
Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles /
Université libre de Bruxelles Institutional Repository
Thèse de doctorat/ PhD Thesis

Citation APA:

Sleewaegen, S. (2005). *Les interactions entre glaciers et lacs dans les Dry Valleys, Antarctique: approche par l'analyse multiparamétrique de la composition de la glace* (Unpublished doctoral dissertation). Université libre de Bruxelles, Faculté des sciences, Bruxelles.

Disponible à / Available at permalink : <https://dipot.ulb.ac.be/dspace/bitstream/2013/210926/1/ebc2d1b3-b93b-4ec0-a87d-f14cb85e857a.txt>

(English version below)

Cette thèse de doctorat a été numérisée par l'Université libre de Bruxelles. L'auteur qui s'opposerait à sa mise en ligne dans DI-fusion est invité à prendre contact avec l'Université (di-fusion@ulb.be).

Dans le cas où une version électronique native de la thèse existe, l'Université ne peut garantir que la présente version numérisée soit identique à la version électronique native, ni qu'elle soit la version officielle définitive de la thèse.

DI-fusion, le Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles, recueille la production scientifique de l'Université, mise à disposition en libre accès autant que possible. Les œuvres accessibles dans DI-fusion sont protégées par la législation belge relative aux droits d'auteur et aux droits voisins. Toute personne peut, sans avoir à demander l'autorisation de l'auteur ou de l'ayant-droit, à des fins d'usage privé ou à des fins d'illustration de l'enseignement ou de recherche scientifique, dans la mesure justifiée par le but non lucratif poursuivi, lire, télécharger ou reproduire sur papier ou sur tout autre support, les articles ou des fragments d'autres œuvres, disponibles dans DI-fusion, pour autant que :

- Le nom des auteurs, le titre et la référence bibliographique complète soient cités;
- L'identifiant unique attribué aux métadonnées dans DI-fusion (permalink) soit indiqué;
- Le contenu ne soit pas modifié.

L'œuvre ne peut être stockée dans une autre base de données dans le but d'y donner accès ; l'identifiant unique (permalink) indiqué ci-dessus doit toujours être utilisé pour donner accès à l'œuvre. Toute autre utilisation non mentionnée ci-dessus nécessite l'autorisation de l'auteur de l'œuvre ou de l'ayant droit.

----- **English Version** -----

This Ph.D. thesis has been digitized by Université libre de Bruxelles. The author who would disagree on its online availability in DI-fusion is invited to contact the University (di-fusion@ulb.be).

If a native electronic version of the thesis exists, the University can guarantee neither that the present digitized version is identical to the native electronic version, nor that it is the definitive official version of the thesis.

DI-fusion is the Institutional Repository of Université libre de Bruxelles; it collects the research output of the University, available on open access as much as possible. The works included in DI-fusion are protected by the Belgian legislation relating to authors' rights and neighbouring rights. Any user may, without prior permission from the authors or copyright owners, for private usage or for educational or scientific research purposes, to the extent justified by the non-profit activity, read, download or reproduce on paper or on any other media, the articles or fragments of other works, available in DI-fusion, provided:

- The authors, title and full bibliographic details are credited in any copy;
- The unique identifier (permalink) for the original metadata page in DI-fusion is indicated;
- The content is not changed in any way.

It is not permitted to store the work in another database in order to provide access to it; the unique identifier (permalink) indicated above must always be used to provide access to the work. Any other use not mentioned above requires the authors' or copyright owners' permission.

D 03403

12/04/05

Université Libre de Bruxelles
Faculté des Sciences

*Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement
Laboratoire de Glaciologie*

**LES INTERACTIONS ENTRE GLACIERS ET LACS
DANS LES DRY VALLEYS, ANTARCTIQUE**

**Approche par l'analyse multiparamétrique
de la composition de la glace**

Thèse présentée en vue de l'obtention
du grade académique de Docteur en Sciences

Suzanne Sleewaegen

Avril 2005

Universite Libre de Bruxelles



003333152

X

12/4/05

Université Libre de Bruxelles
Faculté des Sciences

*Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement
Laboratoire de Glaciologie*

**LES INTERACTIONS ENTRE GLACIERS ET LACS
DANS LES DRY VALLEYS, ANTARCTIQUE**

**Approche par l'analyse multiparamétrique
de la composition de la glace**

Thèse présentée en vue de l'obtention
du grade académique de Docteur en Sciences

Suzanne Sleewaegen

Avril 2005

Mes remerciements les plus vifs vont au Professeur Reginald Lorrain, mon promoteur, qui m'a accordé sa confiance. Il m'a fait partager son expérience dans un climat chaleureux, en particulier sur le terrain en Antarctique. Ces nombreux conseils éclairés, ses remarques constructives et son suivi bienveillant ont été essentiels pour l'accomplissement de ce travail.

Je suis également reconnaissante au Professeur Roland Souchez, qui m'a initiée à la glaciologie, en particulier à l'approche isotopique, m'a accueillie dans son laboratoire et m'a toujours soutenue. Les discussions partagées avec lui ont été très enrichissantes et porteuses de développement.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement le Professeur Jean-Louis Tison pour sa joviale disponibilité. Ses remarques et conseils avisés agissent tels de véritables catalyseurs de la recherche. Son expérience scientifique remarquable, tant pratique que théorique, est un atout précieux.

Ce travail n'aurait pu exister sans le Dr. Sean Fitzsimons, de l'Université d'Otago (Nouvelle-Zélande), qui a permis à quatre membres du laboratoire de participer à plusieurs missions dans les Dry Valleys. Grâce à lui, j'ai eu l'immense chance et le privilège d'effectuer un séjour sur le continent blanc et de pouvoir analyser des glaces échantillonnées de première main. Son exceptionnelle expérience du travail de terrain m'a beaucoup appris. Sa jovialité s'accorde avec celle de Paul Sirota, que je remercie pour l'aide essentielle qu'il a fournie dans la collecte des échantillons. Je remercie aussi le personnel de la base néo-zélandaise Scott Base ainsi que d'Antarctica New Zealand pour son soutien logistique sans faille. Mes remerciements s'adressent également à Antarctica New Zealand et au Marsden Fund de la Royal Society de Nouvelle-Zélande pour le soutien financier des missions de terrain.

Ce travail est une contribution au second plan de support scientifique pour un environnement durable, financé par l'office de la politique scientifique fédérale belge. Il s'inscrit dans le programme de recherche qui fait l'objet des contrats SSTC n° EV11/8A, Antarctic Ice Sheet Dynamics and Climatic Change: Modelisation and Ice Composition Studies (AMICS) et SSTC n° EV/XX/812, dont la coordination est assurée par le Dr. Hugo Declerq, professeur ordinaire à la VUB, secondé par le Dr. Frank Pattyn. Qu'ils soient remerciés de leur soutien.

La totalité des analyses isotopiques présentées dans ce travail a été réalisée par le Dr. Michel Stiévenard au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, laboratoire mixte CEA-CNRS-CE, à Saclay, en France. Qu'il en soit vivement remercié.

Je remercie également le Professeur Alain Bernard de l'Unité de géochimie et minéralogie appliquée de l'ULB pour son analyse de particules carbonatées au microscope électronique à balayage.

Mille mercis aux deux autres doctorants du laboratoire, compagnons de route avec qui j'ai pu partager les hauts et les bas inhérents à une activité de recherche: Véronique Verbeke, ma "jumelle", et Denis Samyn, mon complice des Dry Valleys. Une pensée aussi pour Ala Khazendar et Anne Trevena, avec qui j'ai partagé quelques années au laboratoire.

Je tiens à remercier chaleureusement Claire Lelouchier, secrétaire au laboratoire, qui a insufflé son sourire et sa bonne humeur dans l'environnement de travail, tout comme Saïda El Amri, technicienne, dont l'arrivée enjouée dans l'équipe a donné une impulsion déterminante au volet analytique.

Une partie des résultats présentés est le fruit du travail de plusieurs personnes auxquelles je tiens à témoigner ma gratitude. Il s'agit tout d'abord d'Olivier Lambert, qui a été chercheur au laboratoire et m'a initiée lors de mes premiers pas en analyse des glaces. Il a réalisé une partie des lames minces et des mesures présentées dans ce travail. Je remercie également Fabienne Debecker, qui après avoir fait son mémoire au laboratoire y a travaillé comme chercheuse. Les résultats de ses recherches et son soutien amical m'ont été précieux. Enfin, je pense aussi à Annick Vanderpoorten et Thierry Boereboom qui m'ont aidée en me procurant des informations bien utiles sur les glaces de lac durant leur travail de fin d'études.

Je suis très reconnaissante envers Yves Simon, technicien au service de mécanique appliquée de la faculté de polytechnique de l'ULB. Son savoir-faire et sa créativité ont permis de résoudre de nombreux problèmes techniques qui compromettaient la bonne fin du travail de laboratoire.

Les secrets de la chromatographie en phase gazeuse m'ont été en grande partie dévoilés grâce à l'équipe de spécialistes de la société Interscience, en particulier Kris Steenwegen qui a passé de nombreuses heures à réfléchir pour nous aider et surtout le Dr. Henry Jacobs qui, par ses encouragements et sa grande expérience, a contribué de manière décisive à lever des obstacles paraissant infranchissables.

Je remercie le Dr. Trevor Chinn, grand connaisseur des Dry Valleys, avec qui j'ai pu échanger quelques mails constructifs concernant la glace bleue.

Un clin d'œil aussi à tous mes amis, qui m'ont apporté beaucoup de "p'tits plus" durant ces années de recherche.

Un immense merci à ma Tante, le Dr. Elisabeth Colinet, qui a accepté de relire une première version de ce travail et qui a accompli cette tâche avec patience et brio. Son soutien et ses commentaires ont été extrêmement précieux dans la phase finale de cette thèse.

Enfin, je souhaite remercier toute ma famille et en particulier mon époux Vincent Struelens, qui est toujours resté attentif à mes côtés, réconfortant et d'une extrême patience, pour supporter de très près la longue gestation de ce travail.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES ANNEXES ET TABLEAUX ANNEXES	xi
AVANT-PROPOS	1
CHAPITRE I. INTRODUCTION GENERALE	3
I.1. Problématique générale	4
I.2. Analyse multiparamétrique de la composition de la glace	9
CHAPITRE II. PRÉSENTATION DU CADRE D'ÉTUDE	13
II.1. Présentation générale des Dry Valleys de McMurdo	14
II.1.1. Localisation.....	14
II.1.2. Caractéristiques environnementales.....	14
II.1.3. Evolution depuis le Pléistocène.....	16
II.2. Les glaciers des Dry Valleys	17
II.2.1. Types de glaciers.....	17
II.2.2. Charge en sédiments dans la glace basale.....	18
II. 3. Les lacs des Dry Valleys	21
II.3.1. Classifications.....	21
II.3.2. Le couvert de glace.....	23
II.3.2.1. Dynamique.....	23
II.3.2.2. Aspect de la surface.....	24
II.3.2.3. Charge en sédiments.....	25
II.3.2.4. Contenu en gaz.....	26
II.3.2.5. Contenu en eau.....	28
II.3.3. Ecosystème particulier.....	28
II.3.4. Stratification de la colonne d'eau.....	29
II. 4. Les contacts glaciers/lacs	31
II.4.1. Morphologies de contact.....	31
II.4.1.1. Ride morainique.....	31
II.4.1.2. Continuum entre la glacier et le lac.....	32
II.4.1.3. Ride de pression.....	33
II.4.2. Modèles de contact présentés dans la littérature.....	34
II.4.2.1 Modèles de Chinn.....	35
II.4.2.2. Modèle de Fitzsimons.....	36
II.4.2.3. Modèle du "Lake ice conveyor".....	38

II.4.2.4. Modèle de cellule de convection au sein d'un lac proglaciaire	41
II.5. Brève présentation des sites d'étude	42
II.5.1. Zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth	42
II.5.2. Zone de contact entre le glacier Suess et le lac Popplewell	43
II.5.3. Autres sites présentés à titre de comparaison	44
CHAPITRE III. MÉTHODES	45
III. 1. Sur le terrain	46
III.1.1. Prélèvement des échantillons	46
III.1.2. Relevés et descriptifs de terrain	48
III.2. Au laboratoire	49
III.2.1. Description et découpe des échantillons de glace	49
III.2.2. Analyses cristallographiques des glaces	51
III.2.3. Analyses isotopiques des glaces	51
III.2.4. Analyses ioniques des glaces	52
III.2.5. Observation et analyse de précipités et de sédiments	52
III.2.6. Analyses du volume total de gaz contenu dans la glace	52
III.2.7. Analyses de la composition des gaz contenus dans la glace	53
III.2.7.1. Introduction	53
III.2.7.2. Installation et mise au point d'un nouveau dispositif de mesure de la composition des gaz	55
III.2.7.2.1. Le dispositif d'échantillonnage	56
III.2.7.2.1.1. Le récipient et l'extraction à sec	56
III.2.7.2.1.2. La ligne d'extraction sous vide	58
III.2.7.2.2. Le dispositif d'analyse	59
III.2.7.2.2.1. Notion de chromatographie en phase gazeuse	59
III.2.7.2.2.2. Configuration du nouveau chromatographe	60
III.2.7.2.2.2.1. Circuit de détection des composés sulfurés	61
III.2.7.2.2.2.2. Circuit de détection de l'O ₂ , Ar et N ₂ et du CO ₂	62
III.2.7.2.2.2.3. Circuit de détection du CH ₄	62
III.2.7.2.2.2.4. Méthode intégrée	63
III.2.7.2.3. Fiabilité de la méthode	65
III.2.7.2.3.1. Standards utilisés	65
III.2.7.2.3.2. Calculs de reproductibilité	65
III.2.7.2.3.3. Inter-comparaison entre méthodes	66
CHAPITRE IV. ETUDE DE LA ZONE DE CONTACT ENTRE LE GLACIER WRIGHT LOWER ET LE LAC BROWNORTH (VALLEE DE WRIGTH)	69
IV.1. Introduction	70
IV.2. Zone de contact dans la partie nord du lac	72
IV.2.1. Description	72
IV.2.2. Etat de la question – Hypothèse de Chinn	74
IV.2.3. Résultats	76

