,0857	0,0868
1186,5	T1	0,0890	0,0901
	T2	0,0896	0,0907
	T3	0,0893	0,0904
1289,2	T1	0,0815	0,0826
	T2	0,0825	0,0835
	T3	0,0807	0,0817
1363,8	T1	0,0882	0,0894
	T2	0,0857	0,0867
	T3	0,0868	0,0880
1413,0	T1	0,0825	0,0837
	T2	0,0822	0,0832
	T3	0,0825	0,0836
1513,8	T1	0,0912	0,0923
	T2	0,0941	0,0952
	T3	0,0921	0,0932
1532,0	T1	0,0885	0,0897
	T2	0,0876	0,0886
	T3	0,0890	0,0901
1566,9	T1	0,0888	0,0900
	T2	0,0876	0,0887
	T3	0,0880	0,0892
1588,7	T1	0,0850	0,0860
	T2	0,0878	0,0890
	T3	0,0857	0,0868
1627,7	T1	0,0835	0,0845
	T2	0,0825	0,0834
	T3	0,0846	0,0855
1637,7	T1	0,0842	0,0852
	T2	0,0837	0,0847
	T3	0,0831	0,0841
1669,5	T1	0,0855	0,0866
	T2	0,0871	0,0882
	T4	0,0895	0,0907

Prof. (m)	tranche	V _{mes} (cm ³ g ⁻¹)	V _{cor} (cm ³ g ⁻¹)
1687,2	T1	0,0873	0,0883
	T2	0,0888	0,0898
	T3	0,0869	0,0878
1707,3	T1	0,0870	0,0882
	T2	0,0854	0,0866
	T3	0,0866	0,0878
1736,8	T1	0,0869	0,0880
	T2	0,0833	0,0842
	T3	0,0828	0,0839
1770,0	T1	0,0828	0,0838
	T2	0,0833	0,0843
	T3	0,0835	0,0844
1795,7	T1	0,0838	0,0848
	T2	0,0848	0,0857
	T3	0,0862	0,0873
1841,7	T2	0,0868	0,0878
	T3	0,0856	0,0868
	T4	0,0853	0,0864
1857,4	T1	0,0849	0,0860
	T1	0,0861	0,0871
	T2	0,0847	0,0856
	T2	0,0849	0,0859
	T3	0,0846	0,0856
1883,3	T4	0,0841	0,0851
	T5	0,0856	0,0864
	T1	0,0840	0,0850
	T2	0,0832	0,0842
1903,6	T3	0,0837	0,0847
	T1	0,0833	0,0842
	T2	0,0834	0,0843
1915,0	T3	0,0824	0,0833
	T1	0,0832	0,0839
	T2	0,0823	0,0832
1918,5	T3	0,0843	0,0851
	T1	0,0824	0,0834
	T2	0,0830	0,0840
1932,1	T3	0,0813	0,0823
	T1	0,0838	0,0850
	T2	0,0844	0,0855
	T3	0,0842	0,0852

Prof. (m)	tranche	V_{mes} (cm^3g^{-1})	V_{cor} (cm^3g^{-1})
1937,4	T1	0,0867	0,0876
	T2	0,0888	0,0897
	T3	0,0884	0,0893
1954,6	T1	0,0884	0,0895
	T2	0,0885	0,0896
	T3	0,0873	0,0884
1965,5	T1	0,0906	0,0918
	T2	0,0898	0,0909
	T3	0,0915	0,0927
1975,0	T1	0,0906	0,0919
	T2	0,0916	0,0928
	T3	0,0925	0,0938
1987,4	T1	0,0951	0,0961
	T2	0,0933	0,0944
	T3	0,0929	0,0939
	T4	0,0910	0,0919

Prof. (m)	tranche	V_{mes} (cm^3g^{-1})	V_{cor} (cm^3g^{-1})
2009,4	T1	0,0930	0,0940
	T2	0,0924	0,0934
	T3	0,0921	0,0931
2027,2	T1	0,0908	0,0920
	T2	0,0903	0,0915
	T3	0,0925	0,0938
2045,1	T1	0,0946	0,0957
	T1	0,0936	0,0947
	T2	0,0919	0,0930
	T2	0,0920	0,0930
	T3	0,0942	0,0951
2063,7	T4	0,0924	0,0934
	T5	0,0938	0,0949
	T1	0,0928	0,0941
	T2	0,0938	0,0949
	T3	0,0930	0,0942

Table E.3 : résultats de mesures individuelles obtenus sur la carotte 3 G de Vostok dans le cadre du profil absolu de teneur en gaz. Les notations sont identiques à celles de la table E.1.

Correction de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons. Cette correction est calculée à partir de la comparaison de résultats obtenus sur une même tranche horizontale de glace pour des échantillons dont les rapports surface sur volume diffèrent d'un facteur 2 environ. Cette méthode de correction est présentée au chapitre V (paragraphe V.2.5.b).

Prof.	V ₁ ^{cor}	V ₂ ^{cor}	s ₁	v ₁	s ₂	v ₂	α / 2	V ^{surf}	V ^{surf} _{carot}
1012,	0,0873	0,0852	26,7	26,5	37,2	18,8	0,023	0,0893	0,0898
1138,	0,0866	0,0841	27,0	27,0	36,1	18,1	0,028	0,0891	0,0893
1186,	0,0904	0,0872	27,0	27,0	36,5	18,6	0,036	0,0937	0,0937
1289,	0,0826	0,0815	27,0	27,0	36,2	18,0	0,013	0,0837	0,0837
1364,	0,0880	0,0867	26,4	26,1	37,2	18,8	0,015	0,0893	0,0894
1412,	0,0836	0,0810	27,0	27,0	37,0	19,1	0,032	0,0864	0,0863
1514,	0,0952	0,0922	26,7	26,5	42,3	18,0	0,023	0,0975	0,0958
1534,	0,0897	0,0876	26,4	26,1	36,9	18,9	0,025	0,0920	0,0918
1566,	0,0892	0,0865	26,4	26,1	36,1	18,4	0,030	0,0921	0,0921
1589,	0,0868	0,0848	27,0	27,0	36,6	18,5	0,023	0,0888	0,0893
1628,	0,0845	0,0798	25,5	24,8	37,1	19,0	0,057	0,0898	0,0888
1628,	0,0834	0,0803	27,0	27,0	36,8	18,6	0,036	0,0866	0,0888
1639,	0,0841	0,0809	27,0	27,0	37,3	19,1	0,038	0,0874	0,0881
1670,	0,0882	0,0850	26,7	26,5	36,4	18,4	0,036	0,0915	0,0918
1688,	0,0883	0,0854	25,8	25,2	41,6	17,7	0,024	0,0905	0,0908
1708,	0,0878	0,0853	27,0	27,0	37,2	18,8	0,028	0,0904	0,0901
1737,	0,0842	0,0819	27,0	27,0	35,6	17,8	0,027	0,0865	0,0877
1770,	0,0843	0,0829	27,0	27,0	38,4	19,6	0,017	0,0857	0,0856
1796,	0,0873	0,0849	27,0	27,0	37,1	19,0	0,028	0,0898	0,0884
1843,	0,0878	0,0857	26,1	25,7	36,2	17,9	0,023	0,0899	0,0891
1859,	0,0865	0,0839	26,3	25,9	43,2	18,6	0,023	0,0886	0,0883
1859,	0,0857	0,0822	27,1	27,2	44,2	19,4	0,031	0,0885	0,0883
1883,	0,0850	0,0799	26,1	25,7	42,4	18,2	0,043	0,0888	0,0885
1904,	0,0843	0,0791	25,8	25,2	40,5	17,2	0,044	0,0883	0,0879

Prof.	V_1^{cor}	V_2^{cor}	s_1	v_1	s_2	v_2	$\alpha / 2$	V^{surf}	V_{carot}^{surf}
1915,	0,0832	0,0790	26,4	26,1	43,1	18,8	0,037	0,0864	0,0873
1919,	0,0834	0,0822	25,8	25,2	34,9	17,0	0,014	0,0846	0,0852
1919,	0,0840	0,0814	26,4	26,1	38,1	19,6	0,032	0,0868	0,0852
1934,	0,0855	0,0832	27,0	27,0	36,7	18,5	0,026	0,0877	0,0875
1937,	0,0893	0,0865	26,4	26,1	42,0	18,1	0,023	0,0914	0,0910
1955,	0,0895	0,0868	26,4	26,1	36,5	18,4	0,030	0,0923	0,0920
1967,	0,0927	0,0899	26,7	26,5	37,4	18,9	0,030	0,0956	0,0947
1975,	0,0938	0,0903	27,0	27,0	36,0	18,1	0,036	0,0973	0,0963
1987,	0,0944	0,0915	27,0	27,0	43,1	18,7	0,023	0,0967	0,0964
2012,	0,0931	0,0911	26,4	26,1	42,3	18,3	0,016	0,0947	0,0951
2026,	0,0920	0,0889	27,3	27,5	37,2	18,8	0,033	0,0952	0,0956
2044,	0,0952	0,0928	25,4	24,6	42,0	17,7	0,018	0,0970	0,0961
2044,	0,0930	0,0909	25,7	25,1	41,3	17,6	0,017	0,0946	0,0961
2062,	0,0942	0,0939	27,3	27,5	37,0	18,7	0,004	0,0945	0,0948

Table E.4 : Estimation de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons pour le profil absolu de la carotte 3 G forée à Vostok. L'indice 1 se réfère à l'échantillon cubique, l'indice 2 concerne l'échantillon constitué de parallélépipèdes. V^{cor} est la teneur en gaz corrigée du gaz non collecté dans la burette et du biais d'étalonnage de la burette. s et v sont la surface et le volume de l'échantillon. Le coefficient de proportionnalité α est défini au chapitre V (paragraphe V.2.5.b). V^{surf} est la teneur en gaz corrigée de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons (pour la tranche testée). V_{carot}^{surf} est la teneur en gaz moyenne de la carotte corrigée des pertes de gaz en surface des échantillons.

Résultats obtenus sur la carotte 4 G.

Prof. (m)	tranche	V_{mes} ($cm^3 g^{-1}$)	V_{cor} ($cm^3 g^{-1}$)	Prof. (m)	tranche	V_{mes} ($cm^3 g^{-1}$)	V_{cor} ($cm^3 g^{-1}$)
1810,1	T1	0,0890	0,0900	1979,1	T1	0,0922	0,0932
	T2	0,0879	0,0889		T2	0,0957	0,0968
1820,1	T1	0,0899	0,0909	2030,6	T1	0,0931	0,0942
	T2	0,0896	0,0906		T2	0,0925	0,0936
1890,1	T1	0,0838	0,0847	2040,1	T1	0,0928	0,0939
	T2	0,0846	0,0855		T2	0,0930	0,0940
1909,4	T1	0,0831	0,0842	2130,1	T1	0,0836	0,0845
	T2	0,0831	0,0841		T2	0,0857	0,0866
1940,1	T1	0,0899	0,0909	2150,22	T1	0,0851	0,0859
	T2	0,0860	0,0870		T2	0,0836	0,0845
1949,4	T1	0,0883	0,0894	2169,5	T1	0,0938	0,0947
	T2	0,0884	0,0894		T2	0,0938	0,0948

Table E.5 : résultats individuels des mesures absolues réalisées sur la carotte 4 G forée à Vostok. Les notations sont identiques à celles de la table E.1.

Prof.	V_1^{cor}	V_2^{cor}	s_1	v_1	s_2	v_2	$\alpha / 2$	V^{surf}	V^{surf}_{carot}
1890,	0,0847	0,0813	25,2	24,4	34,6	17,7	0,041	0,0885	0,0889
1909,	0,0842	0,0834	25,2	24,4	33,8	17,0	0,009	0,0850	0,0849
2031,	0,0942	0,0923	24,0	22,6	34,1	17,5	0,022	0,0964	0,0961
2040,	0,0939	0,0935	25,8	25,2	33,8	16,9	0,004	0,0944	0,0944

Table E.6 : Estimation de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons pour les mesures absolues sur la carotte 4 G forée à Vostok. Les notations sont identiques à celles de la table E.4.