IV.2.3.1. Présentation des sondages.....	76
IV.2.3.2. Résultats des observations cristallographiques.....	76
IV.2.3.3. Résultats des analyse isotopiques et ioniques.....	79
IV.2.4. Discussion.....	83
IV.2.4.1. Genèse de la glace	84
IV.2.4.1.1. Sondage BRVII.....	84
IV.2.4.1.1.1. Partie inférieure du sondage.....	83
IV.2.4.1.1.2. Partie supérieure du sondage.....	88
IV.2.4.1.2. Sondage WLR.....	89
IV.2.4.1.3. Sondage BRVI.....	92
IV.2.4.1.4. Sondage BRV	92
IV.2.4.2. Modèle proposé pour la formation du couvert de glace dans la zone de contact.....	93
IV.2.4.3. Comparaison avec les modèles de contact existant dans la littérature.....	97
IV.3. Zone de contact dans la partie sud du lac.....	99
IV.3.1. Description du site	99
IV.3.2. Etat de la question.....	100
IV.3.2.1. Hypothèse de Rains et Shaw	100
IV.3.2.2. Hypothèse de Fitzsimons.....	102
IV.3.3. Résultats.....	102
IV.3.3.1. Présentation de la séquence.....	102
IV.3.3.2. Texture.....	104
IV.3.3.3. Isotopes et gaz.....	105
IV.3.4. Discussion.....	107
IV.3.4.1. Isotopes	108
IV.3.4.2. Gaz.....	109
IV.3.4.2.1. Comparaison avec la glace basale	110
IV.3.4.2.2. Comparaison avec la glace de lac	112
IV.3.4.2.3. Processus biogéochimiques.....	113
IV.3.4.3. Hypothèse de formation de la moraine.....	114
IV.4. Comparaison entre les zones de contact dans la partie nord et la partie sud du lac Brownworth.....	115
CHAPITRE V. ÉTUDE DE LA ZONE DE CONTACT ENTRE LE GLACIER SUESS ET LE LAC POPPLEWELL (VALLÉE DE TAYLOR).....	119
V.1. Introduction.....	120
V.2. Etude du lac Popplewell	122
V.2.1. Description du site et présentation des sondages de glace.....	122
V.2.2. Résultats.....	125
V.2.2.1. Aspect et cristallographie de la glace	125
V.2.2.1.1. Sondage LP V-VI.....	125
V.2.2.1.2. Sondage LP I.....	127
V.2.2.1.3. Sondage P II.....	129
V.2.2.1.4. Sondages 01 LP I et 01 LP II	130
V.2.2.2. Résultats des analyses isotopiques et ioniques.....	130
V.2.2.2.1. Sondage LP V-VI.....	130
V.2.2.2.2. Sondage LP I.....	131

V.2.2.2.3. Sondage P II	132
V.2.2.2.4. Sondages 01 LP I et 01 LP II.....	132
V.2.2.3. Résultats des analyses de gaz.....	134
V.2.2.3.1. Sondage LP V-VI.....	134
V.2.2.3.2. Sondage LP I.....	134
V.2.2.3.3. Sondage P II.....	134
V.2.2.3.4. Sondages 01 LP I et 01 LP II	135
V.2.2.4. Résultats des analyses sédimentologiques	136
V.2.3. Discussion	136
V.2.3.1. Glace présente au-dessus des sédiments.....	136
V.2.3.1.1. Aspect et cristallographie de la glace.....	137
V.2.3.1.2. Isotopes.....	138
V.2.3.1.3. Ions majeurs.....	141
V.2.3.1.4. Gaz.....	142
V.2.3.2. Glace présente sous les niveaux de sédiments	145
V.2.3.3. Formation des couches de sédiments	147
V.2.3.4. Construction du couvert de glace du lac Popplewell.....	150
V.2.4. Conclusion.....	151
V.3. Etude de l'apron du glacier Suess	152
V.3.1. Description du site.....	152
V.3.2. Résultats	154
V.3.2.1. Présentation des faciès de glace.....	154
V.3.2.2. Résultats des analyses de composition réalisées sur la glace de l'apron.....	158
V.3.2.3. Résultats des analyses de composition réalisées sur la glace basale du tunnel.....	160
V.3.3. Discussion	163
V.3.3.1. Isotopes	163
V.3.3.2. Gaz	165
V.3.3.3. Formation de l'apron.....	166
V.3.3.3.1. Glace basale dans la continuité directe du tunnel	166
V.3.3.3.2. Glace formée par regel de poches d'eau	167
V.3.3.3.3. Glace du sous-faciès laminé.....	169
V.3.3.3.4. Autres types de glace aux caractéristiques en gaz particulières	170
V.3.3.3.5. Formation composite de l'apron	171
V.4. Interaction entre le lac Popplewell et le glacier Suess	171
VII. CONCLUSION GÉNÉRALE	173
VIII. BIBLIOGRAPHIE	177
IX. ANNEXES ET TABLEAUX ANNEXES.....	195

LISTE DES FIGURES

Figure I.1:	Carte et coupe de l'Antarctique.....	6
Figure I.2:	Diagramme schématique montrant les diverses situations, en Antarctique, au niveau desquelles la glace de glacier entre en contact avec une masse d'eau liquide.....	7
Figure II.1:	Carte de la région des Dry Valleys de McMurdo	15
Figure II.2:	Schéma d'une langue de glace se terminant par une falaise, montrant les zones rhéologiques au sein de la glace	17
Figure II.3:	Schéma d'une langue de glace se terminant par une falaise au pied de laquelle se trouve l'apron.....	18
Figure II.4:	Schéma montrant l'abaissement du lit effectif au sein d'un substrat qui contient des couches ou lentilles de glace	20
Figure II.5:	Carte et caractéristiques des lacs situés dans la région de McMurdo Sound et dans les Monts Transantarctiques entre 77° et 80°S.....	22
Figure II.6:	Surface des couverts de glace de deux lacs de la vallée de Taylor.	25
Figure II.7:	Photos de tranches verticales provenant du couvert de glace du lac Hoare.....	26
Figure II.8:	Représentation schématique des différents mécanismes qui peuvent influencer la composition en gaz dissous dans l'eau d'un lac couvert de glace en permanence.....	27
Figure II.9 :	Tapis algaire développé sur le lit du lac Brownworth, vu à proximité de sa bordure.....	29
Figure II.10:	Schéma de l'évolution climatique et hydrologique de quatre lacs des Dry Valleys durant les derniers 3000 ans.	30
Figure II.11:	Coupes transversales de moraines présentes à la marge de glaciers des Dry Valleys.....	32
Figure II.12:	Photo aérienne du lac Trough et de la marge du glacier Koettlitz.	33
Figure II.13:	Zone de contact entre le glacier Taylor et le lac Bonney.....	34
Figure II.14:	Schéma d'un contact entre un glacier et un lac montrant la progression d'une langue de glace de glacier par-dessus le lac alors que le front proprement dit est stationnaire.....	35
Figure II.15:	Configurations possibles de la zone de contact entre un glacier et un lac, en fonction de diverses combinaisons du niveau du lac et de la position du glacier	36

Figure II.16:	Modèle de formation des "thrust block moraines" en marge de glaciers froids arrivant dans un lac.....	37
Figure II.17:	Modèle du "conveyor belt" et mécanismes de dépôt de sédiments au niveau d'un lac proglaciaire.....	38
Figure II.18:	Types de dépôts résultant du modèle de "conveyor belt" après disparition du lac proglaciaire	40
Figure II.19:	Structure thermique mesurée au lac Trough et cellule de convection proposée pour ce lac	41
Figure II.20:	Localisation des sites d'étude.....	42
Figure II.21:	Photos présentant les sites d'études de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth.....	43
Figure II.22 :	Photos présentant les sites d'études de la zone de contact entre le glacier Suess et le lac Popplewell.....	44
Figure III.1.	Photos montrant les diverses techniques de prélèvement utilisées sur le terrain	47
Figure III.2.	Schéma montrant la démarche classique de découpe des échantillons dans les carottes et dans les blocs de glace en vue des différentes analyses	50
Figure III.3 :	Représentation schématique du nouveau récipient d'extraction des gaz à sec	57
Figure III.4.	Représentation schématique de la ligne d'extraction des gaz sous vide liée au chromatographe Interscience Trace 2000.....	59
Figure III.5 :	Représentation schématique du dispositif d'analyse de la composition en gaz par chromatographie en phase gazeuse (chromatographe Interscience Trace 2000).....	61
Figure III.6 :	Exemples de chromatogrammes obtenus par analyse de composition en gaz avec le chromatographe Interscience.....	64
Figure IV.1 :	Carte de la partie est de la vallée de Wright	70
Figure IV.2 :	Photo aérienne de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (A); Surface du couvert de glace du lac Brownworth dans sa partie sud (B).....	71
Figure IV.3 :	Photos de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (partie nord).....	73
Figure IV.4 :	Carte établie par Chinn de la région du lac Brownworth et du glacier Wright Lower	75
Figure IV.5 :	Profil établi par Chinn depuis la bordure du lac Brownworth jusqu'au glacier Wright Lower	75
Figure IV.6 :	Photos des sites d'échantillonnages dans la partie nord du lac	77

Figure IV.7 : Représentation schématique des sondages prélevés dans la partie nord du lac	77
Figure IV.8 : Orientation des axes optiques des cristaux rencontrés dans la glace bleue et dans un sondage de glace de lac (lac Brownworth).....	78
Figure IV.9 : Profils en fonction de la profondeur des compositions isotopiques en δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium et des concentrations en Cl^- et en cations majeurs du sondage BR VII	80
Figure IV.10 : Profils en fonction de la profondeur des compositions isotopiques en δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium et des concentrations en Cl^- et en cations majeurs du sondage WL R	81
Figure IV.11 : Profils en fonction de la profondeur des compositions isotopiques en δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium et des concentrations en Cl^- et en cations majeurs du sondage BRV	81
Figure IV.12 : Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les valeurs de la glace météorique du glacier Wright Lower, de la partie inférieure du sondage BRVII, de l'eau du lac Brownworth	86
Figure IV.13 : Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les valeurs de la glace météorique du glacier Wright Lower, du sondage BRVII, du sondage WLR , de l'eau du lac Brownworth et de l'eau de l'Onyx River.....	89
Figure IV.14 : Représentation schématique du modèle de formation composite du couvert de glace dans la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth.....	94
Figure IV.15 : Profil schématique de la zone de contact du glacier Wright Lower et du lac Brownworth reprenant les résultats cristallographiques obtenus pour les différents sondages analysés.....	96
Figure IV.16 : Profil schématique de la zone de contact du glacier Wright Lower et du lac Brownworth reprenant les résultats isotopiques obtenus pour les différents sondages analysés.....	97
Figure IV.17 : Photos du complexe morainique dans la partie sud du contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth.....	99
Figure IV.18 : Localisation de la séquence échantillonnée dans la ride morainique présentée sur la photo	100
Figure IV.19 : Schéma idéalisé de la morphologie et des sédiments constituant une moraine "régulée".....	101
Figure IV.20 : Présentations schématiques de la séquence échantillonnée dans la ride morainique du glacier Wright Lower et photos des différents faciès rencontrés	103
Figure IV.21 : Lames minces de glace de la moraine du glacier Wright Lower photographiées en lumière polarisée.....	104

Figure IV.22 : Profils du δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium, avec la disposition des faciès de glace, de la séquence de glace prélevée dans la moraine du glacier Wright Lower	105
Figure IV.23 : Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ présentant les valeurs des échantillons de glace de la moraine, des échantillons de glace basale du tunnel, et des échantillons de glace de lac et glace bleue du lac Brownworth	108
Figure V.1 : Carte de la vallée de Taylor montrant la localisation des sites d'étude.	120
Figure V.2 : Photos du lac Popplewell et de la partie terminale du glacier Suess.	122
Figure V.3 : Localisation et présentation schématique des sondages prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell	124
Figure V.4 : Principaux types de cristaux et de bulles rencontrés dans le sondage LPV-VI et sous-structure.....	126
Figure V.5 : Principaux types de bulles et de cristaux rencontrés dans le sondage LPI.	128
Figure V.6 : Types de bulles et cristaux présents sous la couche de sédiments (à partir de 305 cm de profondeur) dans le sondage PII.	129
Figure V.7 : Types de bulles et cristaux présents dans le sondage 01 LPI.	130
Figure V.8 : Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium et profils des concentrations en anions majeurs (Cl^- et SO_4^{2-}) et en cations majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et K^+) mesurés dans la glace du sondage LPV-VI.	131
Figure V.9 : Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium et profils des concentrations en anions majeurs (Cl^- et SO_4^{2-}) et en cations majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et K^+) mesurés dans la glace du sondage LPI.	132
Figure V.10: Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium et profils des concentrations en anions majeurs (Cl^- et SO_4^{2-}) et en cations majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et K^+) mesurés dans la glace du sondage PII.	133
Figure V.11 : Distribution granulométrique d'un échantillon de sédiments prélevé à 352 cm de profondeur dans le sondage LPI	136
Figure V.12 : Exemples d'orientations des axes optiques de cristaux de la glace du lac Popplewell.....	137
Figure V.13 : Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les échantillons prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell, au-dessus des couches de sédiments.....	139
Figure V.14 : Relation inverse entre le δD et l'excès en deutérium pour les échantillons du couvert de glace du lac Popplewell prélevés au-dessus des couches de sédiments.....	139
Figure V.15 : Photographie au microscope électronique à balayage de précipités de carbonate de calcium prélevés dans la glace à l'extrême base du sondage LPVI.....	144

Figure V.16 : Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les échantillons prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell, sous et entre les couches de sédiments (sondages LPI et PII).....	145
Figure V.17 : Photos de l' <i>apron</i> du glacier Suess.	153
Figure V.18 : Carte de la partie terminale du glacier Suess.	154
Figure V.19 : Photos des faciès et sous-faciès rencontrés à l' <i>apron</i> et dans le tunnel du glacier Suess.....	156
Figure V.20 : Disposition des faciès et sous-faciès de glace dans les séquences de l' <i>apron</i> et du tunnel du glacier Suess.	157
Figure V.21 : Exemples de textures rencontrées dans l' <i>apron</i> du glacier Suess.	158
Figure V.22 : Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium pour les séquences S I (à gauche) et S II (à droite) de l' <i>apron</i> du glacier Suess.....	159
Figure V.23 : Exemples de textures rencontrées dans la glace basale du glacier Suess au niveau du tunnel.....	161
Figure V.24 : Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium pour la séquence de glace basale prélevée dans le tunnel du glacier Suess.....	161
Figure V.25 : Diagramme $\delta D / \delta^{18}O$ reprenant les échantillons du faciès stratifié de l' <i>apron</i> et tous les échantillons du lac Popplewell.....	164
Figure V.26 : Diagramme $\delta D / \delta^{18}O$ reprenant les échantillons de glace météorique du glacier Suess et la LMWL, ainsi que les échantillons des faciès stratifiés de l' <i>apron</i> et du tunnel du glacier Suess, représentés par différents symboles indiqués dans la légende.....	164
Figure V.27 : Présentation des résultats isotopiques au niveau de l'échantillon SII 14.....	168