E.3 MESURES INDIVIDUELLES POUR LE PROFIL OBTENU CONJOINTEMENT AUX MESURES DE METHANE

Prof. (m)	tranche	V_{mes} (cm^3g^{-1})
342,1	T1	0,0906
342,1	T1	0,0904
788,2	T1	0,0904
788,2	T2	0,0901
885,3	T1	0,0944
885,3	T2	0,0942
885,3	T3	0,0947
986,3	T1	0,0909
986,3	T2	0,0913
1011,3	T1	0,0921
1011,3	T2	0,0951
1237,2	T1	0,0880
1237,2	T2	0,0887
1237,2	T3	0,0889
1309,2	T1	0,0874
1309,2	T2	0,0858
1413,0	T1	0,0837
1413,0	T2	0,0840
1463,3	T1	0,0916
1463,3	T2	0,0921
1526,2	T1	0,0920
1526,2	T1	0,0917
1542,1	T1	0,0912
1542,1	T2	0,0896
1582,8	T1	0,0889
1582,8	T2	0,0867
1582,8	T3	0,0864
1789,2	T1	0,0854
1789,2	T2	0,0850
1789,2	T3	0,0840
1789,2	T4	0,0811
1789,2	T5	0,0833
1789,2	T6	0,0838

Prof. (m)	tranche	V_{mes} (cm^3g^{-1})
1834,7	T1	0,0875
1834,7	T2	0,0860
1834,7	T3	0,0847
1852,3	T1	0,0855
1852,3	T2	0,0868
1869,4	T1	0,0856
1869,4	T2	0,0859
1869,4	T3	0,0858
1883,3	T1	0,0836
1883,3	T2	0,0844
1932,1	T1	0,0863
1932,1	T2	0,0841
1932,1	T3	0,0860
1987,4	T1	0,0928
1987,4	T2	0,0933
1994,7	T1	0,0934
1994,7	T2	0,0933
1994,7	T3	0,0944
2016,4	T1	0,0939
2016,4	T2	0,0911
2016,4	T3	0,0917
2042,5	T1	0,0957
2042,5	T2	0,0959
2042,5	T3	0,0971
2063,7	T1	0,0933
2063,7	T2	0,0923
2063,7	T3	0,0925
2063,7	T4	0,0942

Table E.7 : résultats individuels de mesure pour le profil obtenu en marge des mesures de méthane (Vostok, forage 3 G). Dans cette table ne figurent que les niveaux de profondeur pour lesquels plusieurs mesures ont été réalisées. Les notations sont identiques à celles de la table E.1.

Correction de l'effet des bulles coupées pour la partie supérieure du profil

Profondeur (m)	228,7	236,4	266,0	342,1	342,1
V_{mes} ($\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$)	0,0862	0,0854	0,0885	0,0906	0,0904
V_{bul} ($\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$)	0,0881	0,0876	0,0903	0,0919	0,0916

Table E.8 : Correction de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons pour la partie haute du profil obtenu en marge des mesures de méthane. Les notations sont identiques à celles de la table E.2.

ANNEXE F

GLACIAL - INTERGLACIAL MEAN SEA LEVEL PRESSURE CHANGE DUE TO SEA LEVEL, ICE SHEET AND ATMOSPHERIC MASS CHANGES.

(article accepté dans Global and Planetary Change)

**GLACIAL - INTERGLACIAL MEAN SEA LEVEL
PRESSURE CHANGE DUE TO SEA LEVEL,
ICE SHEET AND ATMOSPHERIC MASS CHANGES.**

Marie-Antoinette.Mélières,
Laboratoire de Spectrométrie Physique, Université Joseph Fourier de Grenoble, B.P.87,
38402 St Martin d'Hères Cedex, France,

Patricia Martinerie, Dominique Raynaud and Louis Lliboutry,
Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, B.P.96,
38402 St Martin d'Hères Cedex, France.

ABSTRACT

The change in the global mean atmospheric pressure between glacial and interglacial periods is evaluated at sea level. This change originates in a modification of topography and in a possible variation in the atmospheric mass. In this calculation the atmosphere is at hydrostatic equilibrium, and the parameters describing the glacial period are varied in a plausible range. The result, with constant atmospheric mass, is a mean sea level pressure decrease of 9 to 15 hPa linked with the deglaciation. The corresponding pressure change at the reference level corresponding to the present day sea level does not exceed one hPa. When considering only the change in the atmospheric mass, an increase which does not exceed 2 hPa is found, linked with the deglaciation.

INTRODUCTION

The Earth's climate has been oscillating between glacial and interglacial conditions during the late Pleistocene. Such changes correspond to global and large modifications in the physical and chemical conditions at the earth's surface. The best documented period on this respect is the last deglaciation which occurred between the Last Glacial Maximum (LGM) 18 kyr ago and the Holocene, when the mean surface temperature increased by some 4-5°K, the atmospheric composition experienced significant changes, (increase in radiatively active gases, like CO₂ and CH₄, decrease in dust content, ...) and the large ice sheets of the Northern Hemisphere disappeared (except for Greenland) resulting in a mean sea level increase of the order of 100 m. We focus here on the change in the global mean sea level pressure resulting from a change in surface topography (through sea level and ice sheet changes) and atmospheric mass linked with glacial - interglacial changes.

Climatic conditions at glacial maxima have been simulated by General Circulation Models (GCM) during the recent past (see for example Gates, 1976 ; Manabe and Hahn, 1977 ; Manabe and Broccoli, 1985 ; Kutzbach and Guetter, 1986 ; Rind, 1987, Joussaume, 1989). Only a few published GCM's results give explicitly the difference between glacial and interglacial mean sea level pressures (for example Gate, 1976; Rind, 1987 ; Joussaume, 1989). The corresponding change is of the order of 10 hPa (i.e. about 1 % of the atmospheric pressure) and depends of the prescribed sea level change. These models usually include the change of topography without considering isostatic readjustment and work at constant atmospheric mass. Following a simplified approach (by considering the atmosphere at hydrostatic equilibrium) we estimate, here, this mean glacial - interglacial pressure change at climatic equilibrium, taking into account post-glacial isostatic rebound and possible changes in atmospheric mass. Furthermore, this simple calculation allows us to indicate how sensitive is the result to the different parameters involved.

It is also interesting to note that polar ice cores contain an information on the paleo surface elevations of the ice sheet when measuring the amount of air trapped in the tiny air bubbles found in the ice cores. This is because the air is trapped in the bubbles near

the surface at the atmospheric pressure. The interpretation of air content in ice, in terms of past elevations of the ice formation site, requires in fact a knowledge of the air pressure at sea level and the air pressure elevation gradient during the past (Raynaud, 1983). The conclusions of the present work will, thus, help us when interpreting the results of the air content measured along the deep ice cores.

We will first discuss the effect of a change in topography and then the effect of a possible change of the atmospheric mass on the mean global pressure. Some aspects of this subject have been discussed by Loewe (1973).

CHANGE IN EARTH TOPOGRAPHY

In the present paper we consider the atmosphere to be in hydrostatic equilibrium. This crude evaluation has the advantage of clearly showing the impact of the different parameters and setting limits to this pressure change. For sake of clarity we point out that within the hydrostatic hypothesis the surface ocean pressure P_{OP} , is equivalent to the global mean annual sea level pressure, P_{SLP} , used in GCM's (which includes the fictitious air assigned to the volume of land surface above sea level) ; we therefore will refer mainly to this last notation.

In a first time we estimate the glacial interglacial change of the hydrostatic pressure at the respective sea levels. In a second time, we estimate the change of this pressure at the well defined altitude of the present sea level. This quantity is a priori dependant of the earth topography due to the fact that the atmosphere is a compressible fluide : the LGM ice sheets which are situated at different altitudes from the corresponding oceanic melted water and therefore occupy an equivalent atmospheric volume of different density.

The consequences of the ice sheet melting on earth topography are to change :

- the height of part of the continental surfaces through the change in ice sheets (with consequent isostatic adjustment),
- the sea level through the input of melted waters (and consequent isostatic adjustment), and change in gravitational field.

1. Calculation

The relation between the surface pressure at a given location, P_s , and the atmospheric mass, m , is complicated and includes the ellipsoidal shape of the earth as well as the variation of g (the acceleration due to gravity) with altitude and latitude. This point has been investigated by Trenberth, (1981). Nevertheless, in the present case where we are concerned only with the pressure difference between glacial and interglacial periods, we shall consider the earth as spherical and take g to be constant. We then have :

$$mg = \int_{\text{earth surface}} P_s dS \quad (1)$$

We evaluate this relation for glacial and interglacial conditions. Assuming that the atmosphere is at hydrostatic equilibrium, the relation between pressure and altitude is

$$\frac{dP}{P} = - \frac{M_a g}{R T} dz \quad (2)$$

M_a being the molar weight of air and R the gas constant. In the troposphere, the linear dependence of temperature with altitude

$$T(z) = T(z_0) - b (z - z_0)$$

implies that the variation of pressure with altitude is given by :

$$P(z) = P(z_0) \left(\frac{T(z)}{T(z_0)} \right)^s \quad (3)$$

where

$$s = \frac{g M_a}{b R}$$

The difference in cryosphere between the two epochs is characterized here by the existence at the glacial period of a single fictitious ice sheet which has since melted. This fictitious ice sheet is assumed to have uniform thickness, h_{ice} , and to occupy a surface area S_{ice} . We divide the surface of the earth into three parts : one relative to the oceans, one to the continents (excluding the area where the LGM ice sheet extends, but including the present ice sheets); and one to the LGM ice sheet. Each part is characterized by its surface area (S_{oc} , S_{cont} , S_{ice}), its mean elevation (\bar{z}_{oc} , \bar{z}_{cont} , \bar{z}_{ice}) and its mean surface pressure (\bar{P}_{OP} , \bar{P}_{CP} , \bar{P}_{IP}). This last quantity depends on the surface distribution with

altitude. Nevertheless it can be shown that they can be closely approximated by the pressure at the mean altitude. Moreover, this approximation is particularly justified in the present case of pressure change between two epochs where S_{cont} has the same surface distribution with altitude.

For each epoch, the atmospheric mass is related to surface pressure by (1). We have

$$mg = \bar{P}_{OP} S_{oc} + \bar{P}_{CP} S_{cont} + \bar{P}_{IP} S_{ice} \quad (4)$$

When considering the simplified topography (Fig. 1), this relation can be expressed using (3) as a function of P_{SLP}

$$mg = P_{SLP} \left\{ S_{oc} + \left(1 - \frac{b(\bar{z}_{cont} - \bar{z}_{oc})}{T_{oc}} \right)^s S_{cont} + \left(1 - \frac{b(\bar{z}_{ice} - \bar{z}_{oc})}{T_{oc}} \right)^s S_{ice} \right\} \quad (5)$$

This last relation enables us to calculate P_{SLP2} at the glacial epoch (index 2) as a function of P_{SLP1} , the one at interglacial epoch (index 1), if the respective elevations, areas, temperatures, lapse rates and atmospheric masses are known.

This calculation is performed for the following numerical values and hypotheses:

- The atmospheric mass is taken as constant. A possible change of this mass is discussed in the next paragraph.
- We consider a global warming of 5 K (estimated from Rind and Peteet, 1985) between the glacial and interglacial period. The sensitivity of the pressure variation to the temperature is estimated by considering different cases of warming (between 10° and 0°C).
- The present day mean air temperature at sea level is 290 K (Oort, 1983).
- We also consider different lapse rate scenarios : $b_1 = b_2 = 6.5 \text{ K km}^{-1}$ and $b_1 = 6.5 \text{ K km}^{-1}$, $b_2 = 7.5 \text{ K km}^{-1}$. This last case corresponds to a drier glacial atmosphere.
- The sea surface is taken as constant and equal to the present day value: $361 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. It means that we neglect the decrease (of the order of a few percent) in the sea surface due to the emergence of the continental margins: as the altitude of this emerged land is only a few tens of meters, the surface of this land will be treated as part of the ocean.

- The equivalent oceanic melt water thickness (originating from the melting of the glacial ice sheet) is taken to be the mean value given in CLIMAP (1981) , i.e. 130 m. We also consider the cases of 100 m and 160 m.

-The glacial ice sheets which melted during the deglaciation are simulated, as mentioned previously, by a single fictitious ice sheet with a simplified shape , occupying the surface area (S_{ice}) with a constant thickness. The ice volume is deduced from the melt water volume, assuming an ice density of $\rho_{ice}=0.92$. Deduced from this ice volume the surface area is $18 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ implying a mean ice thickness of 2834 m and a value of $133 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ for S_{cont} . We let this surface area vary from 20 to $16 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ in order to cover the plausible range of mean ice cap elevation.

-The present mean elevation of the continent is estimated to be 811 m (deduced from Trenberth, 1981).