LISTE DES TABLEAUX

Tableau III.1: Coefficients de variation pour les différents gaz calculés à partir d'échantillons mesurés avec le chromatographe Interscience Trace 2000.....	65
Tableau III.2: Coefficients de variation pour les des différents gaz calculés à partir d'échantillons mesurés avec le chromatographe Varian 3300.....	66
Tableau III.3: Comparaison des concentrations en gaz mesurées, sur des lots d'échantillons voisins, d'une part avec le chromatographe Varian 3300 (extraction par broyage à sec avec billes métalliques) et d'autre part avec le chromatographe Interscience Trace 2000 (extraction par broyage à sec sans billes).	67
Tableau IV.1: Valeurs minimales, maximales et moyennes des compositions isotopiques des échantillons prélevés dans les sondages BRV, BRVII et WLR.....	82
Tableau IV.2: Valeurs minimales, maximales et moyennes des concentrations en ions majeurs des échantillons prélevés dans les sondages BRV, BRVII et WLR.	82
Tableau IV.3: Concentrations en Cl ⁻ et compositions isotopiques en δD, δ ¹⁸ O et d d'échantillons d'eau du lac Brownworth et de l'Onyx River.	83
Tableau IV.4: Résultats des analyses de volume total et de composition en gaz pour les échantillons prélevés dans la moraine du glacier Wright Lower.	107
Tableau IV.5: Résultats des analyses de volume total et de composition en gaz des échantillons de glace basale prélevés dans le tunnel creusé à la base du glacier Wriyth Lower et des échantillons de glace de lac	111
Tableau V.1: Résultats des analyses de gaz (volume total et composition) pour les échantillons prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell.	135
Tableau V.2: Résultats des analyses de gaz (volume total et composition) pour les échantillons de glace prélevés dans l'apron du glacier Suess.	162
Tableau V.3: Résultats des analyses de gaz (volume total et composition) pour les échantillons de glace basale prélevés dans le tunnel du glacier Suess.	162

LISTE DES ANNEXES ET TABLEAUX ANNEXES

Annexes

Annexe 1 :	Principales informations fournies par les analyses en isotopes stables de l'eau	196
Annexe 2 :	Principales propriétés des gaz atmosphériques.....	199
Annexe 3 :	Méthodes et configurations instrumentales utilisées au laboratoire pour l'analyse de la composition en gaz avant les aménagements réalisés dans le cadre du présent travail	200
Annexe 4 :	Aperçu des différentes configurations aménagées et testées lors de la mise au point d'une méthode de mesure de composition des gaz avec le chromatographe Interscience TRACE-2000	203
Annexe 5 :	Paramètres de la méthode intégrée permettant l'analyse conjointe des différents composés sur le chromatographe Interscience	207

Tableaux Annexes

Tableau Annexe 1 :	Récapitulatif des sondages de glace prélevés et des analyses réalisées	211
Tableau Annexe 2 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les sondages de glace bleue (WLR et BR VII) et pour le sondage de glace du lac BR V (Lac Brownworth)	213
Tableau Annexe 3 :	Résultats des analyses de composition en ions majeurs pour la glace bleue (sondages WLR et BR VII) et pour le sondage de glace de lac BR V (Lac Brownworth)	214
Tableau Annexe 4 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour la moraine du glacier Wright Lower (WL I)	218
Tableau Annexe 5 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons du tunnel (WLT) et pour les échantillons des sondages de surface (WL I à VIII) du glacier Wright Lower.....	219
Tableau Annexe 6 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons du lac Popplewell	220
Tableau Annexe 7 :	Résultats des analyses de composition en ions majeurs pour les échantillons de glace du lac Popplewell	222
Tableau Annexe 8 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons de l'apron du glacier Suess	226
Tableau Annexe 9 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons du tunnel (ST) du glacier Suess.....	228
Tableau Annexe 10 :	Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons de glace météorique du glacier Suess	229

AVANT-PROPOS

Ce travail s'inscrit dans un programme de recherche dont l'objectif principal est de contribuer à une meilleure compréhension du comportement de la calotte de glace antarctique en réponse aux changements climatiques. A cette fin, il est nécessaire de progresser dans la connaissance de la dynamique interne de cet inlandsis ainsi que des interactions entre la calotte et son environnement sous-glaciaire. Notre travail porte sur ce dernier aspect, en se concentrant sur des processus qui affectent l'interface glace-eau. Plus particulièrement, il traite des interactions entre glaciers et lacs dans les Dry Valleys de McMurdo, en Antarctique, sur base d'une approche multiparamétrique de la composition de la glace.

Nous présenterons d'abord en introduction la problématique générale, ainsi que la particularité de l'approche par analyse multiparamétrique de la composition de la glace pour la compréhension des processus glaciologiques.

Dans le deuxième chapitre, après une description générale des Dry Valleys de McMurdo, nous exposerons les caractéristiques des glaciers et des lacs qui y sont présents. Nous présenterons les différentes configurations possibles pour les zones de contact entre glaciers et lacs et les modèles proposés à ce sujet dans la littérature. Les sites d'études y seront brièvement décrits.

Les méthodes que nous avons utilisées, tant sur le terrain qu'au laboratoire, seront détaillées dans le chapitre III. Une attention toute particulière sera accordée à la description du nouveau dispositif de mesure de la composition en gaz de la glace que nous avons développé dans le cadre de cette thèse.

Les chapitres IV et V seront consacrés aux études proprement dites. Nous envisagerons d'abord l'étude de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth, ensuite celle de la zone de contact entre le glacier Suess et le lac Popplewell. Dans chaque cas, nous procéderons à une présentation du site et de l'état de la question, puis à une description des résultats suivie de leur interprétation.

Enfin, la conclusion résumera les principaux apports de notre travail et suggèrera des pistes de recherche qui, selon nous, permettraient de résoudre des questions laissées sans réponse confirmée dans le présent travail.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'étude du continent Antarctique s'avère aujourd'hui indispensable pour la compréhension des changements climatiques à l'échelle globale. Dans cette perspective, une bonne connaissance de l'écoulement de la glace est primordiale pour déterminer les interactions de cet inlandsis avec la "machine climatique". Cet écoulement est favorisé par la présence d'eau liquide à la base de la masse de glace. Les possibilités d'accéder directement à la base de la calotte glaciaire étant très réduites vu le très faible nombre de sondages carottés ayant atteint le fond, il est nécessaire d'étudier d'autres situations où la glace est en contact direct avec de l'eau liquide. Une telle situation, quoique à une échelle plus locale, est entre autres présente au niveau des glaciers qui entrent en contact avec les lacs des Dry Valleys de McMurdo. Nous verrons que l'interprétation des morphologies de contact entre ces glaciers et lacs peut aussi être un outil important pour reconstituer des variations climatiques locales. Nous montrerons en outre que les conditions rigoureuses qui règnent dans les Dry Valleys les rendent particulièrement sensibles à tout changement climatique et constituent un environnement unique qui à plusieurs titres peut servir de modèle pour d'autres situations extrêmes.

Nous soulignerons aussi l'originalité de l'approche par analyse multiparamétrique de la composition de la glace pour la compréhension des processus glaciologiques. Nous décrirons brièvement les informations fournies par chaque type de paramètre et nous présenterons la dimension supplémentaire que leur analyse conjointe peut procurer.

I.1. PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

La problématique des changements climatiques à grande échelle est au centre des préoccupations en ce début de 21^{ème} siècle. L'Antarctique est un lieu d'étude privilégié, tant comme livre ouvert sur le climat passé à travers l'étude des glaces, que comme acteur important à prendre en compte dans les simulations du réchauffement global.

Plusieurs sondages glaciaires profonds réalisés sur ce continent (à Vostok, au Dôme Fuji, au Dôme C – voir carte figure I.1.A) ont permis de reconstituer les variations climatiques sur plusieurs centaines de milliers d'années grâce aux diverses informations apportées par l'analyse des glaces (Petit et al., 1999; Watanabe et al., 2003; EPICA Community Members, 2004). Les glaciologues ont ainsi pu faire l'historique des variations de la température, des précipitations, de la composition de l'atmosphère (en particulier celle des gaz à effet de serre), du transport des poussières, de la concentration

en aérosols, entre autres. Le dernier sondage en cours d'analyse, le sondage EPICA¹ au Dôme C, révèle un enregistrement climatique jusqu'à 740 000 ans. La calotte de glace de l'Antarctique constitue donc une archive précieuse de notre environnement.

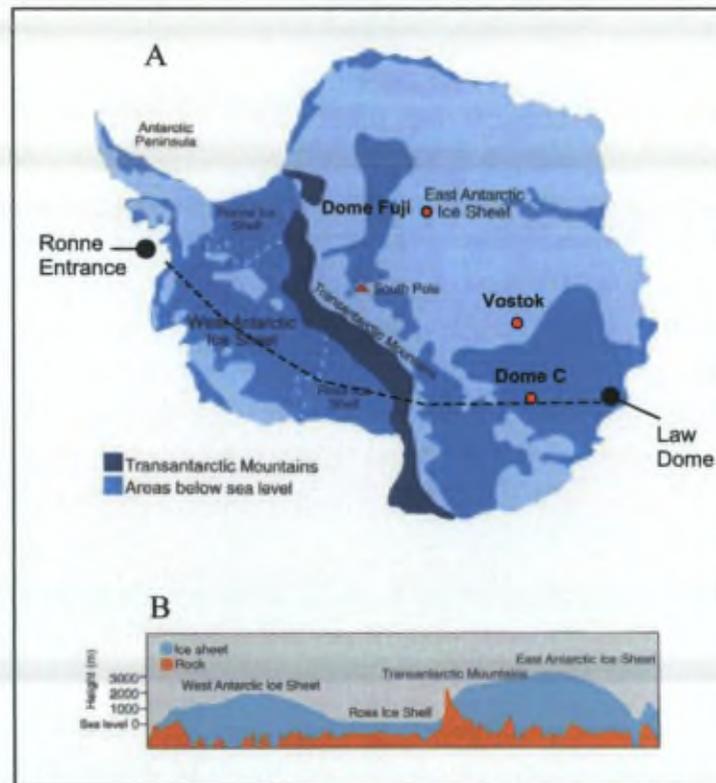


Figure 1.1: Carte (A) et coupe (B) de l'Antarctique. (A): Calottes de l'Antarctique orientale et de l'Antarctique occidentale, séparées par les Monts Transantarctiques. Le socle de la calotte d'Antarctique occidentale est situé en grande majorité sous le niveau de la mer. Les localisations des sondages profonds sont reprises sur la carte, ainsi que celles de Ronne Entrance et Law Dome. (B): Coupe de l'Antarctique, depuis Ronne Entrance en Antarctique occidentale jusqu'à Law Dome en Antarctique orientale, le long du tracé représenté en (A), montrant l'important volume de glace située sous le niveau de la mer. Source: Waterhouse et al. (2001), d'après Drewry (1983).

La manière dont le continent antarctique peut réagir à un réchauffement global fait l'objet de nombreuses simulations. L'influence du comportement de la calotte sur l'élévation du niveau marin attire une attention toute particulière. Paradoxalement, l'Antarctique pourrait dans un premier temps contrecarrer l'élévation du niveau des mers. En effet, l'augmentation de température entraînerait une augmentation de l'accumulation de neige sur le continent (Huybrechts, 1994). Les modèles prévoient une relativement grande stabilité de l'inlandsis antarctique en cas de réchauffement climatique de quelques degrés: il faudrait une augmentation de la température de 20 à 25°C pour que la calotte de l'Antarctique orientale disparaisse. Cependant, la calotte d'Antarctique occidentale, dont la base se situe en grande partie sous le niveau de la mer (figures I.1.A et B), ne survivrait pas à un réchauffement de plus de 8 à 10°C. Sa

¹ European Project for Ice Coring in Antarctica

disparition totale se traduirait par une élévation globale du niveau de la mer d'environ 5 mètres par rapport à aujourd'hui. La stabilité de cette calotte fait donc l'objet de nombreuses études, dont Oppenheimer (1998) donne un aperçu. La compréhension des facteurs qui influencent la dynamique de la calotte est primordiale pour pouvoir mener à bien ces simulations complexes.

Dans ce contexte, une connaissance approfondie de l'écoulement de la glace est cruciale. Elle passe par la compréhension des interactions entre la glace et le substrat. Ces interactions contrôlent en effet la vitesse d'écoulement et peuvent être responsables d'une accélération du flux, que ce soit par la présence d'eau liquide à l'interface avec le bedrock ou par déformation de sédiments non gelés, favorisant toutes deux le glissement basal. Par ailleurs, la compréhension de ces interactions avec le substrat est nécessaire pour pouvoir interpréter correctement les signaux climatiques enregistrés dans les sondages profonds. Elles perturbent en effet significativement les données en raison des changements de phase (fusion partielle) et des déformations complexes (brouillant les relations âge-profondeur) qu'elles peuvent engendrer.

L'étude de la composition de la glace à la base des masses glaciaires s'avère dans ce cadre un outil important. Elle fournit en effet des informations sur les processus qui se déroulent ou se sont déroulés à l'interface entre la glace et le substrat. Les informations recueillies par l'analyse de la glace la plus profonde du sondage Vostok (sondage de 3623 mètres de profondeur – voir figure I.1.A pour la localisation) sont à ce titre très parlantes. A partir d'une certaine profondeur (3310 mètres), le signal climatique est perturbé par une déformation complexe de la glace (Souchez et al., 2002b). La présence de particules d'origine non météorique témoigne par ailleurs d'interactions avec le substrat (Simoës et al., 2001). Sous cette glace fortement déformée se trouve une épaisseur considérable (plus de 200 mètres) de glace de lac. Cette glace atteste de l'influence du lac sous-glaciaire de Vostok et de conditions favorables à du gel d'eau de ce lac à la base de la calotte (Jouzel et al., 1999; Souchez et al., 2000, 2002a, 2004). De nombreux lacs sous glaciaires sont, de fait, présents à la base de la calotte de l'Antarctique oriental: des sondages radar ont révélé l'existence de plus de 70 lacs sous-glaciaires (Siegert et al., 1996; 2000), dont le lac Vostok est le plus étendu (14000 km²) et le plus étudié. La présence d'eau liquide à la base d'une masse de glace, en grande quantité comme dans ces lacs ou en plus petite quantité comme dans des sédiments gorgés d'eau, joue un rôle primordial dans l'écoulement de la glace. Elle doit être prise en compte dans les modèles.

Il est donc intéressant de pouvoir étudier des situations dans lesquelles de la glace de glacier, ou de la glace basale, entre en contact avec une masse d'eau, et peut éventuellement incorporer de la glace de congélation à sa base. Outre sous la calotte

elle-même, comme à Vostok (localisation de type A sur la figure I.2), il existe deux autres situations en Antarctique où ce contact peut se produire de manière significative:

- Au niveau des plate-formes de glace flottante (localisation B sur la figure I.2), où la glace provenant du continent entre directement en contact avec l'océan;
- En bordure du continent, au niveau de "vallées sèches" (dépourvues de glace en surface) dans lesquelles quelques glaciers émissaires de la calotte aboutissent (localisation C sur la figure I.2). Ces vallées contiennent de nombreux lacs, dont un certain nombre sont en contact direct avec un glacier. Les Dry Valleys de McMurdo (South Victoria Land) présentent ce type de localisation et ont une accessibilité relativement aisée en raison de leur proximité avec les stations antarctiques permanentes de McMurdo (Etats-Unis) et de Scott Base (Nouvelle-Zélande).