-Accurate estimates of the elevation differences (sea level, continent, ice sheet) require a knowledge of the adjustment of the earth's crust to the redistribution of ice and water surface loads. Such an investigation implies complex calculations requiring hypotheses about the internal structure of the earth. Attempts have been made to constrain both the ice load and the Earth's response from the observed sea levels (sea for example Peltier and Andrew, 1976 ; Farrel and Clark, 1976 ; Peltier, 1988 ; Officer et al, 1988 ; Nakada and Lambeck, 1988). In the present calculation we evaluate the differences in elevation in the framework of simplified hypotheses and show that the final result is not sensitive to these hypotheses. We consider two extreme scenarios:

1 - At the glacial period, continents and oceans were in isostatic equilibrium. Hence the mean elevation of the glacial ice sheet relative to the continent, $(\bar{z}_{ice2}-\bar{z}_{cont2})$, is given by $(1-\rho_{ice}/r)h_{ice}$, r being the asthenosphere/water density ratio due to the bed-rock depression of the ice load. Calculations are performed for r equal to 3.6 and 3. After melting, isostatic readjustment of deglaciated surfaces and water-loaded oceans occurred and is complete at the interglacial period. Hence the mean elevation of the deglaciated area is the same as the mean continental elevation. The oceanic crust being at isostatic equilibrium, the difference in sea level, $(\bar{z}_{oc1}-\bar{z}_{oc2})$, is equal to $(1-1/r) \times$ (the oceanic melt water thickness) .

2 - We also consider the extreme scenario of zero isostatic adjustment, either at the glacial or interglacial period. Consequently the sea level change, $(\bar{z}_{oc1} - \bar{z}_{oc2})$, is equal to the equivalent oceanic melt water thickness and the quantity, $(\bar{z}_{ice2} - \bar{z}_{cont2})$ is equal to h_{ice} , the thickness of the fictitious ice sheet.

- We do not consider the change in sea level due to the thermal expansion of the oceanic water, which can be roughly estimated to be of a few meters. We have tested that including such a change does not alter the final conclusion.

- As we are concerned only by the mean sea level we do not include the effect of a change in the gravitational field originating in the change in the mass distribution : this will affect the sea levels surrounding the continents where glacial ice sheet will melt but will not change the mean sea level.

2. Results

We first use the relation (5) in order to estimate the present global mean sea level pressure P_{SLP1} , and compare it with the measured one. We use this calculation as a simple test of our set of parameters. We obtain a value of 1011.5 hPa using an atmospheric mass of $5.136 \cdot 10^{11}$ Kg as estimated by Trenberth et al. (1987), together with a g value of 9.81 ms^{-2} . This estimation coincides very closely with the 1011 hPa of Trenberth et al. (1981).

The change in sea level pressure ($P_{SLP2} - P_{SLP1}$), corresponding to the different cases mentioned above (and listed in the caption of Table 1) is obtained from equation (5). Results are given in Table 1. If we take the first scenario (results given in the first line of Table 1), the pressure decrease at sea level from glacial to interglacial conditions is 11.4 hPa. The sensitivity of this result to the different parameters involved in this calculation is small :

- Changing the equivalent melt water thickness of +30 m (i.e. the ice volume of +23%) modifies this pressure change of +1.2 hPa,
- Changing the other parameters in a plausible range (temperature change from 0 to 10 K, asthenosphere/water density from 3.6 to 3, ice sheet surface from 20 to $16 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, isostasy or not, lapse rate from 6.5 to 7.5 K km^{-1}) let this change vary between 10.8 and 15.0 hPa,

- Globally the results show that depending on the various assumptions, the difference in sea level pressure varies in the range of 9 - 15 hPa when lowering the sea level between 72 and 130 m, a lowering which corresponds to a mean thickness of the melt water layer covering the range of 100 - 160 m.

These results are of the same order as the ones obtained using the GCM's. For example, Gates (1976) found a 12.7 hPa change in P_{SLP} for a 85 m sea level lowering, Rind (1987) a 11.5 hPa change for 120 m., and Joussaume a 14.2 hPa change for 150 m. The corresponding estimation within the hydrostatic equilibrium gives respective sea level pressures changes of 10.1 ± 1 hPa, 13.7 ± 1 hPa. and 15.7 ± 1 hPa. The uncertainty originates in the plausible range of parameters (T , b , S_{ice}) given in Table 1. The changes calculated by the GCM's include both change in topography and in atmospheric circulation. Thus the difference between their results and our's comes from the difference in the way the topography is represented and from the influence of the change in atmospheric circulation. The comparison of the results shows that such differences do not exceed a few hPa.

We have estimated the change in the hydrostatic pressure at the respective sea levels. It is sometimes more relevant to estimate the change in the hydrostatic pressure at the altitude of the present sea level (that we will note $z = 0$) ; we call it $\Delta P (z=0)$. The mean pressure $P(z=0)_2$, at LGM, at altitude $z = 0$ is given by (2), as a function of P_{SLP2} . The quantity $P(z=0)_1$, corresponding to the interglacial period, is equivalent to P_{SLP1} . The change $\Delta P (z=0)$, given in Table 1, is very small (between 0 and 1 hPa), whatever different hypotheses are adopted (isostasy or not, different melt ice volume, different ice sheet surface, different temperature lapse rate, different temperature..). This can be interpreted in the following manner. The ice sheet relative to the glacial period will occupy an equivalent air volume V with a density ρ fixed by the temperature and the pressure at the elevation range of the ice sheet. At the same time, ocean evaporation liberates a volume V' which is filled with air having a density ρ' fixed by the sea level temperature and pressure. The altitude of the ice sheet formation is such that the air mass displaced by the growth of the ice sheet (ρV) closely compensates the air mass occupying the sea level free volume ($\rho'V'$). In other words, the change of volume due to

the water density difference ($V' \approx 0.9V$) is closely compensated by the air density difference between the mean ice sheet altitude and the sea level ($\rho' > \rho$).

We now estimate the order of magnitude of pressure change related to a change in the atmospheric mass.

CHANGE IN ATMOSPHERIC MASS

A change Δm in the atmospheric mass will induce a change in the mean sea level pressure, which can be obtained from relation (5) : $\Delta m/m = \Delta P_{SLP}/P_{SLP}$. This change is estimated here assuming a present atmospheric mass of $5 \cdot 10^{18} \text{Kg}$ (Trenberth et al, 1987). The main causes for a change in atmospheric mass between glacial and interglacial period appear to be degassing of the ocean due to warming, changes in atmospheric gaseous constituents (H_2O , O_2 , CO_2 ...) and liberation of trapped air by ice melting. We assume no change in outgassing from volcanoes.

Oceanic degassing

We consider an upper limit of this effect and show that the induced pressure change is negligible. We first consider a global warming of 5 K in the 200 m oceanic mixing layer (285 K to 290 K). The change in solubility of N_2 and O_2 implies a degassing of $8 \cdot 10^{13} \text{Kg}$ using the solubility coefficients for sea water given by Weiss (1970) and corresponds to an increase in the mean pressure of 0.016 hPa. If we consider the extension of this new surface equilibrium to the bulk of the ocean (neglecting the existence of an internal sink or source for N_2 and O_2) i.e. taking into account a time long enough compared to the turnover time of oceanic waters, then the increase of 5 K would imply a degassing of 0.3 hPa. These quantities are likely to be an overestimate because the associated changes in the mean oceanic temperature.

Change in gaseous constituents

Modifications in the oceanic and biosphere reservoirs on the time scale of glacial-interglacial changes may act as sources and sink for various constituents of the atmosphere (CO_2 , CH_4 , O_2 ,...). Indeed, analyses of the air enclosed in ice cores indicate concentration changes of about 80 ppmv for CO_2 (see for instance Barnola et al., 1987)

and of about 0.3 ppmv for CH₄ (Raynaud et al., 1988; Stauffer et al., 1988). The implication of these changes in these minor atmospheric constituents on the atmospheric pressure is small and account respectively for pressure increase of $8 \cdot 10^{-2}$ and $3 \cdot 10^{-4}$ hPa between the glacial and interglacial time. Also models which describe changes in carbon cycling over glacial - interglacial changes predict a modification in the oxygen (a major atmospheric constituent) concentration : the glacial O₂ concentrations could have been higher by up to a factor 1.006 than the interglacial O₂ level (Sowers et al., 1989). This would lead to a maximum decrease of 1.2 hPa of the mean pressure between glacial and interglacial periods.

Air liberated from ice melting

The volume (STP) of air trapped in polar ice is about 10% of the ice volume (Raynaud and Lebel, 1979). The volume of melt ice is estimated (see above) to be $51.2 \cdot 10^6$ km³. Taking into account the altitude and temperature at which the air bubbles were formed, this corresponds approximately to an additional $4.4 \cdot 10^{15}$ Kg of air in the atmosphere and causes an increase of 0.9 hPa on going from glacial to interglacial conditions.

Change in water vapor.

The atmospheric water vapor content, $e(w)$, is strongly dependent on the surface temperature of the Earth, T_s . The calculation of $e(w)$ is not straightforward, but the correlation between $e(w)$ and T_s can be estimated for the present land-water distribution at the surface of the Earth by using the results of two large scale observations on the present state of the Earth, each concerning one hemisphere. They are related to the monthly average of $e(w)$ and T_s for each hemisphere separately and therefore include the extreme climatic conditions of winter and summer. As the hemispheres are weakly coupled with a coupling time scale of about a month, we can treat these results as being independent. We will first consider the estimation of the monthly surface temperature (land and ocean), for each hemisphere made by Oort (1983). The monthly atmospheric water vapor content is given by Trenberth et al. (1987). Both $e(w)$ and T_s present extrema at the same time (around February and August) and have parallel yearly variations. Correlation existing between $e(w)$ and T_s is used to estimate the relation $\Delta e/\Delta T$ for each hemisphere within

the small range of temperature variation involved here. The difference between the monthly temperature extrema is 13.5°C for N.H. and 6.1°C for the S.H. The amplitude of the variation of the monthly atmospheric water vapor content is 1.45 hPa for the N.H. and 0.85 hPa for the S.H. These values lead to a variation of 0.11 hPa K^{-1} for the N.H. and 0.14 hPa K^{-1} for the S.H.. The difference between the two hemispheric gradients reflects mainly the difference in the land-ocean distribution (the larger free water surface of the S.H. leading to a slightly stronger gradients). A mean gradient of 0.12 hPa K^{-1} represents the global Earth condition, in the range of the temperature variations considered here. These results can be extended to estimate the change in the atmospheric water vapor content between the interglacial (mean $T_s : 17^{\circ}\text{C}$) and glacial conditions (mean $T_s : 12^{\circ}\text{C}$). The consequence is that a warming of 5 K implies an increase of 0.6 hPa. Another estimation can be obtained from the lower tropospheric temperature, on which the integrated vapor pressure seems to depend more than surface temperature. These higher level temperatures show ranges of 8°C for the N.H. and 5°C for the S.H.. In that sense a 5°C warming implies a 8-9 mm increase in precipitable water, leading to an increase of 0.8 - 0.9 hPa. Note that in these calculation we have assimilated the glacial conditions to the present winter conditions : we have taken into account only the dominant temperature effect and neglected the land-ocean change, which has a smaller effect.

These variations , when considered all together tend to increase the atmospheric mass between the glacial and interglacial period, and correspond to an increase in the mean sea level pressure of the order of 2 hPa when the possible change in O_2 content is not included or 0.7 hPa in the opposite case.

CONCLUSION

We have estimated the changes in the global mean sea level pressure and in the global mean pressure at the altitude of the present sea level between the glacial and the interglacial periods, by considering the atmosphere at hydrostatic equilibrium, the Earth being described with a very simplified topography. We have considered separately the effects of a change in topography and of a change in atmospheric mass.

The change in topography originates from the changes in the ice sheets and in the related sea level variation. Depending on the various hypotheses, the difference in sea level pressure varies in the range of 9-15 hPa for a rising in sea level covering the range of 72-130 m. Comparison with GCM results show that this change might only be weakly affected by atmospheric circulation (a few hPa or less). The mean pressure change at the present sea level altitude is shown to be less than 1 hPa. This result is shown to be practically independent of the various hypotheses adopted : isostatic readjustment or not, different ice melting volumes, different ice sheet elevations and areas, different temperature lapse rates, different temperature changes....

The change in atmospheric mass, when considering the various possibilities, lead to a sea level pressure increase from the glacial to the interglacial period of less than 2 hPa.

The interest of the present calculation is to evaluate and set limits on the impact of the different hypotheses on the mean pressure change between glacial and interglacial periods.

ACKNOWLEDGEMENTS

It is a pleasure to thank Michel Vallon and Erik Geissler for their valuable comments and we are very greatfull to S. Joussaume for helpfull discussions.

Table 1

T ₂ K	h m	Δz_{oc} m	Δz_{ice} m	ΔP_{sea} hPa	ΔP_2 hPa	$\Delta P(z=0)$ hPa	
285	130	94	2110	11.4	11.5	-0.1	(1)
285	100	72	1623	9.0	8.8	+0.2	(1)
285	160	116	2597	13.8	14.2	-0.4	(1)
290	130	94	2110	10.8	11.3	-0.5	(1)
280	130	94	2110	12.1	11.7	0.4	(1)
285	130	87	1965	10.7	10.6	0.1	(2)
285	130	94	1899	11.5	11.5	0.0	(3)
285	130	94	2373	11.3	11.5	-0.2	(3)
285	130	130	2834	15.0	15.9	-0.9	(4)
285	130	94	2110	11.5	11.5	0.0	(5)

Table 1

Mean pressure change between the interglacial (subscript 1) and glacial (subscript 2) period.