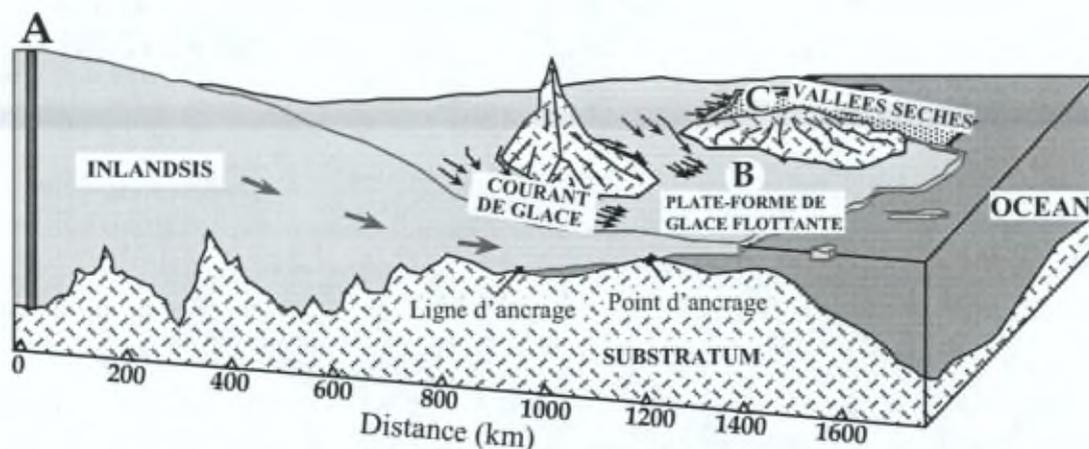


Figure I.2 Diagramme schématisant les diverses situations, en Antarctique, au niveau desquelles la glace de glacier entre en contact avec une masse d'eau liquide. D'après Lorrain et al. (2001).

Dans le cadre de ce travail, nous nous intéressons à des glaciers des Dry Valleys de McMurdo qui entrent en contact avec un lac, et qui présentent à leur bordure des structures morphologiques propres. En particulier, nous nous sommes penchée sur le comportement de glaciers froids (sans eau liquide à la base) qui entrent en contact avec une masse d'eau liquide, ce qui favorise l'entraînement de sédiments à l'endroit de ce contact.

L'étude de situations de ce type est un outil pour reconstituer des variations glaciaires locales, comme celles des glaciers émissaires. Comprendre la dynamique et les fluctuations des marges des glaciers émissaires dans les régions côtières revêt une

importance particulière, parce que ces glaciers, qui régulent le débit de la glace qui s'échappe de la calotte antarctique, sont plus sensibles aux variations climatiques. L'interprétation des moraines résiduelles présentes en certains endroits en marge de ces masses de glace peut apporter des informations concernant ces fluctuations durant l'Holocène. Cela nécessite la bonne compréhension de la structure de ces moraines et des conditions qui ont prévalu durant l'entraînement, le transport et le dépôt des débris qui les composent (Fitzsimons et Colhoun, 1995; Fitzsimons et al., 1997).

L'étude de la zone de contact entre un glacier et un lac marginal contemporains peut en outre donner d'autres informations paléoclimatiques. Il s'avère que d'anciens lacs proglaciaires, très étendus dans les Dry Valleys de McMurdo durant le dernier maximum glaciaire, ont influencé de manière significative les dépôts glaciaires durant cette période. Leur interprétation en vue de déterminer l'histoire climatique des Dry Valleys dépend de manière critique de la compréhension de ces processus de dépôts (Hendy, 2000 b).

Enfin, l'étude de situations dans lesquelles un glacier entre en contact direct avec un lac est particulièrement pertinente dans l'optique que le lac Vostok existait déjà avant le développement de la calotte d'Antarctique oriental.

L'écosystème particulier des Dry Valleys est par ailleurs très révélateur des changements climatiques: il est particulièrement sensible à toute modification. De petits changements climatiques peuvent mener à des variations extrêmes dans le régime hydrologique, et avoir ainsi des effets marqués sur la vie dans ces écosystèmes (Lyons et al., 1997; Vincent, 1997; Walton et al., 1997). On parle d'"amplification polaire". Il est maintenant clair que ce qui, dans les régions plus tempérées, est considéré comme de petites variations en température, humidité et précipitations, peut avoir un grand impact dans les Dry Valleys de McMurdo. Les lacs gelés y sont un terrain d'étude privilégié, qui renferme de la vie adaptée à des conditions extrêmes.

Ces écosystèmes particuliers adaptés aux lacs gelés peuvent servir de modèle pour d'autres situations extrêmes. L'analogie a souvent été faite dans la littérature avec les lacs gelés en permanence qui ont pu exister sur Mars (Andersen et al., 1994; Doran et al., 1998;...). Elle peut aussi être faite avec la situation d'Europa, un des satellites de Jupiter, qui présente de la glace de surface en contact avec de l'eau liquide sous-jacente (Carr, 1998). Des niveaux de fonte interne peuvent être présents dans ce couvert de glace près de la surface, par absorption du rayonnement solaire. Or, des poches d'eau de ce type existent saisonnièrement dans la glace de lac des Dry Valleys et renferment tout un écosystème (Priscu et al., 1998; Priscu, 2002). Ces poches d'eau liquide dans des couverts de glace auraient aussi pu servir de refuge à la vie durant des épisodes

extrêmement froids sur Terre. Selon l'hypothèse de la "Snowball Earth"², la terre aurait été complètement couverte de glace pendant 10 millions d'années ou plus, avec une épaisseur excédant 1 km en certains endroits, il y a environ 600 millions d'années (Hoffman et al., 1998; Schrag et Hoffman, 2001). Seuls les organismes les plus résistants auraient survécu dans cet environnement extrême. Des bactéries similaires à celles rencontrées aujourd'hui dans les couverts de glace des lacs polaires auraient pu survivre dans un biotope englacé (Vincent et Howard-Williams, 2001). McKay (2000) suggère par ailleurs que dans les régions tropicales l'épaisseur de glace n'aurait pas excédé 10 mètres, et que donc l'activité photosynthétique aurait pu persister sous la glace, comme dans les lacs gelés actuels des Dry Valleys.

I.2. ANALYSE MULTIPARAMÉTRIQUE DE LA COMPOSITION DE LA GLACE

Dans ce travail, nous étudierons la dynamique des contacts entre glaciers et lacs dans la région des Dry Valleys de McMurdo. Nous allons analyser en détail deux sites où glacier et lac sont intimement liés. Notre étude portera sur la zone de contact elle-même, mais aussi sur la glace basale du glacier en amont de ce contact et sur la glace de lac en aval. Notre approche par l'analyse multiparamétrique de la composition de la glace apporte un regard nouveau par rapport aux modèles de contact entre glaciers et lacs présentés dans la littérature, qui se basent essentiellement sur des considérations morphologiques.

L'étude multiparamétrique est un outil clé afin de déterminer la genèse des glaces prises en considération. Cette analyse concerne les aspects suivants: la cristallographie de la glace (texture et structure), la composition en ions majeurs, la composition en isotopes stables de l'eau, le contenu total en gaz et la composition en gaz.

L'**analyse de la texture** consiste en la détermination de la forme et de la taille des cristaux de glace. L'**analyse structurale** concerne l'orientation des axes optiques de ces cristaux. Ces propriétés dépendent de la genèse de la glace, mais aussi des conditions auxquelles elle a été soumise depuis sa formation. Par exemple, les glaces formées par congélation d'eau libre présentent généralement des cristaux allongés tout à fait distincts de ceux des glaces météoriques (cristaux équi-granulaires). La forme et l'orientation des axes optiques des cristaux de ces dernières peuvent être significativement modifiées par des mécanismes de déformation ou recristallisation. Les analyses cristallographiques sont donc un outil important. Cependant, même si

² Littéralement "Terre boule de neige".

certaines textures et structures sont très typées, il n'est pas toujours aisé d'associer la glace à un mécanisme de formation / transformation par la seule observation des cristaux. C'est pourquoi il est indispensable de compléter l'analyse par l'étude d'autres propriétés de la glace.

L'analyse des concentrations en ions majeurs apporte plusieurs types d'informations, entre autres pour la glace formée à partir de la congélation d'eau liquide. La glace rejette les impuretés pendant sa formation et a de ce fait des concentrations chimiques moins élevées que l'eau à partir de laquelle elle se forme. Les impuretés néanmoins présentes se retrouvent principalement au niveau des limites entre cristaux. Elles peuvent être responsables du développement de sous-structures cristallines caractéristiques d'une glace aux concentrations ioniques élevées. Par ailleurs, les concentrations ioniques peuvent être plus importantes dans de la glace qui contient des particules. De fortes salinités peuvent être en outre à l'origine de la présence d'eau liquide même à des températures largement inférieures à 0°C en raison de l'abaissement de la température du point de fusion avec la salinité.

L'analyse conjointe des isotopes stables de l'eau (δD et $\delta^{18}O$) permet de dégager des signatures typiques de certains processus de formation³. Elle est d'autant plus pertinente que ces isotopes font partie de la structure cristalline elle-même de la glace. La glace météorique qui n'a pas subi de modification depuis sa formation présente une signature tout à fait caractéristique; la glace formée par congélation d'un réservoir d'eau liquide en présente une autre. Les compositions isotopiques des glaces ne sont toutefois pas toujours aussi tranchées, ce qui dans un certain nombre de cas rend les analyses isotopiques insuffisantes pour déterminer l'origine de la glace.

La mesure du contenu total et celle de la composition en gaz permettent entre autres de déterminer l'influence de l'eau liquide dans la formation de la glace. La glace polaire d'origine météorique a une composition qui reflète celle de l'atmosphère au moment de sa formation, et son contenu en gaz s'échelonne dans une gamme de valeurs caractéristiques. Si cette glace est entrée en contact avec de l'eau liquide, le contenu et la composition en gaz en auront été affectés. La quantification de ce phénomène est difficile et dépend des propriétés de chaque gaz (concentration de départ, coefficients de solubilité et de diffusion⁴). De la glace formée directement par congélation d'eau aura une teneur en gaz sensiblement différente de celle de la glace météorique. Par ailleurs, les processus chimiques ou biologiques qui peuvent se produire en présence d'eau liquide ont aussi une influence non négligeable sur la composition en gaz (comme par exemple la précipitation ou dissolution de carbonates, l'oxydation de la matière organique, etc.).

³ Les principales informations données par l'analyse des isotopes sont reprises en annexe 1.

⁴ Les principales propriétés des gaz atmosphériques sont reprises en annexe 2.

Chaque type d'analyse apporte donc son éclairage, mais un éclairage unique est souvent insuffisant pour comprendre la complexité des mécanismes qui ont produit la glace analysée. Citons à titre d'exemple une étude à laquelle le laboratoire de glaciologie de l'ULB a participé et pour laquelle la dimension multiparamétrique s'est avérée indispensable. Elle a porté sur l'analyse conjointe de la texture, des isotopes et des gaz de la glace basale du Groenland au niveau du sondage GRIP⁵ (Souchez et al., 1994; 1995 a et b; 1997; Tison et al., 1994).

⁵ Greenland Ice Core Project

CHAPITRE II

PRÉSENTATION DU CADRE D'ÉTUDE

Après une description générale des Dry Valleys de McMurdo, nous exposerons les caractéristiques particulières des glaciers et des lacs qui y sont présents. Nous envisagerons ensuite les différentes configurations possibles pour les zones de contact entre glaciers et lacs et les différents modèles présentés à ce sujet dans la littérature. Enfin, nous décrirons brièvement les sites étudiés de manière plus approfondie dans la suite de ce travail.

II.1. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES DRY VALLEYS DE MCMURDO

II.1.1. Localisation

Les Dry Valleys de McMurdo, qui s'étendent entre 76°30' et 78°20' de latitude S, et entre 160 et 164° de longitude E (Figure II.1), constituent la plus grande superficie dépourvue de glace du continent antarctique (environ 4000 km² - Priscu, 1998). Elles sont délimitées à l'est par les Monts Transantarctiques et à l'ouest par la mer de Ross (Adams et al., 1998). Il y a trois vallées principales: les vallées de Victoria, Wright et Taylor (Figure II.1). Elles sont délimitées par des chaînes de montagnes locales dont l'axe s'étend d'est en ouest: Asgard et Olympus Range qui encadrent la vallée de Wright, et Kukri Hills et Quatermain Range au sud de la vallée de Taylor. Plusieurs autres vallées sèches, plus petites, sont aussi présentes dans la région de McMurdo Sound, dont entre autres Pyramid Trough et les vallées de Miers et de Pearse.

II.1.2. Caractéristiques environnementales

Ces vallées sont des déserts parmi les plus hostiles de la planète: les conditions de froid et d'aridité y sont extrêmes. Les températures moyennes annuelles sont proches de -20°C; Nedell et al. (1987) mentionnent des températures de -45°C en hiver à +5°C en été. Les précipitations, qui tombent uniquement sous forme de neige, atteignent à peine les 10 mm par an en équivalent eau. Les vents catabatiques, secs, y sont importants et contribuent au maintien d'une faible humidité relative, qui peut parfois descendre sous 20 % (Chinn, 1993; Matsubaya et al., 1979).

L'absence de couvert de glace de surface est liée à la présence des Monts Transantarctiques qui bloquent l'essentiel de l'écoulement de la calotte glaciaire d'Antarctique oriental vers la baie de McMurdo (Wharton et al., 1993; Nedell et al., 1987; Denton et al., 1993; Wilson, 1979). De plus, au niveau des fonds de vallée, l'ablation de la neige et de la glace l'emporte sur leur accumulation en toute saison.



Figure II.1. Carte de la région des Dry Valleys de McMurdo. Source: Antarctica New Zealand ("Map A" sur le site <http://antarcticanz.govnt.nz/article/4004.html>).

Plusieurs glaciers de tailles diverses s'écoulent dans ces vallées dont le sol est gelé en permanence (permafrost). Leur eau de fonte, présente uniquement en été, se rassemble dans des cours d'eau intermittents et alimente de multiples lacs (Wilson, 1979) dont la plupart ont la particularité de présenter une couverture de glace permanente. La présence de ce couvert de glace permanent est liée aux conditions climatiques particulières de la région (Chinn, 1993): la température est suffisamment élevée pendant certains jours d'été pour produire de l'eau de fonte provenant des glaciers qui peut alimenter les lacs et compenser les pertes par ablation, mais il fait assez froid pour éviter une fonte significative du couvert de glace de lac.

II.1.3. Evolution depuis le Pléistocène

De nombreux dépôts (moraines, drifts, sédiments lacustres) recouvrent les fonds et flancs de vallées, témoins d'anciennes extensions glaciaires ou lacustres. Ils permettent de reconstituer l'histoire de ces vallées depuis le Pléistocène. Cette histoire est dominée par des alternances de phases d'expansion des glaciers émissaires continentaux pendant les périodes interglaciaires et de phases d'avancée de la plate-forme de glace de Ross pendant les périodes glaciaires (Chinn, 1993). Pendant les périodes plus froides des glaciations majeures du Pléistocène, les glaciers locaux et émissaires de la calotte ont diminué en taille, en réponse à la diminution des précipitations dans un climat plus aride. Mais, simultanément, la baisse du niveau des mers a permis à la plate-forme de glace de Ross de s'ancrer, de s'étendre et de s'épaissir, formant une petite calotte de glace. Cette calotte a pu s'écouler vers l'intérieur des Dry Valleys (Denton et al., 1989), et former un barrage pour de vastes lacs proglaciaires qu'elle alimentait par ses eaux de fonte. Il s'agit du lac Washburn dans la vallée de Taylor (Denton et al., 1989), du lac Trowbridge dans la vallée de Miers (Clayton-Greene et al., 1988), et du lac glaciaire de Wright dans la vallée de Wright (Hall et al., 2001). De nombreuses traces de ces anciens lacs proglaciaires, présents entre environ 20000 et 8500 ans BP⁶, sont visibles dans le paysage. Dans la vallée de Victoria, située à une altitude plus élevée, les invasions de la plate-forme de Ross ont été moins marquées (Chinn, 1993). Ce n'est que récemment que Hall et al. (2002) ont mis en évidence l'existence passée du lac glaciaire Victoria.

⁶ BP: Before Present: avant 1950 de notre ère.

II.2. LES GLACIERS DES DRY VALLEYS

II.2.1. Types de glaciers

Plusieurs types de glaciers s'écoulent dans ces vallées. On peut en distinguer trois principaux (Chinn, 1985):

- **Les glaciers émissaires**, qui sont de larges courants de glace (*ice streams*) qui drainent la calotte de glace polaire, comme par exemple le glacier Taylor (vallée de Taylor – figure II.1). Ils s'écoulent d'ouest en est;
- **Les glaciers côtiers de piedmont**, qui sont de larges glaciers qui s'étendent sur les basses collines côtières et s'écoulent à la fois vers la baie de McMurdo et vers l'intérieur des vallées, comme par exemple le glacier de Wilson Piedmont (figure II.1);
- **Les glaciers locaux dits "alpins"**, qui sont, comparativement, de petits glaciers qui prennent naissance dans des cirques locaux et s'écoulent sur les flancs des vallées, parfois jusqu'à leur fond, comme par exemple le glacier Suess (Vallée de Taylor – figure II.1).

La très grande majorité de ces glaciers sont des glaciers froids: l'entièreté de leur masse de glace, y compris à la base, a une température inférieure au point de fusion en toute saison. Fitzsimons et al. (1999) mentionnent par exemple une température de -17°C à la base du glacier Suess. On parle de glaciers "**dry-based**", par opposition aux glaciers dits "**wet-based**" qui contiennent de l'eau liquide à leur base. Cependant, les plus vastes des glaciers de cette région ne sont probablement pas dry-based sur toute leur étendue. Ils sont dans ce cas **polythermaux**, comportant des zones où le point de fusion est atteint à leur base alors que ce n'est pas le cas en d'autres endroits. Plusieurs éléments indiquent que le glacier Taylor par exemple est soumis à un régime de ce type (Robinson, 1984).

Les glaciers froids se terminent souvent par une falaise de glace, de l'ordre de 20 mètres de hauteur (Chinn, 1985). C'est une de leurs caractéristiques, liée à de la glace "rigide", ancrée au substrat, qui fait obstruction à l'écoulement du glacier lorsque celui-ci devient moins épais dans sa zone marginale (figure II.2). Au pied de la falaise de glace, on retrouve un talus (figure II.3), surnommé "**apron**" en anglais, constitué en général d'un mélange de blocs de glace effondrés de la falaise, d'eau de fonte regelée ainsi que de neige et de sédiments accumulés par le vent (Chinn, 1985; Fitzsimons et al., 1996).

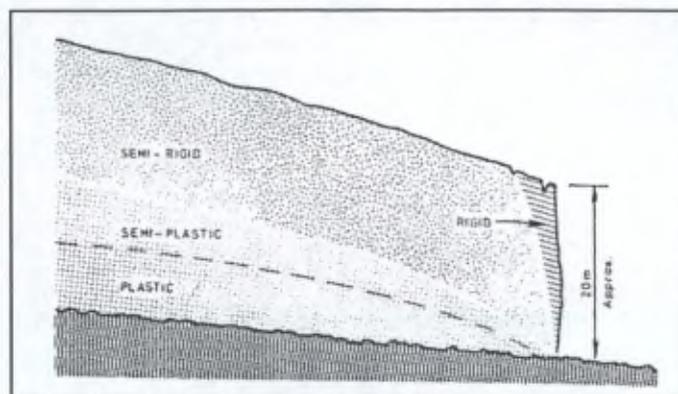


Figure II.2: Schéma d'une langue de glace se terminant par une falaise, montrant les zones rhéologiques au sein de la glace. Source: Chinn, 1985.

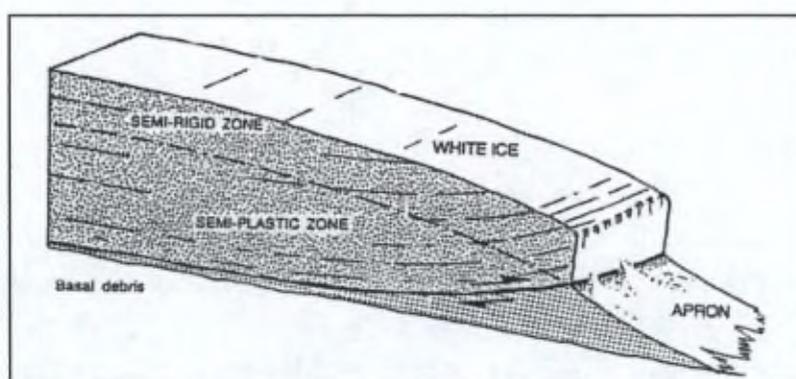


Figure II.3: Schéma d'une langue de glace se terminant par une falaise au pied de laquelle se trouve l'apron. D'après Chinn, 1990.

II.2.2. Charge en sédiments dans la glace basale

La plupart des études géomorphologiques associent les glaciers froids à une absence d'érosion. Selon l'idée généralement répandue, il n'y a pas de glissement à la base de ces glaciers et ceux-ci ne sont pas capables d'entraîner des débris de leur lit (Sugden and John, 1976; Denton et al., 1993, Kleman et Borgström, 1994 et 1996, ente autres).

Cette idée a cependant été remise en question. Des études théoriques ont en effet conclu que du glissement était possible même à des températures inférieures à celles du point de fusion (Shreve, 1984; Fowler, 1986). Cette hypothèse a été confirmée par des études réalisées à la base de glaciers froids. Echelmeyer et Zhongxiang (1987) ont ainsi mis en évidence du glissement à la base du glacier Ürümqi N°1 (Chine) dont la température est de -5°C . Plus récemment, Cuffey et al. (1999, 2000) ont pu mesurer du

glissement à la base du glacier Meserve (Vallée de Wright), malgré une température de -17°C . Celui-ci a été attribué à la présence de films d'eau liquide situés à l'interface entre les particules rocheuses et la glace. Les investigations de Cuffey et al. (2000) ont aussi montré que des débris pouvaient être entraînés à la base sans altération des teneurs en gaz ni des propriétés isotopiques de la glace.

Les glaciers froids sont donc aussi capables d'érosion et un glissement est aussi possible à leur base, même si ces phénomènes sont beaucoup moins marqués que dans les glaciers tempérés. Toutefois, les études réalisées sur la glace basale de glaciers de ce type restent encore très limitées. Les glaciers des Dry Valleys constituent dès lors un terrain d'étude privilégié pour améliorer la compréhension des mécanismes d'entraînement de sédiments dans des conditions où la température basale est très largement inférieure au point de fusion.

Le creusement de tunnels et de puits à la base de ces glaciers représente une opportunité unique pour étudier le comportement de cette glace et pour l'échantillonner en vue d'analyses de composition. Les tunnels (réalisés dans six glaciers à ce jour: Meserve, Suess, Taylor, Rhone, Wright Lower et Victoria Upper) ont montré la charge importante en sédiments à la base de ces glaciers mais aussi la grande variabilité des structures basales d'un site à l'autre. La glace basale des glaciers de Meserve (Holdsworth, 1974; Cuffey et al., 1999, 2000) et de Rhone (Samyn et al., sous presse), tous deux glaciers alpins n'atteignant pas le fond de la vallée, présente un épais niveau de glace qualifiée de "ambrée" par Holdsworth (1974) contenant une grande quantité de sédiments très dispersés. Ce niveau est moins épais dans le cas du glacier Suess, qui comprend par ailleurs un épais faciès stratifié (Fitzsimons et al., 1999, 2000, 2001), tout comme le glacier Wright Lower (données non publiées disponibles au laboratoire). Le glacier Taylor (Samyn et al., soumis) comporte, lui, une importante couche (plusieurs mètres) de glace extrêmement riche en sédiments.

La dynamique d'incorporation de ces débris n'est pas complètement élucidée. Fitzsimons et al. (1999, 2000, 2001) ont réalisé une série de tests de résistance au cisaillement sur des échantillons prélevés à la base du glacier Suess (dans la glace basale et dans le substrat) et comportant des teneurs en sédiments très variables. Même si ces tests n'ont pas fourni une preuve claire de l'érosion et des processus d'entraînement, ils suggèrent que des parties du substrat pourraient être entraînées en bloc par le glacier. Le mécanisme proposé est le suivant. Si le substrat contient des zones de faiblesse (cavités ou lentilles de glace) à proximité de l'interface avec la glace du glacier, la portion du substrat comprise entre la zone de faiblesse et la glace basale peut être incorporée et entraînée par le glacier: la zone de faiblesse va se déformer plus facilement que les sédiments gelés qui composent le substrat (figure II.4).

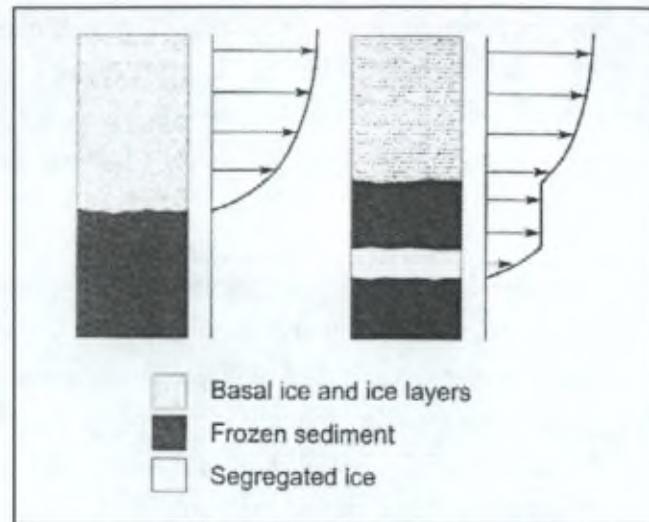


Figure II.4: Schéma montrant l'abaissement du lit effectif au sein d'un substrat qui contient des couches ou lentilles de glace. Source: Fitzsimons et al., 2001.

D'autres mécanismes d'incorporation de sédiments publiés par des glaciers froids ont été proposés.

Il s'agit d'une part du processus d'incorporation des débris présents au niveau de l'apron (mécanisme dénommé "over-riding"), qui se produit quand le glacier avance et surmonte les structures frontales (Shaw, 1977; Evans, 1989). Ce processus a été mis en évidence dans le cas du glacier Meserve (Cuffey et al., 2000), dont l'avancée récente a permis l'incorporation d'un niveau stratifié constitué d'un mélange typique de ce que l'on peut retrouver au niveau d'un apron: blocs effondrés de la falaise de glace, neige et sédiments apportés par le vent ainsi qu'eau de fonte regelée.

Un autre processus d'entraînement possible est celui qui peut se produire au niveau de zones de cisaillement (Boulton, 1970; Echelmeyer et Zhongxiang, 1987; Souchez, 1967; Tison et al., 1993). Des mouvements tectoniques peuvent transporter des sédiments depuis le substratum jusque dans la glace basale.

Enfin, dans des circonstances très particulières, les glaciers *dry-based* peuvent se retrouver localement et transitoirement *wet-based*, s'ils s'avancent sur des niveaux de sédiments non gelés (comme par exemple en bordure immédiate d'un lac *wet-based*). Ces conditions permettent l'incorporation de sédiments par mécanisme de "freeze-on"⁷. A partir de la glace basale très froide, un front de gel peut en effet progresser au sein des sédiments du substrat, qui sont ainsi incorporés à la semelle basale.

⁷ "Freeze-on", variante du "freezing-in" proposé par Weertman (1961), qui résulte d'une variation de la position de l'isotherme de 0°C par rapport à l'interface entre la glace et le substrat.

II. 3. LES LACS DES DRY VALLEYS

II.3.1. Classifications

Il existe plusieurs classifications des lacs des Dry Valleys, en fonction de leur couvert de glace de surface, de leurs caractéristiques hydrologiques et de la présence ou non d'un glacier à leur contact.

En fonction de l'existence ou non d'un couvert de glace et de son ampleur, les lacs des Dry Valleys peuvent être classés en quatre catégories (Hendy, 2000b). La figure II.5 reprend les principaux lacs présents dans la région de McMurdo Sound et leurs caractéristiques.

- **Les lacs gelés en permanence jusqu'à leur fond** ("permanently frozen"⁸). Ces lacs correspondent aux lacs dits "**dry-based**" (Chinn, 1993). Ce type de lacs serait alimenté par des écoulements d'eau sur la surface gelée. Un film d'eau très salée peut subsister près du fond, dû à la concentration finale des sels rejetés progressivement pendant la progression du front de gel. Les lacs *dry-based* sont majoritaires dans la partie nord des Dry Valleys, située à une altitude plus élevée.
ex.: lac Victoria Upper, vallée de Victoria (figure II.5)
- **Les lacs qui présentent un couvert de glace permanent au-dessus d'eau liquide** ("floating ice cover"³). Ces lacs sont alimentés par un apport d'eau en été sous la couche de glace, ce qui compense la perte par sublimation de la glace et par évaporation d'eau du "moat"⁹.
ex.: lac Brownworth, vallée de Wright (figure II.5)
- **Les lacs gelés saisonnièrement** ("melts seasonally"³). Leur couvert de glace fond durant l'été. Ce type de lac est inhabituel dans les Dry Valleys.
ex.: lac Bull, vallée de Wright (figure II.5)
- **Les lacs dépourvus de glace en permanence** ("permanently liquid"³). Ces "**ice-free lakes**" sont caractérisés par une salinité extrêmement élevée qui empêche la formation de glace même sous les conditions de froid rigoureux (Chinn, 1993).
ex.: Don Juan Pond, vallée de Wright (figure II.5)

⁸ Qualificatif utilisé par Hendy et al. dans le tableau figure II.5.