Notations:

h : equivalent oceanic melt water thickness;

$\Delta z_{oc} = \bar{z}_{oc1} - \bar{z}_{oc2}$: difference in sea level;

$\Delta z_{ice} = \bar{z}_{ice2} - \bar{z}_{cont2}$: change in the elevation of glacial ice sheet above continent;

$\Delta P_{sea} = P_{SLP2} - P_{SLP1}$: pressure difference at sea level between the glacial and the interglacial period;

$\Delta P_2 = P_{SLP2} - P(z=0)_2$: pressure difference occurring at the glacial period between the two altitudes corresponding to the glacial sea level and the interglacial sea level, (see text).

$\Delta P(z=0) = P(z=0)_2 - P_{SLP1}$: -pressure difference between glacial and interglacial period and present at the present sea level.

The mean pressure changes are calculated with the following conditions:

(1)-isostasy holds with $r=3.6$ (see text), deglaciated surface area of $18 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, lapse rates of 6.5 K km^{-1} , $T_1 = 290 \text{ K}$;

(2)-as in (1) but $r=3$;

(3)-as in (1) but $S_{ice}=20$ and $16 \cdot 10^6 \text{ km}^2$;

(4)-as in (1) but no isostasy adjustment;

(5)-as in (1) but $b_2=7.5 \text{ K km}^{-1}$.

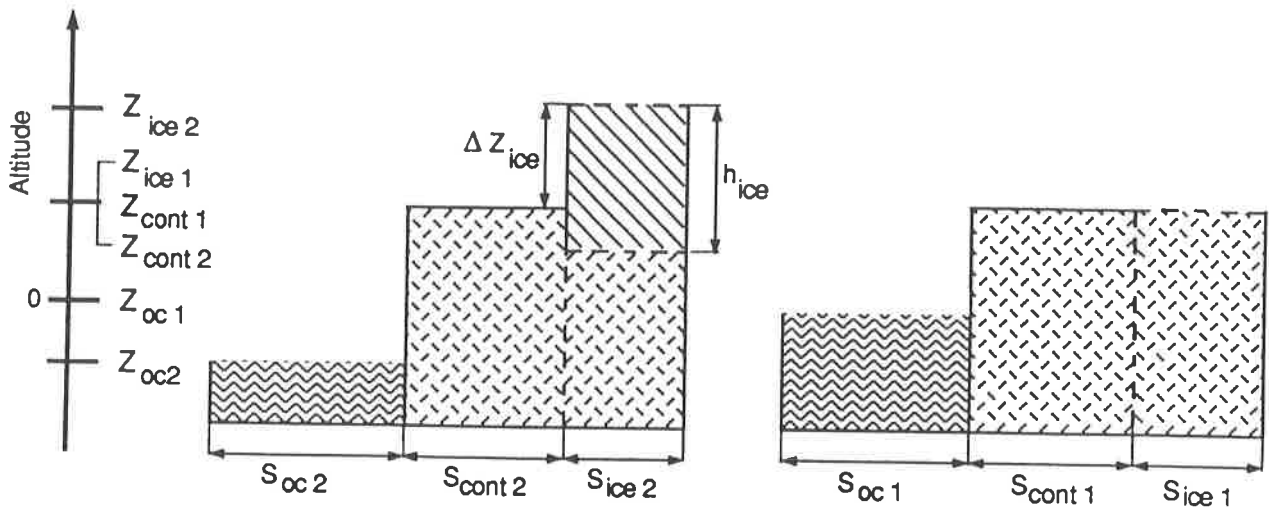
Figure 1

Notations used for the simplified topography of the Earth at interglacial (subscript 1) and at the glacial period (subscript 2).

REFERENCES

- BARNOLA, J.M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y.S. and LORIUS, C. 1987. Vostok ice core : a 160.000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329, 408-414.
- CLIMAP, Projects members 1981. "Seasonal Reconstruction of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum". Geological Society of America Map and Chart Series MC-36.
- FARREL, W.E. and CLARK, J.A. 1976. On Post-glacial sea level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46, 647-667.
- GATES, W.L. 1976. The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model. *Journal of Atmospheric Science*. 33, 1844-1873.
- JOUSSAUME, S. 1989. Simulations du climat au dernier maximum glaciaire à l'aide d'un modèle de circulation atmosphérique incluant une modélisation du cycle des isotopes de l'eau et des poussières d'origine désertique. Thèse de doctorat d'état. Université de Paris 6, 507 p.
- KUTZBACH, J.E. AND GUETTER, P.J. 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journal of Atmospheric Science*, 43, 1726-1759.
- LOEWE, F. 1973. Über Änderungen des Luftdrucks während der Eiszeit. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 229-230.
- MANABE, S. and BROCCOLI, A.J. 1985. The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, 90, 2167-2190.
- MANABE, S. and HAHN, D.J., 1977. Simulation of the tropical climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, 82, 3889-3911.
- NAKADA, M. and LAMBECK, K., 1988. The melting history of the late pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, 333, 36-40.
- OORT, A.H., 1983. Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973, NOAA Prof. Paper 14. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, N.J.
- OFFICER, C.B., NEWMAN, W.S., SULLIVAN, J.M. and LYNCH, D.R., 1988. Glacial Isostatic Adjustment and Mantle Viscosity. *J. Geophys. Res.*, 93, 6397-6409.
- PELTIER, W.R., 1988. Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea level change : a summary of some sources of nonuniqueness. *Quat.Res.*, 29, 93-112.
- PELTIER, W.R. and ANDREWS, J.T. 1976. Glacial isostatic adjustment; I. The forward problem. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46, 605-646.
- RAYNAUD, D. 1983. Total gas content. In: *The climatic record in polar ice sheets*, G. de Q. Robin editor, Cambridge University Press, 79-82.
- RAYNAUD, D., J. CHAPPELLAZ, J. M. BARNOLA, Y. S. KOROTKEVICH and C. LORIUS, 1988. Climatic and CH₄ cycle implications of glacial-interglacial CH₄ change in the Vostok ice core, *Nature*, 333, 655-657.
- RIND, D., 1987. Components of the ice age circulation. *J. Geophys. Res.*, 92, 4241-4281.

- RIND, D. and PETEET, D., 1985. Terrestrial Conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP Sea-Surface Temperature Estimates: are they consistent? *Quat. Res.*, 24, 1-22.
- SOWERS, T., BENDER, M. and RAYNAUD, D., 1989. Elemental and isotopic composition of occluded O₂ and N₂ in polar ice. *J. Geophys. Res.*, 94 (D4), 5137-5150.
- STAUFFER, B., LOEHBRONNER, H., OESCHGER and J. SCHWANDER, 1988. Methan concentration in the glacial atmosphere was only half that of the preindustrial Holocene, *Nature*, 332, 812-814.
- TRENBERTH, K.E., 1981. Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 86, 5238-5246.
- TRENBERTH, K.E., CHRISTY, J.R. and OLSON, J.G., 1987. Global atmospheric mass, surface pressure and water vapor variations. *J. Geophys. Res.*, 92, 14815-14826.
- WEISS, R.F., 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep Sea Research*, 17, 721-735.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEY, R. B. 1980. Densification and recrystallisation of firn at Dome C, East Antarctica. *Institute of polar studies, Report 77.*
- BADER, H. 1964. Density of ice as a function of temperature and stress. *C.R.R.E.L. Spec. Rep. 64.*
- BADER, H. 1965. Theory of densification of dry, bubbly glacier ice. *C.R.R.E.L. res. rep. 141, 16 p.*
- BARD, E., HAMELIN, B. et FAIRBANKS, R. G. 1990. U-Th dating obtained by mass spectrometry in corals from barbados : sea level during the past 130,000 years. *Nature*, **346**, 456-458.
- BARKOV, N. I. et UVAROV, N. N. 1973. Geophysical investigations of the borehole at Vostok station in 1970. *Soviet Antarctic expedition information bulletin*, **8(7)**, 380-383.
- BARKOV, N.I., et LIPENKOV, V.Ya. 1984. Numerical characteristics of ice structure down to a depth of 1400m in the region of Vostok Station, Antarctica. *Academy of Science of the U.S.S.R., Soviet Geophysical Commitee*, **51**, 178-186 (en Russe).
- BARNOLA, J-M, RAYNAUD, D., KOROTKEVITCH, Y. S. et LORIUS, C. 1987. Vostok ice core : a 160.000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329(6138)**,408-414.
- BARNOLA, J-M., PIMIANTA, P., RAYNAUD, D. et KOROTKEVICH, Y. S. sous presse. CO₂ - climate relationship as deduced from the Vostok ice core : a reexamination based on new measurements and on a reevaluation of the air dating. *Tellus*.

- BEITZEL, J. E. 1971. Geophysical exploration in Queen Maud Land, Antarctica. *In Crary (ed.) Antarctic snow and ice studies II*. American Geophysical Union publ., 38-88.
- BUDD, W. F., JENSSEN, D. et RADOK, U., 1971. Derived characteristics of the Antarctic ice sheet. *University of Melbourne, Meteorology department publ.*, N°18.
- BUDD, W. F., YOUNG, N. W. et AUSTIN, C. R., 1976. Measured and computed temperature distributions in the Law Dome ice cap, Antarctica. *J. Glaciol.*, 16(74), 99-110.
- BUDD, W. F. et MORGAN, V. I. 1977. Isotopes, climate and ice-sheet dynamics from core studies on Law Dome, Antarctica. *IAHS-AIHS publ.*, 118, 312-321.
- CHAPPELLAZ, J. 1990. Etude du méthane atmosphérique au cours du dernier cycle climatique à partir de l'analyse de l'air piégé dans la glace Antarctique. *Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble*.
- CLARKE, G. K.C., FISHER, D. A. et WADDINGTON, E. D., 1987. Wind pumping : a significant heat source in ice sheets. *I.A.H.S. publ.* 170, 169-180.
- CLIMAP, Project Members, 1976. The surface of the ice age Earth. *Science*, 191(4232), 1131-1137.
- CLIMAP, Project members, 1981. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MC-36.

- COLBECK, S. C. 1989. Air movement in snow due to wind pumping. *J. Glaciol.*, **35**(120), 209-213.
- DALRYMPLE, P. C. 1966. A physical climatology of the Antarctic plateau. *Antarctic Research Series*, **9**, 195-231.
- DANSGAARD, W. et JOHNSEN, S. 1969. A flow model and time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *J. Glaciol.*, **8**(53), 215-223.
- DE ANGELIS, M., BARKOV, N.I. et PETROV, V.N. 1987. Aerosol concentration over the last climatic cycle (160 k an) from an Antarctic ice core. *Nature*, **325**(6102), 318-321.
- DOLGUINA, I. M. et PETROVA, L. S. 1977. *Spravochnik po klimatu Antarktity, tom 2*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- DREWRY, D. J. 1983. Antarctica : glaciological and geophysical folio. *Scott Polar Institute Publ.*, Cambridge.
- ETHERIDGE, D. M. et WOOKEY, C. W. 1989. Ice core drilling at a high accumulation area of Law Dome, Antarctica, 1987. In Rado C. et Beaudoin D. (eds.) *Proceedings of the third international workshop on ice drilling technology Grenoble - France 10-14 October 1988*. LGGE du CNRS publ..
- FUJII, Y. 1978. Temperature profile in the drilled hole. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, Spec. Issue **10**, 169.
- GATES, W. L. 1976 a. The numerical simulation of an ice-age climate with a global general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1844-1873.
- GATES, W. L. 1976 b. Modelling the ice-age climate. *Science*, **191**, 1138-1144.

- GILLET, F., DONNOU, D. et RICOU, G. 1976. A new electrothermal drill for coring in ice. *In Splettstoesser (ed.) Ice-core drilling*. University of Nebraska press.
- GOW, A. J. 1963. Results of measurements in the 309 meter bore hole at Byrd station, Antarctica. *J. Glaciol.*, 4, 771-784.
- GOW, A.J. 1968 a. Deep core studies of the accumulation and densification of snow at Byrd station and Little America V, Antarctica. *CRREL res. rep.* 197.
- GOW, A.J. 1968 b. Bubbles and bubble pressures in Antarctic glacier ice. *J. Glaciol.*, 7(50), 167-182.
- GOW, A.J. 1969. On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn. *J. Glaciol.*, 8(53), 241-252.
- GOW, A.J., et WILLIAMSON, T. 1975. Gas inclusions in the Antarctic ice sheet and their glaciological significance. *J.G.R.*, 80(36), 5101-5108.
- GUNDESTRUP, N. S., CLAUSEN, H. B., HANSEN, B. L. et RAND, J. 1987. Camp Century survey 1986. *Cold Regions Science and Technology*, 14, 281-288.
- HAMLEY, T. 1985. Glaciological measurements on the 1983/1984 soviet traverse from Mirny to Dome C. *ANARE research notes*, 28, 180-184.
- HAMMER, C. U., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N., JOHNSEN, S. J. and REEH, N. 1978. Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust. *J. Glaciol.*, 20(82), 3-26.

- HERRON, S. L. et LANGWAY, C. C. 1987. Derivation of paleoelevations from total air content of two deep Greenland ice cores. *I.A.H.S. publ.*, N°170.
- HIGASHI, A., NAKAWO, M. et ENOMOTO, H. 1983. The bubble close-off density of ice in Antarctic ice sheets. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, Spec. Issue **29**, 135-148.
- HIGASHI, A., NAKAWO, M., NARITA, H., FUJII, Y., NISHIO, F. et WATANABE, O. 1988. Preliminary results of analyses of 700 m ice cores retrieved at Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **10**, 52-56.
- HONDOH, T., ANZAI, H., GOTO, A., MAE, S., HIGASHI, A. et LANGWAY, C. C. 1990. The crystallographic structure of the natural air-hydrate in Greenland Dye-3 deep ice core. *Journal of inclusion phenomena and molecular recognition in chemistry*, **8**, 17-24.
- HUYBRECHTS, P. Sous presse. The Antarctic ice sheet during the last glacial - interglacial cycle : a 3-D model experiment. *Ann. Glaciol.*
- JENSSEN, D. 1983. Elevation and climatic changes from total gas content and stable isotopic measurements. In Robin G. de Q. (ed.) *The climatic record in polar ice sheets*, 138-144. Cambridge University press.
- JONES, P. D. et LIMBERT, D. W. S. 1987. A data bank of Antarctic surface temperature and pressure data. *United States Department of Energy, Carbon Dioxide Research Division publ.* TR038, Washington.
- JOUSSAUME, S. 1989. Simulations du climat du dernier maximum glaciaire à l'aide d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère incluant une

modélisation du cycle des isotopes de l'eau et des poussières d'origine désertique. *Thèse de doctorat d'état de l'université Paris 6.*

JOUZEL, J. et MERLIVAT, L. 1984. Deuterium and oxygen 18 in precipitation : modelling of the isotopic effect during snow formation. *J.G.R.*, **89**, 11749-11757.

JOUZEL, J., LORIUS, C., PETIT, J. R., GENTHON, C., BARKOV, N. I., KOTLYAKOV, V. M. and PETROV, V. M. 1987. Vostok ice core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329**(6138), 403-408.

KAMEDA, T., NAKAWO, M., NAGOSHI, M. et MAE, S. 1990. Measurements of total gas content of an ice core from Mizuho Station, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar. Meteorol. Glaciol.*, **3**, 51-57.

KAMEDA, T., NAKAWO, M., MAE, S., WATANABE, O. et NARUSE, R. sous presse. Thinning of the ice sheet estimated from total gas content of ice cores in Mizuho Plateau, East Antarctica. *J. Glaciol.*

KAWAGUCHI, S. 1979. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1978. *JARE data report 52*(meteorology 6).

KIKUCHI, T., SHIMAMOTO, T., OKUHIRA, F. et IAGETA, Y. 1986. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1985. *JARE data report 120*(meteorology 19).

KIRCHNER, S. 1988. Chimie de la neige (Na, Cl, NO₃, SO₄) à la station Pôle Sud. *Thèse de l'université Paris VII.*

- KOVACKS, A., WEEKS, W. F. et MICHITTI, F. 1969. Variations of some mechanical properties of polar snow, Camp Century, Greenland. *CRREL res. rep.* 276.
- KUIVINEN, K. C., KOCI, B. R., HOLDSWORTH, G. W. et GOW, A.J. 1982. South Pole ice core drilling, 1981-1982. *Antarctic Journal*, 17(5), 89-91.
- KUTZBACH, J. E. et GUETTER, P. J. 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *J. Atm. Sci.*, 43, 1726-1759.
- LABEYRIE, L. D., DUPLESSY, J. C., et BLANC, P. L. 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327, 477-482.
- LANGWAY, C. C. 1958. Bubble pressures in Greenland glacier ice. *A.I.H.S. publ.* 47, 336-349.
- LEBEL, B. 1979. Porosité et teneur en gaz de la glace récente ; application à l'étude des carottes prélevées en profondeur. *LGGE du CNRS*, publ. 225.
- LIPENKOV, V.Ya. 1989. Formation and dissociation of air hydrates in glacier ice. *Academy of Science of the U.S.S.R., Soviet Geophysical Committee*, 65, 58-64, (en Russe).
- LIPENKOV, V. Ya., BARKOV, N. I., DUVAL, P. et PIMIANTA, P. 1989. Crystalline texture of the 2083 m ice core at Vostok station, Antarctica. *J. Glaciol.*, 35(121), 392-398.
- LOEWE, F. 1970. Screen temperatures and 10 m temperatures. *J. Glaciol.*, 9(56), 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*, **20**(3), 449-459.
- LORIUS, C. et MERLIVAT, L. 1977. Distribution of mean surface stable isotopes in Antarctica : changes with depth in the coastal area. *AIHS-IAHS publ.* 118, 127-137.
- LORIUS, C., MERLIVAT, L., JOUZEL, J. et POURCHET, M. 1979. A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **280**(5724), 644-648.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., MERLIVAT, L., BARKOV, N. I., KOROTKEVICH, Y. S. et KOTLYAKOV, V.M. 1985. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316**(6029), 591-596.
- MAE, S. 1979. The basal sliding of a thinning ice sheet, Mizuho Plateau, East Antarctica. *J. Glaciol.*, **24**(90), 53-61.
- MANABE, S. et HAHN, D. G. 1977. Simulation of the tropical climate of an ice age. *J.G.R.*, **82**(27), 3889-3911.
- MARTINERIE, P. 1987. Etude expérimentale et théorique de la relation : teneur en air de la glace - altitude. *Rapport de D.E.A, Université J. Fourier, Grenoble.*
- MARTINERIE, P., RAYNAUD, D., et LIPENKOV, V.Ya. Sous presse. Correction of the air content measurements in polar ice for the effect of cut bubbles at the surface of the sample. *J. Glaciol.*, **36**(124).
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MORROE, T. C. et SHACKELTON, N. J. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice

ages : development of a high resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**, 1-30.

MELIERES, M.A, MARTINERIE, P., RAYNAUD, D. et LLIBOUTRY, L. Sous presse. Glacial - interglacial mean sea level pressure change due to sea level, ice sheet and atmospheric mass changes. *Global and Planetary Change*.

MILLER, 1978. The physical properties and fabrics of two 400 m deep ice cores from interior Greenland. *M.A. thesis, State University of New York at Buffalo*. Buffalo, New York, USA.

MORGAN, V. I. 1985. An oxygene isotope - climate record from the Law Dome, Antarctica. *Climatic Change*, **7**, 415-426.

MOUNIER, 1988. Etude des microparticules insolubles déposées dans la glace Antarctique au cours du dernier cycle climatique. *Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*.

NARITA, H. et MAENO, N. 1978. Compiled density data from cores drilled at Mizuho station. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, Spec. Issue **10**, 136-140.

NARUSE, R. 1979. Thinning of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *J. Glaciol.*, **24**(90), 45-52.

NISHIMURA, H., INOUE, J. et SATOW, K. 1982. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1981. *JARE data report 77*(meteorology 12).

NISHIO, F., MAE, S., OHMAE, H., NAKAWO, M., TAKAHASHI, S. et KAWATA, K., 1989. Dynamical behaviour of the ice sheet on Mizuho Plateau, East Antarctica (abstract). *Ann. Glaciol.*, **12**, 205.

- OHATA, T., KOBAYASHI, S., ISHIKAWA, N., KAWAGUCHI, S. 1981. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1980. *JARE data report* 65(meteorology 10).
- OHATA, T., ISHIKAWA, N., KOBAYASHI, S. et KAWAGUSHI, S. 1983. POLEX-South Data, part 4 Micrometeorological data at Mizuho Station, Antarctica in 1980. *JARE data report* 79(meteorology 13).
- OHMAE, H., OSADA, K. et NISHIO, F. 1987. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1986. *JARE data report* 130(meteorology 20).
- PAILLET, M. 1978. Caractéristiques physiques des occlusions gazeuses de la glace. Etude de Devon Island, Byrd, Camp Century. *Rapport interne*, LGGE, Grenoble.
- PETIT, J. R., DUVAL, P. et LORIUS, C. 1987. Long-term climatic changes indicated by crystal growth in polar ice. *Nature*, 326(6108), 62-64.
- PETIT, J.R., MOUNIER, L., JOUZEL, J., KOROTKEVITCH, Y. S., KOTLYAKOV, V. I. et LORIUS, C. 1990. Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok dust record. *Nature*, 343(6253), 56-58.
- PETTRE, P., PINGLOT, J. F., POURCHET, M. et REYNAUD, L. 1986. Accumulation distribution in Terre Adelie, Antarctica : effect of meteorological parameters. *J. Glaciol.*, 32(112), 486-500.
- PFITZNER, M. L. 1980. The Wilkes ice cap project, 1966. *ANARE scientific reports*, A4(127), 133p.

- PIMIANTA, P. 1987. Etude du comportement mécanique des glaces polycristallines aux faibles contraintes ; application aux glaces des calottes polaires. *Thèse de doctorat de l'U.S.T.M.G, Grenoble, France.*
- RAISBECK, G. M., YIOU, F., BOURLES, D., LORIUS, C., JOUZEL, J. et BARKOV, N. I. 1987. Evidence for two enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period. *Nature*, **326**(6110), 273-276.
- RAYNAUD, D. et LORIUS, C. 1973. Climatic implications of total gas content in ice at Camp Century. *Nature*, **243**(5405), 283-284.
- RAYNAUD, D. et LORIUS, C. 1974. Isotopic implications of total gas content in ice at Camp Century (Greenland). *Colloques internationaux du CNRS*, 219, 289-293.
- RAYNAUD, D. 1977. Les inclusions gazeuses de la glace de glacier ; leur utilisation comme indicateur du site de formation de la glace polaire ; applications climatiques et rhéologiques. *LGGE du CNRS*, publ. 214.
- RAYNAUD, D. et LORIUS, C. 1977. Total gas content in polar ice : rheological and climatic implications. *IAHS-AIHS publ.*, 118, 326-335.
- RAYNAUD, D. et LEBEL, B. 1979. Total gas content and surface elevation of polar ice sheets. *Nature*, **281**(5729), 289-291.
- RAYNAUD, D., LORIUS, C., BUDD, W. F. et YOUNG, N. W. 1979. Ice flow along an IAGP flow line and interpretation of data from an ice core in Terre Adelie, Antarctica. *J. Glaciol.*, **24**(90), 103-115.
- RAYNAUD, D. et WHILLANS, I. M. 1979. Total gas content of ice and past changes of the northwest Greenland ice sheet. *I.A.H.S. publ.*, N°131.

- RAYNAUD, D., DELMAS, R., ASCENCIO, J. M. et LEGRAND, M. 1982. Gas extraction from polar ice cores : a critical issue for studying the evolution of atmospheric CO₂ and ice-sheet surface elevation. *Ann. Glaciol.*, **3**, 265-268.
- RAYNAUD, D., et WHILLANS, I. 1982. Air content of the Byrd core and past changes in the West Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.*, **3**, 269-273.
- RAYNAUD, D., CHAPPELLAZ, J., BARNOLA, J-M., KOROTKEVICH, Y. S. et LORIUS, C. 1988. Climatic and CH₄ cycle implications of glacial-interglacial CH₄ change in the Vostok ice core. *Nature*, **333**(6174), 655-657.
- REEH, N. 1984. Reconstruction of the glacier ice covers of Greenland and the Canadian Arctic Islands by three-dimensional, perfectly plastic ice-sheet modelling. *Ann. Glaciol.*, **5**, 115-121.
- RIND, D. 1987. Components of the ice age circulation. *J.G.R.*, **92**(D4), 4241-4281.
- RITZ, C. 1982. Exploitation du profil de températures mesuré dans la calotte glaciare au Dôme C (Antarctide orientale). *Thèse de 3^{ème} cycle de L'Univ. Sci. et med. de Grenoble, France.*
- RITZ, C. 1989. Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, east Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **12**, 138-144.
- ROBIN, G. de Q. 1977. Ice cores and climatic changes. *Philosophical transactions of the royal society of London*, **B.280**, 143-168.
- ROBIN, G. de Q. 1983. Profile data, Greenland regions. In Robin G. de Q. (ed.) *The climatic record in polar ice sheets*, 98-112. Cambridge Universty press.