⁹ Cordon d'eau liquide développé en bordure du lac par fonte partielle du couvert de glace en été (voir point II.3.2.1.)

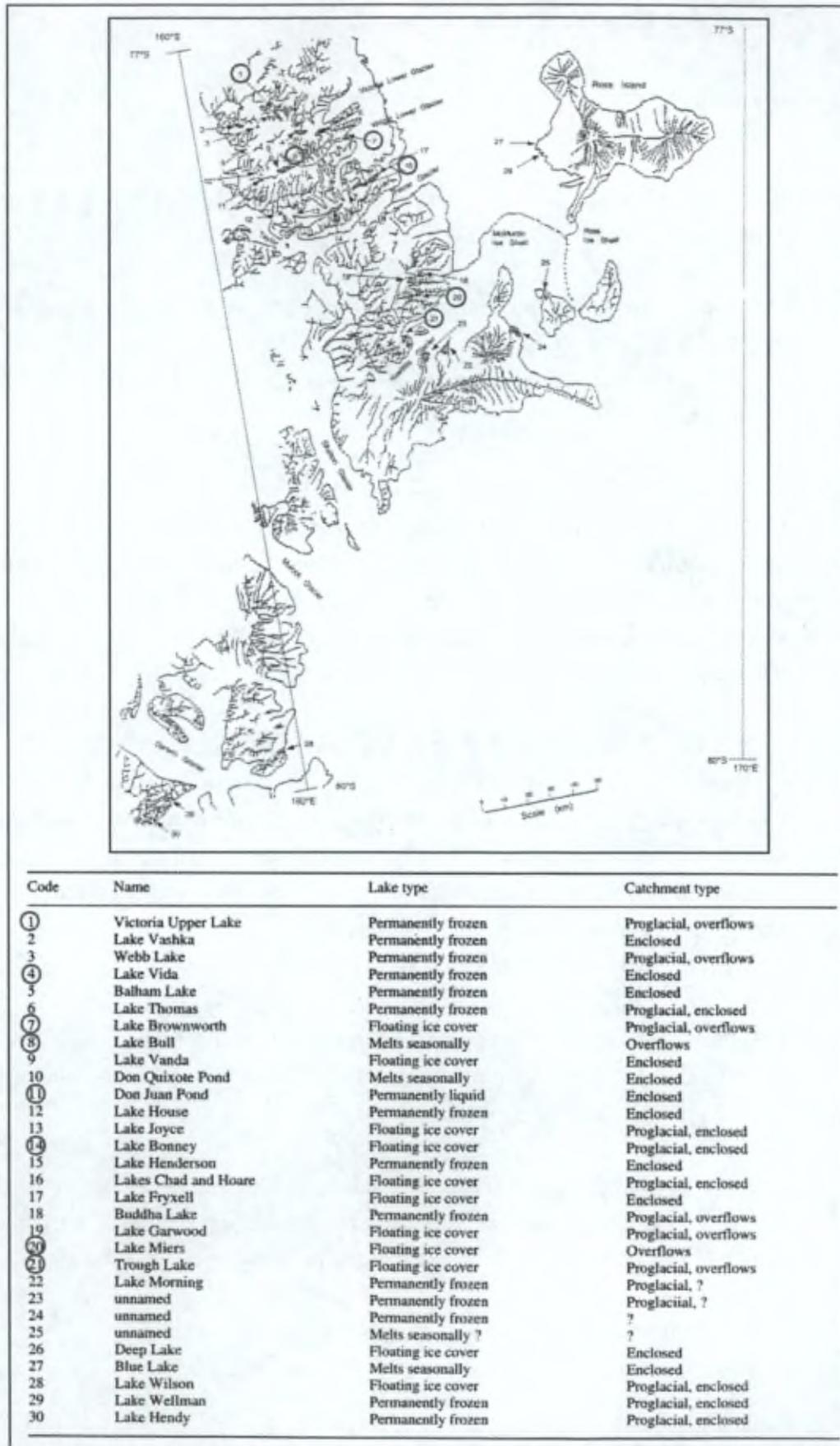


Figure II.5: Carte et caractéristiques des lacs situés dans la région de McMurdo Sound et dans les Monts Transantarctiques entre 77° et 80°S. Source: Hendy, 2000 (a).

Les lacs de ces trois dernières catégories correspondent aux lacs dits "**wet-based**" (Chinn, 1993): ils contiennent de l'eau liquide.

Les lacs peuvent avoir des caractéristiques hydrologiques différentes: certains sont fermés, d'autres peuvent alimenter un émissaire (Chinn, 1993; Hendy et al., 2000).

- Les **lacs fermés** ("enclosed lakes") occupent par définition des bassins à écoulement endoréique. Leur niveau fluctue selon les variations des apports d'eau de fonte. Dans une situation stable, il existe un équilibre entre la quantité d'eau de fonte apportée en été et les pertes par sublimation de la glace et évaporation de l'eau du "moat"¹. Ces lacs sont souvent caractérisés par une stratification et une salinité marquées (Chinn, 1993), héritages de leur évolution complexe (voir point II.4.4.).
- Les **lacs pourvus d'un exutoire** ("lakes with overflow") maintiennent un niveau relativement constant (Hendy et al., 2000) puisque leur "trop plein" peut s'écouler dans un cours d'eau. Ces lacs sont rarement salés (Chinn, 1993).

Enfin, il faut signaler la particularité des lacs situés **au contact d'un glacier** ("proglacial lakes"). Contrairement aux autres lacs, ceux-ci subissent une dynamique complexe, qui dépend tant de l'équilibre du glacier que de l'équilibre du lac. Parmi ces lacs, on peut différencier les **lacs proglaciaires** (ex: lac Trough, lac Brownworth), localisés à l'avant de glaciers, et les **lacs juxtaglaciaires** (ex: lac Chad), adjacents à la bordure des glaciers qui forment barrage.

II.3.2. Le couvert de glace

II.3.2.1. Dynamique

La glace qui recouvre ces lacs subit une ablation de surface de l'ordre de 30 à 40 cm par an (Henderson et al., 1966). Cette ablation, majoritairement liée à la sublimation, se produit principalement en été. Dans le cas des lacs *wet-based*, la perte en surface est compensée par la formation de nouvelle glace de lac à la base. Un **équilibre dynamique** se crée donc, conduisant à la migration vers le haut de la glace de congélation formée à la base, le temps de renouvellement étant de l'ordre de 10 ans (Chinn, 1993). Dans le cas des lacs *dry-based*, la dynamique est différente. L'ablation peut être compensée par l'écoulement d'eau de fonte en surface, gelant sur place. La nouvelle glace se forme donc au sommet du couvert de glace, et non à sa base.

McKay et al. (1985) ont développé un modèle pour estimer l'épaisseur du couvert de glace des lacs *wet-based* dans une situation d'équilibre. Pour atteindre l'état stationnaire, correspondant à une épaisseur de glace constante, il faut que la congélation à la base puisse compenser l'ablation de surface. L'épaisseur d'équilibre dépend du bilan énergétique entre la conduction d'énergie vers la surface au travers de la glace et la libération de chaleur latente à l'interface entre la glace et l'eau.

Cette **épaisseur**, variable d'un lac à l'autre, est en général comprise entre 2,5 et 6 mètres pour les lacs *wet-based* (Chinn, 1993). Elle ne fluctuerait saisonnièrement que d'un maximum de 10%¹⁰ (McKay et al., 1985). Elle peut cependant être nettement supérieure dans le cas des lacs *dry-based* (Chinn, 1993). Dans le cas par exemple du lac Vida (Victoria Valley), Doran et al. (2003) mentionnent une épaisseur de glace de 19 m surmontant un niveau d'eau excessivement salée (sept fois la salinité de l'eau de mer).

Durant l'été, le couvert de glace peut fondre en bordure, en raison de l'absorption de la chaleur solaire à l'interface entre la glace de lac et les sédiments sous-jacents (Hendy, 2000b). Cette fonte mène à la formation d'un cordon d'eau saisonnier pouvant atteindre quelques mètres de large sur le pourtour du lac. Ce cordon d'eau est appelé "moat". Si celui-ci est développé sur toute la bordure du lac, il est possible que la glace flottante se déplace sous l'effet des vents (Chinn, 1993). En hiver, cette eau regèle, formant une bande de glace jeune, contrastant avec le reste du couvert de glace.

II.3.2.2. Aspect de la surface

Les lacs *dry-based* sont en général caractérisés par une surface extrêmement lisse, à l'aspect bleuté, liée au regel d'eau de fonte qui a pu s'étendre sur la glace pendant l'été (Chinn, 1993). Souvent, des bombements circulaires de la glace contrastent avec cette surface lisse (figure II.6a). Ces bombements de quelques mètres de diamètre et de l'ordre de 1 à 2 mètres de hauteur sont craquelés en leur sommet sous forme de crevasses radiales (Cailleux, 1962). Chinn (1993) les assimile à des hydrolaccolithes: quand les dernières poches d'eau au fond du lac gèlent, l'augmentation de volume liée au changement de phase provoque un bombement de la glace visible en surface.

La topographie du couvert de glace des lacs *wet-based* est très différente en fonction de l'absence ou de la présence de sédiments en surface. Dans le premier cas, elle est plane mais peut avoir un aspect qualifié de "rugueux" en raison de la dégradation des cristaux de glace en surface. Dans le deuxième cas, elle peut être très accidentée: des rides ou "éperons" de glace friable sont mis en relief par une ablation différentielle et surplombent d'environ 1 mètre les creux avoisinants (Figure II.6b). C'est

¹⁰ Rapport entre l'épaisseur de glace enlevée par ablation et l'épaisseur totale du couvert de glace.

le cas par exemple des lacs Hoare (Squyres et al., 1991) et Fryxell (Chinn, 1993) dans la vallée de Taylor (figure II.5).

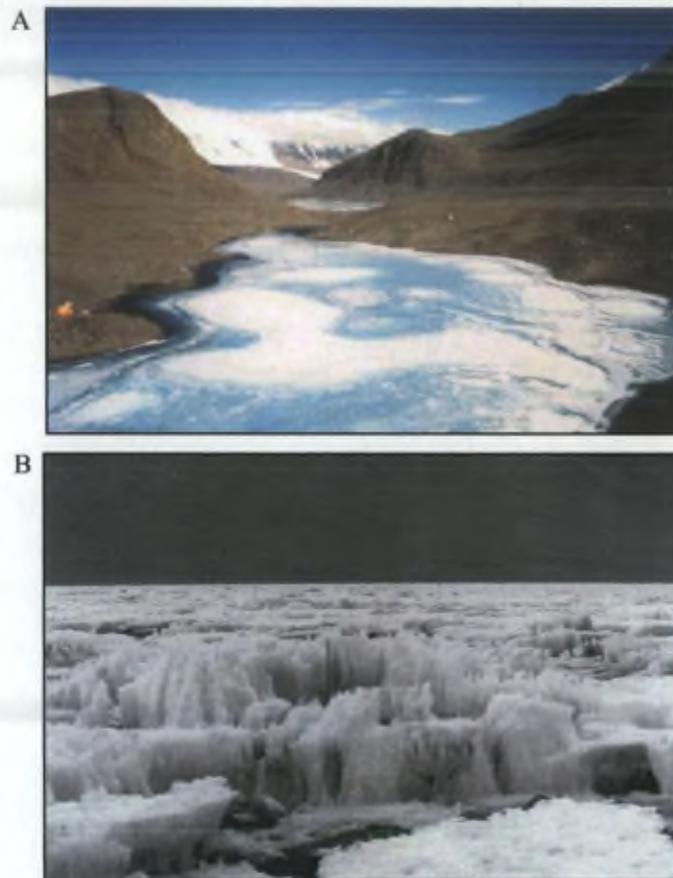


Figure II.6: Surface des couverts de glace de deux lacs de la vallée de Taylor. (A): Lac Popplewell: exemple de lac dry-based (photo: R.Lorrain); (B): Lac Hoare: exemple de lac wet-based comprenant des sédiments en surface (source: Wharton et al., 1993). Les échelles sont données par les tentes près du bord gauche de la photo (A) et par le bâton de 1 mètre de hauteur (B).

II.3.2.3. Charge en sédiments

Les sédiments qui recouvrent partiellement certains lacs sont principalement constitués de sables, mais aussi de matériaux anguleux plus grossiers (Chinn, 1993). Ils sont en général d'origine éolienne; dans le cas des lacs proglaciaires, les sédiments sont aussi apportés par les glaciers adjacents. Ils peuvent s'enfoncer progressivement dans le couvert de glace, et éventuellement le traverser et atteindre le fond du lac, en y formant des petits monticules.

Plusieurs mécanismes de migration au sein de la glace ont été mis en évidence. Selon Nedell et al. (1987), les particules sédimentaires, qui absorbent les radiations solaires, font fondre la glace localement, ce qui leur permet de s'enfoncer. Elles peuvent

par la suite migrer au travers de fissures ou chenaux verticaux présents dans le couvert de glace. Sadler (1989) et Hendy (2000a) ont montré que la migration des particules dépendait de leur taille: le couvert de glace joue donc un rôle de filtre. Les débris de taille supérieure à une valeur critique vont rester en surface, les débris de taille inférieure à une autre valeur critique pourront facilement traverser toute l'épaisseur de la glace, et enfin les débris de taille intermédiaire vont se concentrer en couches au sein du couvert de glace, à une profondeur d'équilibre entre leur migration vers le bas et le mouvement ascendant du couvert de glace (selon la dynamique du couvert de glace présentée au point II.3.2.1.). Des couches de sédiments de ce type existent de ce fait dans de nombreux couverts de glace des lacs *wet-based* (Adams et al., 1998; Anderson et al., 1993; Fritsen et al., 1998; Priscu et al., 1998; Squyres et al., 1991).

Des couches de sédiments sont aussi présents au sein de la glace des lacs *dry-based*, mais leur origine est liée à d'autres processus en raison de la dynamique différente du couvert de glace. Ils sont associés à des niveaux de sable éolien recouverts en été par de l'eau de fonte qui gèle et les emprisonne (Calkin et Bull, 1967) ou à des nappes d'eau chargées en sédiments qui gèlent en surface du lac (Doran et al., 2003).

II.3.2.4. Contenu en gaz

La glace contient des concentrations variées de bulles de gaz de formes et de tailles diverses, induites par les conditions de congélation (Adams et al., 1998). La figure II.7 illustre le cas de bulles cylindriques verticales (les plus typiques de la glace de lac), ainsi que de bulles aux formes plus irrégulières.