- RUSSELL-HEAD, D. S. et BUDD, W. F. 1979. Ice-sheet flow properties derived from bore-hole shear measurements combined with ice-core studies. *J. Glaciol.*, 24(90), 117-130.
- SALAMATIN, A. N., LIPENKOV, V. Ya., SMIRNOV, K. E., et JILOVA Yu. V. 1985. The density of ice and its rheological properties. *Antarctica*, 24, 94-106.
- SALTIKOV, S. 1976. *Stereographic metallography*. Moscow, Metallurgy press (en Russe).
- SATOW, K. 1978. Distribution of 10 m snow temperatures in Mizuho plateau. *Mem. Natl. Inst. Pol. Res.*, Spec. Issue 7, 63-71.
- SAVAGE, M. L., STEARNS, C. R. et FLEMING, D. 1985 a. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1980. *University of Wisconsin publ.*
- SAVAGE, M. L., STEARNS, C. R. et FLEMING, D. 1985 b. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1981. *University of Wisconsin publ.*
- SAVAGE, M. L., STEARNS, C. R. et FLEMING, D. 1985 c. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1982. *University of Wisconsin publ.*
- SAVAGE, M. L., STEARNS, C. R. et FLEMING, D. 1985 d. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1983. *University of Wisconsin publ.*
- SAVAGE, M. L., STEARNS, C. R. et FLEMING, D. 1985 e. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1984. *University of Wisconsin publ.*
- SCHLESINGER, M. E. 1984. Atmospheric general circulation model simulations of modern Antarctic climate. In : *Environment of west Antarctica : potential*

CO₂ induced climate. Committee on Glaciology, Polar Research Board, National Research Council, 151-196. National Academic Press.

SCHWANDER, J. et STAUFFER, B. 1984. Age difference between polar ice and the air trapped in its bubbles. *Nature*, **311**, 45-47.

SCHWANDER, J., STAUFFER, B. et SIGG, A. 1988. Air mixing in firn and the age of the air at pore close-off. *Ann. Glaciol.*, **10**, 141-145.

SCHWANDER, J. 1989. The transformation of snow to ice and the occlusion of gases. In Oeschger et Langway (eds.). *The environmental record in glaciers and ice sheets*. 53-67. Wiley-Interscience publ.

SCHWERDTFEGER, W. 1970. The climate of Antarctic. In. Orvig, S. (ed.) *Climates of the polar regions. World Survey of Climatology*, **14**. Elsevier publ. Co., 253-355.

SCHWERDTFEGER, W. 1984. Weather and climate of the Antarctic. *Elsevier publ.*

SHACKELTON, N. J. et PISIAS, N. G. 1985. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. *Geophysical Monographs*, **32**, 303-317. American Geophysical Union, Washington.

SHACKELTON, N. J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Sciences Review*, **6**(3/4), 183-190.

SHIMIZU, H., WATANABE, O., KOBAYASHI, S., YAMADA, T., NARUSE, R. et AGETA, Y. 1978. Glaciological aspects and mass budget of the ice sheet in Mizuho Plateau. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, Spec. Issue **7**, 264-274.

- SIEVERS, M. F., WEIDNER, G. A. et STEARNS, C. R. 1986. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1985. *University of Wisconsin publ.*
- SIEVERS, M. F., WEIDNER, G. A. et STEARNS, C. R. 1987. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1986. *University of Wisconsin publ.*
- SIEVERS, M. F., WEIDNER, G. A. et STEARNS, C. R. 1988. Automatic Weather Station Data for the calendar year 1987. *University of Wisconsin publ.*
- SOWERS, T., BENDER, M. et RAYNAUD, D. 1989. Elemental and isotopic composition of occluded O₂ and N₂ in polar ice. *J. Geophys. Res.*, **94**(D4), 5137-5150.
- STAUFFER, B., SCHWANDER, J. et OESCHGER, H. 1985. Enclosure of air during metamorphosis of dry firn to ice. *Annals of Glaciology*, **6**, 108-112.
- STAUFFER, B., LOEHBRONNER, E., OESHGER, H. et SCHWANDER, J. 1988. Methane concentration in the glacial atmosphere was only half that of the preindustrial Holocene. *Nature*, **332**, 812-814.
- STEENSTRUP, K. J. V. 1883. Bidrag til Kjendskab til Braeerne og Brae-Isen i Nord-Grønland. *Medd. om Grønland*, **4**, 69-112.
- TAKAHASHI, S., OHMAE, H., ISHIKAWA, M., KATSUSHIMA, T. et NISHIO, F. 1983. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1982. *JARE data report* **86**(meteorology 15).
- TRENBERTH, K. E., CHRISTY, J. R. et OLSON, J. G. 1987. Global atmospheric mass, surface pressure and water vapor variations. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14815-14826.

- WADA, M., YAMANOUCHI, T., MAE, S., KAWAGUSHI, S. 1980. Meteorological data at Mizuho station, Antarctica in 1979. *JARE data report* 57(meteorology 7).
- WADA, M., YAMANOUCHI, T., MAE, S., KAWAGUSHI, S. et KUSONOKI, K. 1981. POLEX-South Data, part 2 Micrometeorological data at Mizuho Station, Antarctica in 1979. *JARE data report* 62(meteorology 9).
- WATANABE, O. 1977. Glaciological research program in Mizuho plateau - west Enderby land, East Antarctica, part 4, 1974-1975. *JARE data report* 36 (glaciology).
- WEAST, R. C. (ed.), 1973. *Handbook of chemistry and physics*, 54 th. edition, 1973-1974. CRC press, Cleveland.
- WEISS, R. F. 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and sea water. *Deep Sea Research*, 17, 721-735.
- WENDLER, G. et KODAMA, Y. 1985. Some results of climatic investigations of Adélie Land, Eastern Antarctica. *Zeitschrift für gletscherkunde und glazialgeologie*, 21, 319-327.
- WHILLANS, I. M. 1975. Effect of inversion winds on topographic details and mass balance on inland ice sheets. *J. Glaciol.*, 14(70), 85-90.
- WHILLANS, I. M. 1977. The equation of continuity and its application to the ice sheet near "Byrd" Station, Antarctica. *J. Glaciol.*, 18(80), 359-371.
- WHILLANS, I.M. 1979. Ice flow along the Byrd station strain network, Antarctica. *J. Glaciol.*, 24(90), 15-28.

WHILLANS, I. M. 1981. Reaction of the accumulation zone portions of glaciers to climatic change. *J.G.R.*, **86**(C 5), 4274-4282.

WHILLANS, I. M. 1983. Ice movement. In Robin G. de Q. (ed.) *The climatic record in polar ice sheets*, 70-77. Cambridge University press.

WILKINSON, D. S. et ASHBY, M.F. 1975. Pressure sintering by power law creep. *Acta metallurgica*, **23**, 1277-1285.

YIOU, F., RAISBECK, G. M., BOURLES, D., LORIUS, C. et BARKOV, N. I. 1985. ^{10}Be in ice at Vostok Antarctica during the last climatic cycle. *Nature*, **316**(6029), 616-617.

SOMMAIRE

TABLE DES MATIERES

Remerciements	5
Résumé	7
Abstract	8
Introduction	9
<u>CHAPITRE I</u> : Généralités et résultats antérieurs	11
I.1 L'Antarctique	13
I.1.1 <i>Description rapide</i>	13
I.1.2 <i>Réponse de la calotte à des changements climatiques</i>	15
I.2 La teneur en gaz de la glace, un indicateur des interactions calotte - climat : résultats antérieurs	16
I.2.1 <i>Introduction</i>	16
I.2.2 <i>Survol rapide des débuts de la teneur en gaz</i>	17
I.2.3 <i>Principaux résultats</i>	18
<u>CHAPITRE II</u> : Méthode de mesure de la teneur en gaz	25
II.1 Introduction	27
II.2 Description de la méthode	27
II.2.1 <i>Observation de la glace et préparation des échantillons</i>	27
II.2.2 <i>Evacuation de l'air atmosphérique se trouvant dans le récipient</i>	28
II.2.3 <i>Extraction des gaz emprisonnés dans la glace</i>	28
II.2.4 <i>Transfert du gaz dans une burette graduée</i>	28
II.2.5 <i>Détermination de la teneur en gaz de l'échantillon</i>	30
II.3 Tests de la technique utilisée	30
II.3.1 <i>Quantité de glace sublimée pendant la mise sous vide de l'échantillon</i>	31
II.3.2 <i>Test d'efficacité de l'extraction du gaz</i>	32
II.3.3 <i>Blancs de pompage Toepler</i>	32
II.3.4 <i>Tests avec des cellules de volume étalonné</i>	34
II.3.5 <i>Test de reproductibilité des résultats sur la carotte de Dome Summit</i>	35
II.4 Conclusion	37

CHAPITRE III : Evaluation des pertes de gaz à la surface des échantillons		39
III.1	Introduction	41
III.2	Description du calcul	42
III.2.1	<i>Principes</i>	42
III.2.2	<i>Choix de formes simples de bulles</i>	43
III.2.3	<i>Calcul pour des bulles sphériques</i>	43
III.2.4	<i>Calcul pour des bulles cylindriques orientées</i>	44
III.2.5	<i>Calcul pour des bulles cylindriques orientées au hasard</i>	45
III.2.6	<i>Cas de deux formes de bulles dans un échantillon de glace</i>	46
III.3	Sensibilité des résultats aux différents paramètres	47
III.4	Variabilité des résultats pour plusieurs simulations avec un même jeu de paramètres	47
III.5	Contrôle expérimental de la validité du calcul	48
III.6	Exemple d'application : le forage de D-57	50
III.7	Comparaison avec le calcul de V. Lipenkov	50
III.8	Comparaison avec la méthode japonaise	53
III.9	Conclusion	54
 CHAPITRE IV : Paramètres physiques et climatiques dont dépend la teneur en gaz de la glace.		 55
IV.1	Introduction	57
IV.2	Description du piégeage	58
IV.2.1	<i>Etapas de la densification de la neige, du névé et de la glace</i>	58
IV.2.2	<i>Justification théorique de la relation $V = f(V_c, P_c, T_c)$</i>	61
IV.3.	Température au close-off (T_c)	63
IV.3.1	<i>Justification de la faible variabilité de T_c à l'échelle de la durée du close-off</i>	63
IV.3.2	<i>Données de température disponibles</i>	64
IV.3.3	<i>Estimation de la température au close-off du site de formation de la glace</i>	66
IV.4	Pression au close-off (P_c)	67

IV.4.1	<i>Effet de la profondeur du close-off</i>	67
IV.4.2	<i>Suppression due à la séparation gravitationnelle des constituants de l'air dans le névé</i>	69
IV.4.3	<i>Effet de la vapeur d'eau et des variations d'origine anthropique de la constitution de l'air</i>	69
IV.4.4	<i>Mouvements d'air dans le névé (conséquences sur la variabilité de P_c)</i>	70
IV.4.5	<i>Conclusion</i>	71
IV.5	Qualité des données pour les différents sites de forage	71
IV.5.1	<i>Résultats de teneur en gaz et évaluation des erreurs expérimentales</i>	72
IV.5.2	<i>Nombre d'années couvertes par les mesures</i>	76
IV.5.3	<i>Problème posé par les sites les plus chauds</i>	77
IV.6	<u>Variations géographiques de la teneur en gaz</u>	79
IV.6.1	<i>Relation teneur en gaz - pression atmosphérique</i>	79
IV.6.2	<i>Relation teneur en gaz - altitude</i>	81
IV.6.3	<i>Conclusion</i>	83
IV.7	<u>Variations saisonnières de la teneur en gaz</u>	84
IV.7.1	<i>Variations saisonnières de V en des sites de forte accumulation</i>	84
IV.7.2	<i>Variations saisonnières de V mises en évidence en d'autres sites</i>	88
IV.7.3	<i>Fluctuations de la teneur en gaz de la carotte de Dôme C</i>	90
IV.7.4	<i>Cas des sites de forage subissant une fusion estivale</i>	91
IV.7.5	<i>Effet de la présence de croûtes de vent</i>	92
IV.8	Variations géographiques de la porosité au close-off	93
IV.8.1	<i>Présentation des résultats</i>	93
IV.8.2	<i>Discussion des mécanismes du close-off</i>	99
IV.8.3	<i>Fonctions de transfert pour le calcul de V_c de glaces fossiles</i>	103
IV.9	Autres données concernant le close-off	106
IV.9.1	<i>Mesures de porosité fermée du névé</i>	106
IV.9.2	<i>Isotopes de l'azote dans l'air des bulles de la glace</i>	121
IV.10	<u>Conclusion</u>	127

CHAPITRE V : Résultats de teneur en gaz pour la carotte de Vostok		131
V.1	Introduction	133
V.2	Présentation des quatre séries de résultats	134
V.2.1	<i>Premier profil obtenu au LGGE</i>	134
V.2.2	<i>Résultats absolus dans la gamme 1500 - 2100 m de profondeur</i>	140
V.2.3	<i>Profil obtenu conjointement aux mesures de méthane</i>	145
V.2.4	<i>Profils obtenus à la station Vostok</i>	148
V.2.5	<i>Effet des pertes de gaz en surface des échantillons</i>	154
V.3	Comparaison des différentes séries de résultats	157
V.3.1	<i>Profils de teneur en gaz pour le forage 4 G</i>	157
V.3.2	<i>Profils de teneur en gaz pour le forage 3 G</i>	158
V.4	Profil composite de teneur en gaz	163
V.4.1	<i>Profils composites pour chacun des forages 3 G et 4 G</i>	164
V.4.2	<i>Profil composite global</i>	166
V.5	Conclusion	168
 CHAPITRE VI : Traduction des résultats de teneur en gaz en termes de pression au close-off pour des glaces fossiles		 169
VI.1	Introduction	171
VI.2	Influence des datations du gaz et de la glace	172
VI.2.1	<i>Influence de la datation de la glace</i>	172
VI.2.2	<i>Influence de la datation du gaz</i>	174
VI.3	Influence de la relation $V_c - T_c'$ utilisée	176
VI.4	Influence des hypothèses faites pour le calcul des températures T_c et T_c'	178
VI.4.1	<i>Influence de l'incertitude sur la température du gaz au moment du close-off (T_c)</i>	179
VI.4.2	<i>Influence de l'incertitude sur la température T_c'</i>	180
VI.5	Synthèse et présentation des résultats de pression	181
VI.5.1	<i>Hypothèses adoptées pour la suite de cette étude</i>	182
VI.5.2	<i>Courbes pression au close-off - profondeur</i>	183

CHAPITRE VII : Interprétation du profil de teneur en gaz de Vostok	185
VII.1 Introduction	187
VII.2 Caractéristiques du signal de pression au close-off	188
VII.2.1 <i>Présentation des profils</i>	188
VII.2.2 <i>Avant dernière transition glaciaire - interglaciaire</i>	191
VII.2.3 <i>Autres grandes variations de P_c</i>	192
VII.3 Teneur en gaz et variations d'altitude en surface de la calotte	193
VII.3.1 <i>Implication des variations d'altitude sur le profil de température, une contrainte pour l'interprétation des résultats de teneur en gaz ?</i>	193
VII.3.2 <i>Effet des variations du taux d'accumulation</i>	196
VII.3.3 <i>Epaississement de la calotte provenant de phénomènes d'écoulement</i>	199
VII.3.4 <i>Effet de l'écoulement de la glace en l'absence de variations d'épaisseur de la calotte</i>	199
VII.3.5 <i>Résultats du modèle de Huybrechts</i>	200
VII.3.6 <i>Conclusion</i>	201
VII.4 Variations de la pression atmosphérique	202
VII.4.1 <i>Sources de variations de la masse atmosphérique</i>	203
VII.4.2 <i>Variations de la pression hydrostatique moyenne au niveau de la mer</i>	204
VII.4.3 <i>Variations de la pression hydrostatique dans la région de Vostok</i>	206
VII.4.4 <i>Résultats de simulations à l'aide de modèles de circulation générale de l'atmosphère</i>	207
VII.5 Variations non thermiques du volume poreux au close-off	208
VII.5.1 <i>Effet potentiel du vent thermique sur le calcul des pressions au close-off</i>	209
VII.5.2 <i>Comparaison avec les données d'impuretés piégées dans la glace et de taille des cristaux</i>	211
VII.5.3 <i>Zone à forte densité de couches de cendres</i>	213
VII.6 Comparaison avec les données de niveau marin	213
VII.6 Synthèse et conclusion	216
CONCLUSION	219

*
**

<u>ANNEXE A</u> : Résultats détaillés des tests expérimentaux	225
A.1 Masse de glace sublimée pendant la mise sous vide de l'échantillon	227
A.2 Tests avec cellules de volume connu	228
A.2.1 <i>Premier type de tests : sans glace</i>	228
A.2.2 <i>Second type de tests : avec glace</i>	234
<u>ANNEXE B</u> : Préparation de lames minces et mesures de bulles	237
B.1 Préparation de lames minces pour les mesures de tailles de bulles	239
B.2 Observation et photographie des lames	240
B.3 Mesures de tailles de bulles	240
B.3.1 <i>Détermination du nombre de bulles à mesurer</i>	240
B.3.2 <i>Relation entre la longueur de bulles allongées orientées au hasard et sa projection dans un plan</i>	241
B.3.3 <i>Incertitudes sur les résultats</i>	243
B.4 Résultats des mesures de tailles de bulles	244
<u>ANNEXE C</u> : Article : Correction of the air-content measurements in polar ice for the effect of cut bubbles at the surface of the sample	249
<u>ANNEXE D</u> : Résultats détaillés des mesures de teneur en gaz pour des glaces récentes	269
D.1 Traitement des résultats de mesure	271
D.1.1 <i>Sources d'erreurs ou d'incertitudes sur les résultats de mesure</i>	271
D.1.2 <i>Valeurs moyennes site par site (V_{mes})</i>	273
D.1.3 <i>Pertes de gaz en surface des échantillons</i>	274
D.2 Résultats	274
D.2.1 <i>Site BHJ, Law Dome</i>	275
D.2.2 <i>Site BHF, Law Dome</i>	276

D.2.3	<i>Site BHP, Law Dome</i>	277
D.2.4	<i>Site BHB, Law Dome</i>	280
D.2.5	<i>Site BHQ, Law Dome</i>	282
D.2.6	<i>Site DE08, Law Dome</i>	284
D.2.7	<i>Site BHD (Dome Summit), Law Dome</i>	285
D.2.8	<i>Site D-10, Terre Adélie</i>	291
D.2.9	<i>Site Camp Century, Groënland</i>	291
D.2.10	<i>Site Byrd, Antarctique de l'Ouest</i>	293
D.2.11	<i>Site Mont Logan, Canada</i>	296
D.2.12	<i>Site D 57, Terre Adélie</i>	298
D.2.13	<i>Site Mizuho, Antarctique</i>	300
D.2.14	<i>Site Pôle Sud, Antarctique</i>	302
D.2.15	<i>Site Dôme C, Antarctique</i>	304
D.2.16	<i>Site Vostok, Antarctique</i>	308
D.3	Site d'origine de la glace et calcul de V_c	309
D.3.1	<i>Principe de la détermination du site d'origine de la glace</i>	309
D.3.2	<i>Forages du Law Dome</i>	311
D.3.3	<i>Site D-10, Terre Adélie</i>	316
D.3.4	<i>Autres sites de forage</i>	318
D.3.5	<i>Discussion de l'hypothèse de stationnarité de la calotte</i>	321
D.4	Variations saisonnières de la teneur en gaz de la glace	328
D.4.1	<i>Présentation des données</i>	328
D.4.2	<i>Résultats</i>	329
D.5	Comparaison des relations V - altitude et V_c température avec les résultats antérieurs	332
D.5.1	<i>Relation teneur en gaz - altitude</i>	332
D.5.2	<i>Relation volume poreux au close-off - température</i>	335
	<u>ANNEXE E</u> : Résultats détaillés pour la carotte de Vostok	341
E.1	Mesures individuelles pour le premier profil obtenu au LGGE	343
E.2	Mesures individuelles pour le profil absolu obtenu au LGGE	346

E.3	Mesures individuelles pour le profil obtenu conjointement aux mesures de méthane	351
------------	--	-----

	<u>ANNEXE F</u> : Article : Glacial - interglacial mean sea level pressure change due to sea level, ice sheet and atmospheric mass changes	355
--	---	-----

	<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	375
--	---	-----

	<u>SOMMAIRE</u>	395
--	------------------------	-----

LISTE DES TABLEAUX

Table III.1 : Résultats de teneur en gaz obtenus pour la carotte de Dome Summit (Law Dome) à 143 m de profondeur.	36
Table III.1 : Paramètres du calcul de V pour un échantillon de glace contenant un mélange de bulles sphériques et cylindriques orientées au hasard.	46
Table III.2 : contrôle expérimental de la validité du calcul de correction des pertes en surface des échantillons.	49
Table III.3 : Application du calcul de bulles coupées au profil de D-57.	50
Table III.4 : Comparaison entre les résultats du calcul de V. Lipenkov et du nôtre.	52
Table III.5 : Comparaison entre notre calcul et celui d'Higashi et al. (1983).	53
Table IV.1 : Tableau comparatif des températures de l'atmosphère au site de forage (T_s), de la neige à 10 m de profondeur (T_{10m}) et à la profondeur Z_c du close-off (T_c).	65
Table IV.2 : Teneur en gaz moyenne et erreur maximale correspondante pour les 16 sites de forage à la base de l'étude des variations géographiques de la teneur en gaz.	73
Table IV.3 : Représentativité des données de V_c moyen.	77
Table IV.4 : Valeurs moyennes de V pour chaque carotte à BHP, BHB et BHQ.	78
Table IV.5 : Vitesses moyennes du vent dans les régions utilisées pour la relation $V_c - T_c$.	98
Table IV.6 : estimation des erreurs liées à l'utilisation d'une régression linéaire entre les onze sites de forage sans strates de glace de regel.	104
Table IV.7 : Comparaison, à densité $0,83 \text{ g cm}^{-3}$, entre les différences de pression glace - bulle régnant dans une bulle ouverte ($\Delta P_{b.o.}$) et dans une bulle qui s'est fermée à densité $0,795 \text{ g cm}^{-3}$ ($\Delta P_{b.f.}$).	110
Table IV.8 : Comparaison des profondeurs au close-off issues des données de teneur en gaz et d'azote 15.	123
Table IV.9 : Comparaison des ordres de grandeurs des flux d'air dans le névé et des flux de diffusion d'azote quinze.	126
Table V.1 : Premier profil de teneur en gaz pour Vostok, comparaison des résultats avec/sans problème de gaz non collecté dans la burette sur une même tranche horizontale de glace.	136
Table V.2 : Premier profil de teneur en gaz pour Vostok, comparaison des résultats avec/sans problème de gaz non collecté dans la burette sur une même carotte de glace.	137
Table V.3 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre du premier profil obtenu au LGGE pour Vostok.	139

Table V.4 : Comparaison des résultats pour Vostok obtenus sur une même tranche horizontale de glace pour le profil absolu obtenu au LGGE.	142
Table V.5 : Variations de la teneur en gaz d'une tranche de glace de 3 cm d'épaisseur à une autre pour la glace de Vostok.	142
Table V.6 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre du profil absolu pour le forage 3 G, Vostok.	144
Table V.7 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre des mesures absolues pour le forage 4 G, Vostok.	145
Table V.8 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée dans le cadre des résultats obtenus en marge des mesures de méthane (forage 3 G, Vostok).	147
Table V.9 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée à la station Vostok pour le forage 3 G.	151
Table V.10 : Valeurs moyennes de la teneur en gaz pour chaque carotte analysée à la station Vostok pour le forage 4 G.	152

*

**

Table A.1 : masse de glace sublimée pendant la mise sous vide des échantillons (résultats détaillés).	227
Table A.2 : masse de glace sublimée pendant la mise sous vide des échantillons, tests sans frigatron.	228
Table A.3 : résultats détaillés des tests avec cellules étalonnées sans glace.	230
Table A.4 : différence d'étalonnage entre les deux lignes.	230
Table A.5 : estimation du volume de gaz restant dans la ligne de mesure en fin de pompage Toepler (tests sans glace).	232
Table A.6 : Résultats détaillés des tests avec cellules étalonnées avec glace.	234
Table A.7 : estimation du volume de gaz restant dans la gamelle et dans la ligne de mesure en fin de pompage Toepler (tests avec glace).	234
Table B.1 : Résultats de l'ensemble des mesures de bulles réalisées au cours de ce travail.	244
Table D.1 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHJ.	275
Table D.2 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHP.	277
Table D.3 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHB.	280
Table D.4 : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHQ.	282
Table D.5 : Résultats de teneur en gaz pour le site de DE08.	284