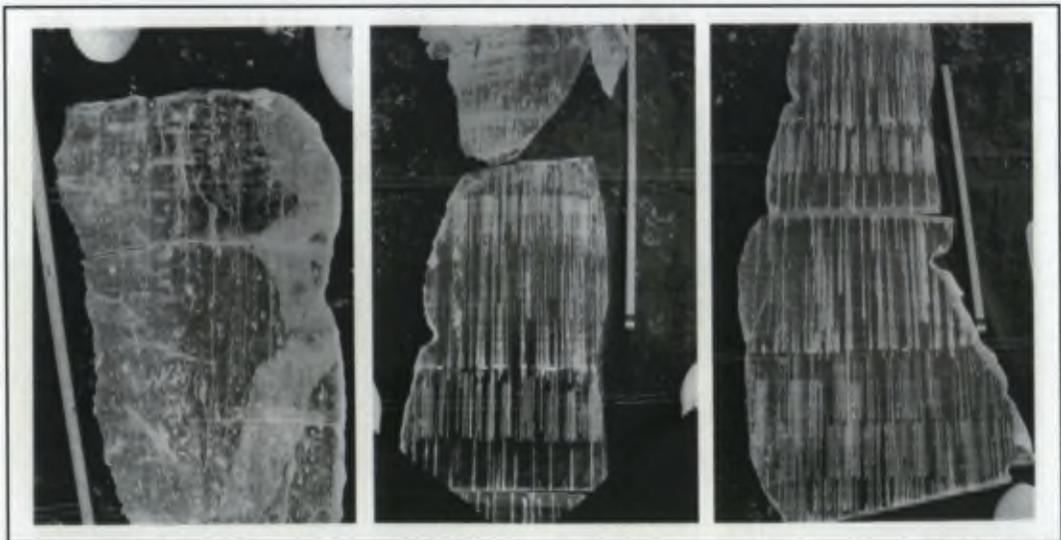


Figure II.7: Photos de tranches verticales provenant du couvert de glace du lac Hoare. Les bulles cylindriques verticales sont bien visibles sur les photos du milieu et de droite. Sur la photo de gauche sont représentées des bulles dendritiques. Le mètre donne l'échelle. Source: Wharton et al., 1993.

La composition des gaz présents dans ces bulles est le résultat d'un ensemble complexe de processus qu'il est excessivement difficile de quantifier. Dans la figure II.8, nous avons représenté schématiquement les différents mécanismes qui peuvent influencer la composition de ces bulles. Un couvert de glace d'un lac *wet-based* est représenté en été, lorsque les cours d'eau apportent de l'eau de fonte au lac et que le *moat* est présent en bordure de celui-ci.

La composition en gaz des bulles emprisonnées dans le couvert de glace lors de la progression de celui-ci va dépendre de la composition en gaz dissous dans l'eau liquide: un équilibre va s'établir entre la micro-atmosphère de la bulle et l'eau environnante, depuis le moment de la nucléation de la bulle jusqu'à son emprisonnement dans le couvert de glace. Cet équilibre est très complexe et va entre autres dépendre de la pression au sein de la bulle, des coefficients de diffusion et de solubilité des différents gaz, de la vitesse d'incorporation de la bulle dans la glace.

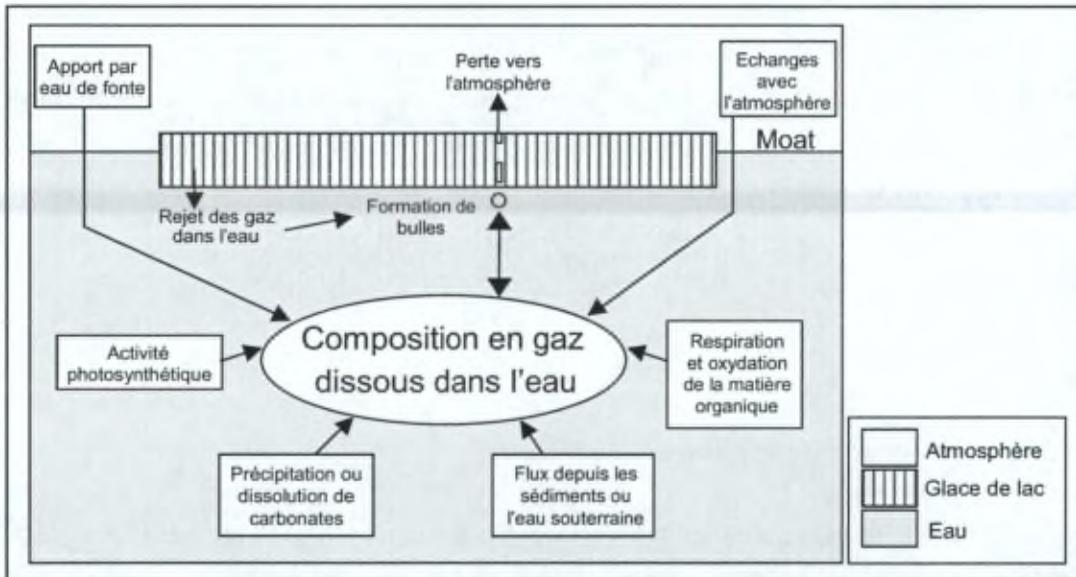


Figure II.8: Représentation schématique des différents mécanismes qui peuvent influencer la composition en gaz dissous dans l'eau d'un lac couvert de glace en permanence.

La composition en gaz dissous dans la colonne d'eau sous le couvert de glace va elle-même dépendre de nombreux paramètres:

- Apport en gaz dissous par les cours d'eau de fonte qui alimentent le lac;
- Echanges de gaz (très limités) avec l'atmosphère via l'eau libre du *moat*, en été;
- Rejet des gaz par la glace qui se forme, ce qui augmente la concentration en gaz dissous à l'interface glace/eau. Ce rejet se fait de manière différentielle pour les différents gaz, en fonction de leur coefficient de diffusion;

- Perte de gaz par incorporation dans les bulles, emprisonnées dans la glace, qui sont progressivement transférées vers l'atmosphère par le renouvellement progressif du couvert de glace;
- Activité photosynthétique au sein de la colonne d'eau, qui consomme du CO₂ et produit de l'O₂;
- Respiration des microorganismes, qui consomme de l'O₂ et produit du CO₂;
- Oxydation de la matière organique et autres processus biogéochimiques;
- Précipitation ou dissolution de carbonates, entraînant un apport ou une consommation de CO₂ dans la colonne d'eau;
- Eventuel apport par diffusion depuis les sédiments ou depuis de l'eau souterraine.

II.3.2.5. Contenu en eau

Chaque été austral, la combinaison de températures relativement chaudes (proches de 0°C) et de radiations solaires continues conduisent à la fonte interne partielle des couverts de glace permanents des lacs des Dry Valleys (Fritsen et al., 1998). Des poches d'eau liquide peuvent ainsi se former au sein de la glace. Celles-ci se développent particulièrement à proximité de sédiments, qui absorbent les radiations solaires.

II.3.3. Ecosystème particulier

Du fait de la présence d'un couvert de glace permanent, les lacs des Dry Valleys constituent un écosystème unique, et ce pour diverses raisons:

- La lumière incidente dans le lac est atténuée de manière drastique par le couvert de glace, qui absorbe et réfléchit entre 78 et 99% des radiations (Howard-Williams et al., 1998). La production primaire est donc limitée.
- L'absence de perturbations liées au vent assure une grande stabilité de la colonne d'eau, dont le mélange vertical est contrôlé par la diffusion moléculaire (Spigel et Priscu, 1998). Les échanges sont donc très réduits et les gradients de salinité et de concentration en nutriments sont stables et marqués.
- L'échange des gaz entre l'eau liquide et l'atmosphère est fortement limité (Craig et al., 1992; Priscu et al. 1996). Les consommations et productions de gaz se produisent donc principalement en vase clos.



Figure II.9 : Tapis algaires développés sur le lit du lac Brownworth, vu à proximité de sa bordure (photo prise au niveau du moat). L'échelle est approximative. Photo: S. Sleewaegen.

Ces propriétés font de ces lacs un milieu de vie difficile, froid, sombre, aux conditions variables (Nedell et al., 1987). Les formes de vie qui s'y sont adaptées font l'objet de très nombreuses études, dont Green et Friedman (1993), Lyons et al. (1997a) et Priscu (1998) donnent un aperçu dans les recueils qu'ils ont édités sur les écosystèmes des Dry Valleys. Elles sont dominées par du plancton microbien (bactéries, algues unicellulaires et protozoaires (Laybourn-Parry, 1997) et par des communautés benthiques, qui forment des "tapis" caractéristiques ("microbial mats" ou "algal mats") sur les fonds des lacs (Simmons et al., 1993). La figure II.9 montre un exemple de tapis algaires qui se développent au fond des lacs.

II.3.4. Stratification de la colonne d'eau

Parmi les lacs des Dry Valleys qui ont fait l'objet d'études, plusieurs présentent une colonne d'eau caractérisée par une nette stratification en termes de concentrations chimiques et de compositions isotopiques (Spigel et Priscu, 1998). Il s'agit entre autres des lacs Vanda (vallée de Wright – figure II.5) et des lacs Bonney, Fryxell et Hoare (vallée de Taylor – figure II.5). Les eaux de fond, sous une chimiocline¹¹, sont nettement plus salées (jusqu'à 5 fois la salinité de l'eau de mer dans le lobe ouest du lac Bonney¹²), et ont une composition isotopique moins négative en δD et $\delta^{18}O$. Cette stratification indique que ces lacs ont subi un épisode d'assèchement marqué, suivi d'une

¹¹ Zone de discontinuité dans un milieu aquatique au niveau de laquelle on observe une brusque variation de la concentration d'un élément (d'après Ramade, 2002).

¹² Cette situation est différente de celle rencontrée à la base du lac Vanda (voir point II.3.2.1), où la très grande salinité de l'eau est liée à la concentration des sels rejetés progressivement de la glace pendant la progression du front de gel.

réalimentation. Ces événements ont pu être datés et se sont déroulés durant l'Holocène (Hendy, 2000 b; Matsubaya et al., 1979; Lyons et al., 1997b; Lyons et al., 1998; Wilson, 1964).

La figure II.10 présente schématiquement l'évolution de ces lacs depuis environ 3000 ans (Lyons et al., 1998). Une phase d'évaporation importante, liée à une période climatique plus froide et sèche, datée entre environ 3000 et 1000 ans BP, a mené à la formation de lacs peu profonds et très salés (le lac Hoare a lui complètement disparu à cette époque). Il y a environ 1000 ans, un réchauffement du climat a permis une réinondation de ces bassins presque asséchés. Cela a conduit à une stratification entre les eaux salées à la base et les "nouvelles" eaux, plus douces, en surface. Ce signal "évaporitique" a pu se maintenir au fil des siècles grâce à la présence du couvert de glace, qui, comme nous l'avons vu au point II.3.3., limite le mélange des eaux à une simple diffusion.

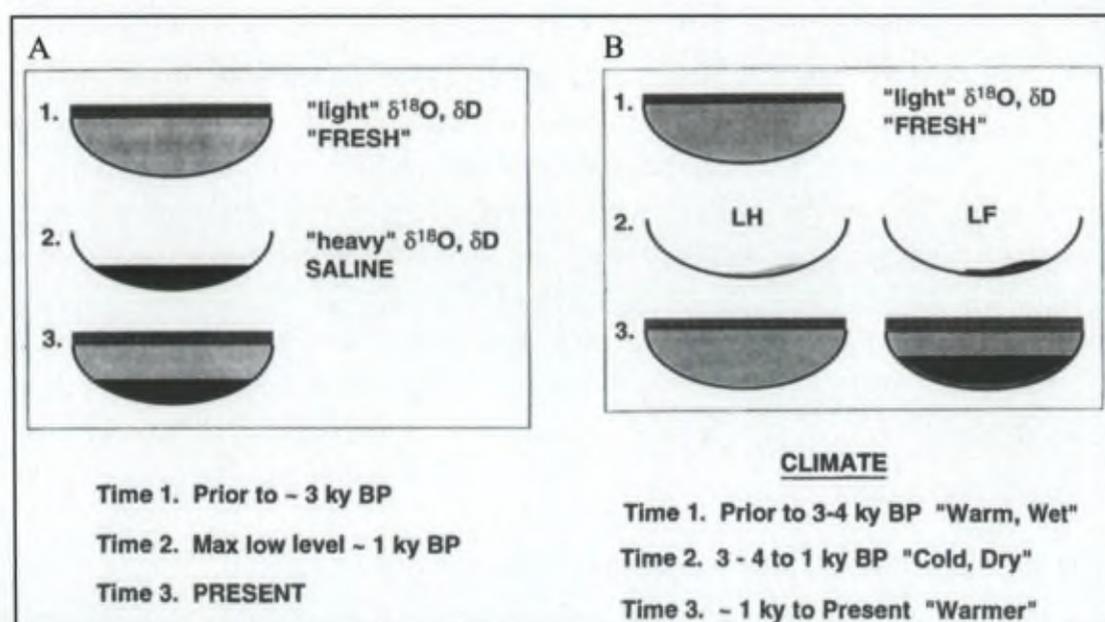


Figure II.10: Schéma de l'évolution climatique et hydrologique de quatre lacs des Dry Valleys durant les derniers 3000 ans. (A): Lac Vanda et lobe est du lac Bonney; (B): Lacs Fryxell et Hoare. Source: Lyons et al., 1998.

Il faut souligner que cette stratification n'est pas identique d'un lac à l'autre: chaque lac a sa propre histoire, qui, bien que concomitante avec celles de ces voisins, a pu mener à une évolution différente de la colonne d'eau. En outre, l'histoire de chaque lac influence fortement les formes et structures biologiques présentes. Elle contrôle encore aujourd'hui l'écosystème, en déterminant en partie la distribution des nutriments (Moorhead et al., 1999).

II. 4. LES CONTACTS GLACIERS/LACS

Comme nous l'avons vu, un certain nombre des lacs des Dry Valleys sont situés au contact d'un glacier. Les interactions dans la zone de contact vont influencer d'une part la dynamique du glacier, dont les conditions d'écoulement à la base vont être modifiées au niveau de son entrée dans le lac, et d'autre part la dynamique du lac. Diverses morphologies de contact sont rencontrées dans les Dry Valleys. Nous allons les décrire brièvement. Nous présenterons ensuite dans le détail les différents modèles qui existent sur le sujet.

II.4.1. Morphologies de contact

Le contact entre un glacier et un lac ne se présente pas simplement sous forme d'une falaise de glace de glacier verticale surplombant la glace de lac horizontale. La situation est plus complexe et peut varier sensiblement d'un site à l'autre. Nous allons donner ici un aperçu des principaux types de contact présents dans la région de McMurdo décrits dans la littérature: contacts par ride morainique, par continuum entre le glacier et le lac, ou par formation d'une ride de poussée.