<u>Table D.6</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (première partie).	285
<u>Table D.7</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (deuxième partie).	286
<u>Table D.8</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (troisième partie).	287
<u>Table D.9</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de BHD (quatrième partie).	289
<u>Table D.10</u> : Résultats de teneur en gaz de carottes de glace de l'Holocène à Byrd.	293
<u>Table D.11</u> : Résultats de teneur en gaz au site de Mont Logan.	296
<u>Table D.12</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de D 57.	298
<u>Table D.13</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de Mizuho.	300
<u>Table D.14</u> : Résultats de teneur en gaz au site de Pôle Sud.	302
<u>Table D.15</u> : Résultats de teneur en gaz à Dôme C.	304
<u>Table D.16</u> : Résultats de teneur en gaz pour le site de Vostok	308
<u>Table D.17</u> : données de profondeur et d'âge de la glace au close-off pour les forages du Law Dome.	313
<u>Table D.18</u> : Age des carottes analysées pour les forages du Law Dome.	313
<u>Table D.19</u> : Altitudes des sites d'origine des carottes analysées (E^{SO}) et paramètres du calcul pour les forages du Law Dome.	315
<u>Table D.20</u> : volume poreux, pression et température au close-off pour les carottes du Law Dome.	316
<u>Table D.21</u> : volume poreux, pression et température au close-off pour D 10.	317
<u>Table D.22</u> : données de profondeur et d'âge au close-off des carottes pour les autres sites de forage.	318
<u>Table D.23</u> : âge des carottes analysées pour les autres sites de forage.	318
<u>Table D.24</u> : Altitudes des sites d'origine des carottes analysées (E^{SO}) et paramètres du calcul pour les autres sites de forage.	319
<u>Table D.25</u> : volume poreux, pression et température au close-off pour les autres sites de forage.	320
<u>Table D.26</u> : estimations de l'âge du gaz (Δ âge, en années) pour les différentes carottes analysées.	322
<u>Table D.27</u> : Profil Holocène de teneur en gaz à Dôme C.	326
<u>Table D.28</u> : Conséquence d'une instabilité de la région étudiée sur nos résultats de porosité au close-off.	327
<u>Table E.1</u> : Résultats de mesures individuelles pour le premier profil de V obtenu au LGGE.	344

Table E.2 : Correction de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons pour la partie haute du premier profil obtenu au LGGE.	346
Table E.3 : résultats de mesures individuelles obtenus sur la carotte 3 G de Vostok dans le cadre du profil absolu de teneur en gaz.	347
Table E.4 : Estimation de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons pour le profil absolu de la carotte 3 G forée à Vostok.	349
Table E.5 : résultats individuels des mesures absolues réalisées sur la carotte 4 G forée à Vostok.	351
Table E.6 : Estimation de l'effet des pertes de gaz en surface des échantillons pour les mesures absolues sur la carotte 4 G forée à Vostok.	351
Table E.7 : résultats individuels de mesure pour le profil obtenu en marge des mesures de méthane (Vostok, forage 3 G).	352
Table E.8 : Correction de l'effet des bulles coupées en surface des échantillons pour la partie haute du profil obtenu en marge des mesures de méthane.	353

LISTE DES FIGURES

<u>Figure I.1</u> : schéma d'une coupe de la calotte antarctique illustrant les mécanismes qui régissent sa dynamique.	14
<u>Figure 1.2</u> : carte de l'Antarctique avec la localisation des sites de forage qui ont donné lieu à des mesures de teneur en gaz utilisées dans ce travail.	14
<u>Figure III.1</u> : schéma d'une ligne de mesure de la teneur en gaz.	29
<u>Figure III.2</u> : schéma de la découpe des échantillons pour la carotte de Dome Summit prélevée à 143 m de profondeur.	36
<u>Figure III.1</u> : position des bulles coupées sphériques et de leurs centres dans le cube.	44
<u>Figure III.2</u> : position des bulles cylindriques orientées dans le cube.	44
<u>Figure III.3</u> : bulles cylindriques orientées au hasard.	45
<u>Figure III.4</u> : critère de coupure des bulles.	45
<u>Figure IV.1</u> : densification du névé polaire froid.	59
<u>Figure IV.2</u> : Sources d'incertitudes sur les résultats de teneur en gaz pour des glaces récentes. Les résultats sont portés en fonction de P_c .	74
<u>Figure IV.3</u> : Relation teneur moyenne en gaz - pression au close-off de la glace.	80
<u>Figure IV.4</u> : Relation teneur moyenne en gaz - altitude au close-off de la glace.	81
<u>Figure IV.5</u> : variations saisonnières de la teneur en gaz à DE08 et BHD.	85
<u>Figure IV.6</u> : variations saisonnières de la teneur en gaz observées dans une carotte de D 10 prélevée à 117 m sous la surface de la glace.	88
<u>Figure IV.7</u> : Variations saisonnières de la teneur en gaz à Byrd et Pôle Sud.	89
<u>Figure IV.8</u> : fluctuations de la teneur en gaz à Dôme C.	90
<u>Figure IV.9</u> : fluctuations de la teneur en gaz à BHP.	92
<u>Figure IV.10</u> : Relation porosité au close-off - température.	94
<u>Figure IV.11</u> : Relations densité au close-off - température.	96
<u>Figure IV.12</u> : Relation porosité au close-off - température, non linéarité éventuelle.	98
<u>Figure IV.13</u> : relation V_c - température et régressions linéaires.	105
<u>Figure IV.14</u> : courbe $\Pi_f = f(p)$ pour Siple et illustration du calcul de V_f .	108
<u>Figure IV.15</u> : Résultats du calcul de volume poreux de la glace au niveau de fermeture des bulles pour le site de Summit (Groënland).	112

- Figure IV.16** : résultats du calcul de V_f pour le site de Siple obtenus en utilisant le lissage des données de Π_f présenté sur la figure IV.14. 113
- Figure IV.17** : résultats du calcul de V_f pour le site de Siple obtenus en utilisant le lissage des données de Π_f représenté en pointillés dans le médaillon. 114
- Figure IV.18** : comparaison entre les profils lissés de porosité fermée de Siple et de Summit. 115
- Figure IV.19** : comparaison des niveaux d'isolement de l'air et de fermeture des bulles. 116
- Figure IV.20** : porosité fermée des couches "d'été" (densité minimale) et des couches "d'hiver" (densité maximale) en fonction de la profondeur à Summit. 118
- Figure IV.21** : porosité fermée des couches "d'été" (densité minimale) et des couches "d'hiver" (densité maximale) en fonction de la densité au site de Summit. 118
- Figure IV.22** : volume poreux de la glace au niveau moyen de fermeture des bulles en fonction de l'intervalle de profondeur nécessaire pour transformer les bulles cylindriques en bulles sphériques (d'après Stauffer et al., 1985). 121
- Figure V.1** : Premier profil de teneur en gaz pour Vostok obtenu au LGGE. 138
- Figure V.2** : Estimation du biais d'étalonnage pour la burette de la ligne "Malville". 141
- Figure V.3** : profil absolu de teneur en gaz pour le forage 3 G, Vostok. 143
- Figure V.4** : profil de teneur en gaz obtenu en marge des mesures de méthane pour le forage 3 G, Vostok. 148
- Figure V.5** : profil de teneur en gaz obtenu à la station Vostok pour le forage 3 G. La courbe relie les résultats moyens obtenus pour chaque carotte. 150
- Figure V.6** : profil de teneur en gaz obtenu à la station Vostok pour le forage 4 G. La courbe relie les résultats moyens obtenus pour chaque carotte. 150
- Figure V.7** : Comparaison des résultats terrain (courbe en trait plein) et des résultats absolus (courbe en pointillés) pour le forage 4 G, Vostok. 157
- Figure V.8** : Teneur en gaz mesurée sur le terrain en fonction de la teneur en gaz absolue mesurée au LGGE pour les niveaux de profondeur communs du forage 4 G, Vostok. 158
- Figure V.9** : Comparaison des quatre profils teneur en gaz - profondeur pour le forage 3 G, Vostok. 159
- Figure V.10** : Teneur en gaz mesurée sur le terrain en fonction de la teneur en gaz absolue mesurée au LGGE pour les niveaux de profondeur distants de moins de 5 m (forage 3 G, Vostok). 161
- Figure V.11** : Teneur en gaz mesurée conjointement au méthane en fonction de la teneur en gaz absolue pour les niveaux de profondeur communs (forage 3 G, Vostok). 162
- Figure V.12** : Teneur en gaz du premier profil en fonction de la teneur en gaz absolue pour les niveaux de profondeur distants de moins de 10 m (forage 3 G, Vostok). 163

Figure V.13 : Profils composites de teneur en gaz pour chacun des forages 4 G et 3 G, Vostok.	165
Figure V.14 : Profil composite global de teneur en gaz pour l'ensemble des carottes de Vostok.	166
Figure V.15 : Lissages du profil composite global de teneur en gaz pour l'ensemble des carottes de Vostok.	167
Figure VL1 : illustration de l'absence d'effet de la datation de la glace sur le calcul des pressions au close-off.	173
Figure VL2 : Influence de la datation du gaz sur le calcul des pressions au close-off. Premier test : choix de la densité au close-off.	175
Figure VL3 : influence de la datation du gaz sur le calcul des pressions au close-off. Deuxième test : prise en compte ou non des variations de la profondeur au close-off.	176
Figure VL4 : influence du choix d'une fonction de transfert $V_c = f(T_c')$ sur le calcul des pressions au close-off.	178
Figure VL5 : influence de l'erreur sur le choix de T_c .	180
Figure VL6 : influence de l'erreur sur le choix de T_c' .	181
Figure VL7 : Profil composite de pression au close-off en fonction de la profondeur.	183
Figure VL8 : Profil de pression au close-off déduit des données absolues de teneur en gaz en fonction de la profondeur.	184
Figure VII.1 : variations de la pression au close-off et de la température en fonction de l'âge.	189
Figure VII.2 : Résultats de pression au close-off issus des mesures absolues de teneur en gaz.	189
Figure VII.3 : Vitesses de variation de P_c en fonction de l'âge.	192
Figure VII.4 : Altitudes au close-off obtenues en attribuant les variations de P_c à un effet d'altitude pur pour des gradients pression - altitude (a) allant de 7 à 11 mb par 100 m.	195
Figure VII.5 : Profil de température "corrigé" obtenu en attribuant les variations de P_c à un effet d'altitude pur pour un gradient pression - altitude de 9 mb par 100 m et un gradient température - altitude de 0,5°C par 100 m.	195
Figure VII.6 : Variations d'épaisseur de la glace liées aux variations du taux d'accumulation.	198
Figure VII.7 : Pression au close-off fortement lissée en fonction de l'âge. Le lissage des données est réalisé par moyenne glissante à 70 points.	199
Figure VII.8 : Courbe de niveau marin utilisée par Huybrechts (sous presse) et variations de l'altitude en surface de la glace obtenues par son modèle à Vostok.	200
Figure VII.9 : Influence potentielle du vent sur les variations de la pression au close-off fonction de l'âge	210

<u>Figure VIII.10</u> : Comparaison des profils de flux de poussières insolubles et de pression au close-off Vostok.	212
<u>Figure VIII.11</u> : Comparaison des données de pression au close-off et de niveau marin.	214
* **	
<u>Figure A.1</u> : Schéma d'une cellule de volume étalonné munie de robinets S.V.T. (cellules de volume 1,000 cm ³ et 2,007 cm ³)	229
<u>Figure A.2</u> : Schéma d'une cellule de volume étalonné munie de robinets à boules en verre (cellules de volume 1,906 cm ³ , 2,611 cm ³ et 3,015 cm ³).	229
<u>Figure B.1</u> : relation entre la longueur (L) d'une bulle allongée orientée au hasard et sa projection (l) dans le plan de la lame mince.	241
<u>Figure D.1</u> : Schéma illustrant le calcul de l'altitude du site de formation des glaces analysées.	310
<u>Figure D.2</u> : Carte du Law Dome avec la localisation, la profondeur et la date des forages d'où proviennent les carottes analysées.	312
<u>Figure D.3</u> : Tracé du profil Holocène de teneur en gaz pour le site de Dôme C.	326
<u>Figure D.4</u> : Variations saisonnières de teneur en gaz pour les sites présentant des strates de glace de regel.	330
<u>Figure D.5</u> : Variations saisonnières de teneur en gaz pour les sites où un cycle saisonnier complet n'est pas observable.	331
<u>Figure D.6</u> : Comparaison de notre relation $V=f(E_c)$ avec les résultats de Raynaud et Lebel (1979).	333
<u>Figure D.7</u> : Comparaison de notre relation $V=f(E_c)$ avec celles de Budd et Morgan (1977) et de Kameda et al. (sous presse).	334
<u>Figure D.8</u> : Relation porosité au close-off - température, comparaison avec les résultats de Raynaud et Lebel (1979).	336
<u>Figure D.9</u> : relation porosité au close-off - température, comparaison avec les résultats de Miller (1978) et Higashi et al. (1983).	339