II.4.1.1. Ride morainique

Une **moraine** peut être présente entre la bordure du glacier et le lac. La taille et la morphologie de cette moraine peuvent être très variables.

Sur la figure II.10 sont schématisés trois profils caractérisés par un contact de ce type. Les bordures gauche et droite du glacier Suess (Taylor Valley) diffèrent sensiblement. La marge droite du glacier est séparée du lac Popplewell (juste en aval du delta représenté) par une petite ride qui fait saillie au pied de l'*apron*. Sur la bordure gauche du glacier, la falaise de glace est séparée du lac Chad par une série de trois rides morainiques. Le contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (Wright Valley) est, en partie du moins (partie sud du lac), aussi matérialisé par un complexe morainique. Ces moraines, partiellement à cœur de glace contiennent des couches de sable, graviers et boues organiques, organisées en lits qui plongent vers l'intérieur du glacier. Ces sédiments sont bien classés et ont des granulométries semblables à celles des sédiments lacustres environnants (Fitzsimons, 1996).

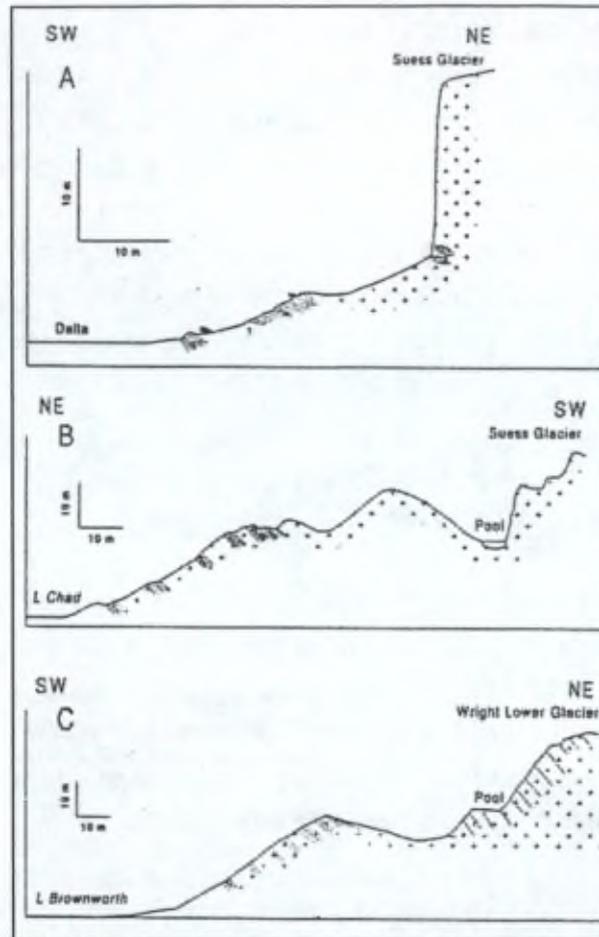


Figure II.11: Coupes transversales de moraines présentes à la marge de glaciers des Dry Valleys. Ces coupes sont basées sur des relevés de terrains et observations effectuées dans des excavations. (A): Marge droite du glacier Suess. (B): Marge gauche du glacier Suess; les sédiments de surface sur la ride sont peu classés et sont composés de matériaux anguleux et grossiers; de petites "marches" sont visibles à la surface de la moraine aux endroits où des niveaux de sédiments affleurent. (C): Glacier Wright Lower; les sédiments de surface sont composés de sable, graviers, et quelques blocs rocheux; des excavations ont montré que la moraine est constituée de lits de sédiments bien classés séparés par de la glace. Source: Fitzsimons, 1996.

II.4.1.2. Continuum entre le glacier et le lac

Dans le cas de certains lacs proglaciaires, la zone de contact ne constitue pas une limite nette mais représente un continuum entre le glacier et le lac. C'est le cas par exemple de la zone de contact entre le lac Trough et le glacier Koettlitz (78°16'S, 163°30'E - Pyramid Trough).

Une série de rides apparaissent à la surface du glacier, parallèles à l'interface entre le glacier et le lac. Des rides parallèles, dont la hauteur diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du glacier sont aussi présentes en surface du lac. Ce continuum est bien visible sur la photo aérienne (figure II.12).

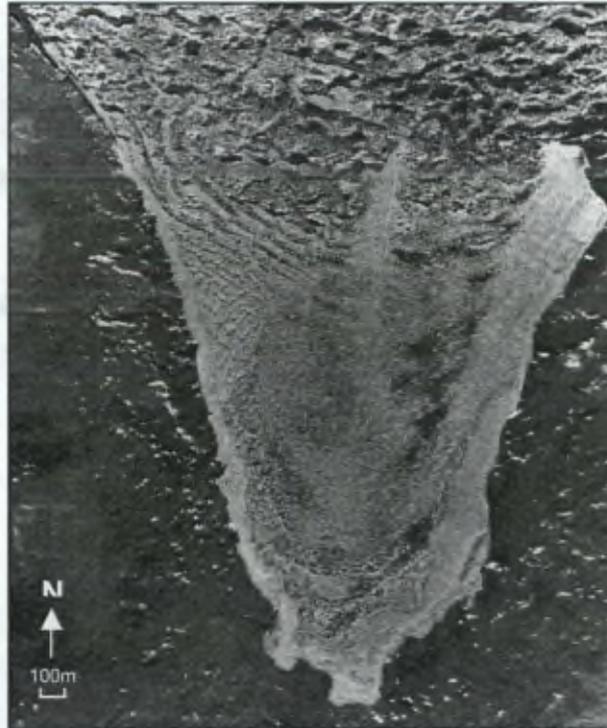


Figure II.12: Photo aérienne du lac Trough et de la marge du glacier Koettlitz. Source: Hendy et al., 2000 (photo US Navy).

Une morphologie d'aspect similaire est présente au niveau du contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (Wright Valley), dans sa partie nord (figure IV.2).

II.4.1.3. Ride de pression

La morphologie du contact entre le glacier Taylor et le lac Bonney (Taylor Valley) est particulière (figure II.13). Une ride se forme en hiver dans la glace de lac, juste en face du front de la partie centrale du glacier (Chinn et Maze, 1983). Cette ride se forme en raison de la pression exercée sur le couvert de glace par l'avancée du glacier. Elle disparaît dans le courant de l'été, du fait de la diminution de pression puisque le couvert de glace peut flotter librement grâce à la formation du *moat*. La glace de lac subit donc une déformation, qui s'étend au-delà de la surface des rides et qui est visible par exemple par l'inclinaison des bulles cylindriques du couvert de glace, initialement verticales.

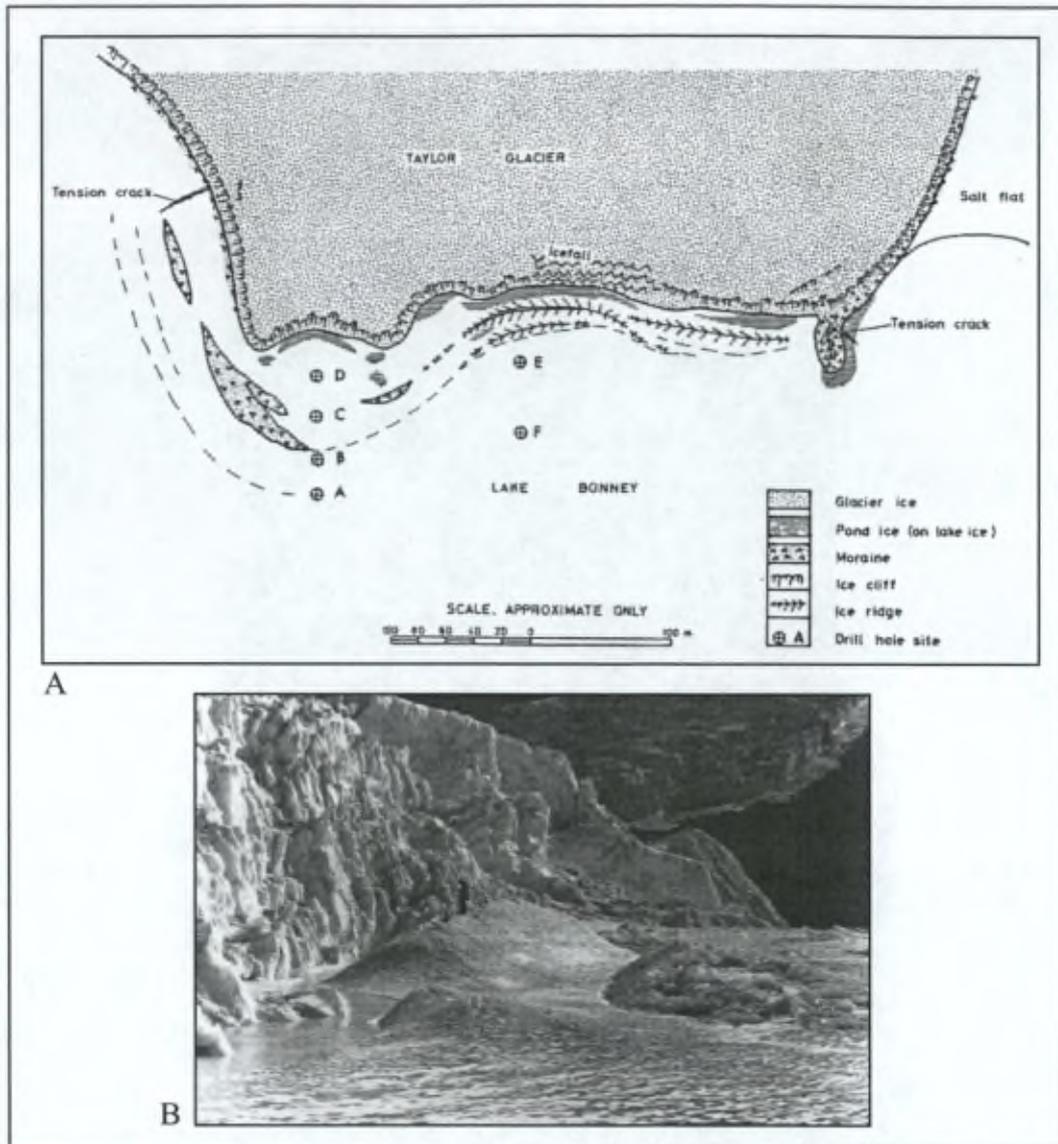


Figure II.13: Zone de contact entre le glacier Taylor et le lac Bonney. (A): Carte indiquant les différents éléments de la zone de contact; (B): Ride de pression développée dans le lac à proximité de la bordure du glacier. L'homme, debout sur la ride, donne une idée de l'échelle. Source: Chinn and Maze, 1983.

II.4.2. Modèles de contact présentés dans la littérature

Nous présentons ici trois modèles concernant la zone de contact entre glaciers et lacs. Le premier étudie les différentes combinaisons possibles de contact en fonction des changements de niveau du lac et de position du glacier. Le deuxième propose une hypothèse d'explication de la formation des moraines présentes au pied des glaciers en contact avec un lac. Enfin, le dernier présente un mécanisme de transport dynamique des débris entre le glacier et un lac proglaciaire.

II.4.2.1 Modèle de Chinn

Chinn (Chinn and Maze, 1983; Chinn, 1993) s'est penché sur les diverses configurations possibles de la zone de contact d'un glacier avec un lac en fonction des bilans respectifs du glacier et du lac. Il propose des scénarii pour des situations où le glacier est stable, avance ou recule, et où le niveau du lac est stable, monte ou baisse.

Il mentionne le fait que dans des conditions d'équilibre, une langue de glace de glacier doit normalement se retrouver sur la glace de lac. Nous avons schématisé la formation de cette langue de glace à la figure II.14. La masse du glacier avance, mais le front de celui-ci se maintient à une position constante si le glacier est en situation d'équilibre. La falaise de glace reste donc dans une position stable à cause de l'ablation à laquelle elle est soumise (les lignes en pointillés sur la figure II.14 indiquent la position que la falaise de glace aurait en l'absence d'ablation). Par contre, la glace de glacier est préservée au contact direct de la glace de lac. Elle peut donc à ce niveau s'avancer progressivement au-dessus du lac. Cette langue de glace de glacier est en revanche exposée à l'ablation de surface, et son épaisseur s'amenuise au fur et à mesure qu'elle s'éloigne du glacier. Cette diminution d'épaisseur est compensée par la formation de glace de lac par-dessous, conformément à l'équilibre dynamique classique d'un couvert de glace de lac¹³.

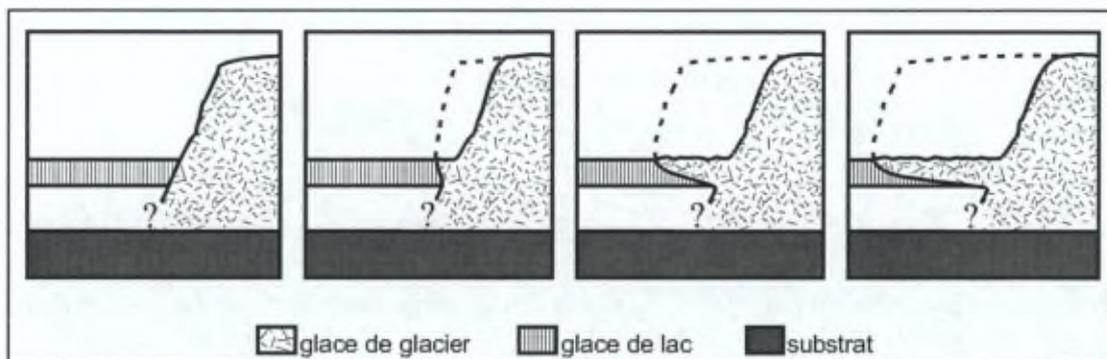


Figure II.14: Schéma d'un contact entre un glacier et un lac montrant la progression d'une langue de glace de glacier par-dessus le lac alors que le front proprement dit est stationnaire. En tiretés: le profil du glacier s'il ne subissait pas d'ablation dans sa zone frontale.

Les différents scénarii proposés par Chinn sont repris à la figure II.15. Si le niveau du lac reste constant (cas A, B et C), les configurations sont semblables quelle que soit la dynamique du glacier. Pour un glacier à l'équilibre (cas D, E, F), la situation est particulière quand le niveau du lac augmente (cas E): de l'eau peut inonder la langue de glace de glacier et former, quand elle gèle, de la glace de lac au-dessus de la glace de glacier. Les configurations pour un glacier flottant sont reprises dans les cas G, H et I.

¹³ Voir point II.3.2.1.

Dans chacune de ces situations, l'interrogation demeure quant à la configuration du glacier sous le couvert de glace de lac, parce que les taux d'ablation relatifs de la glace au contact de l'eau par rapport à ceux de la glace au contact de l'air n'ont jamais été mesurés.

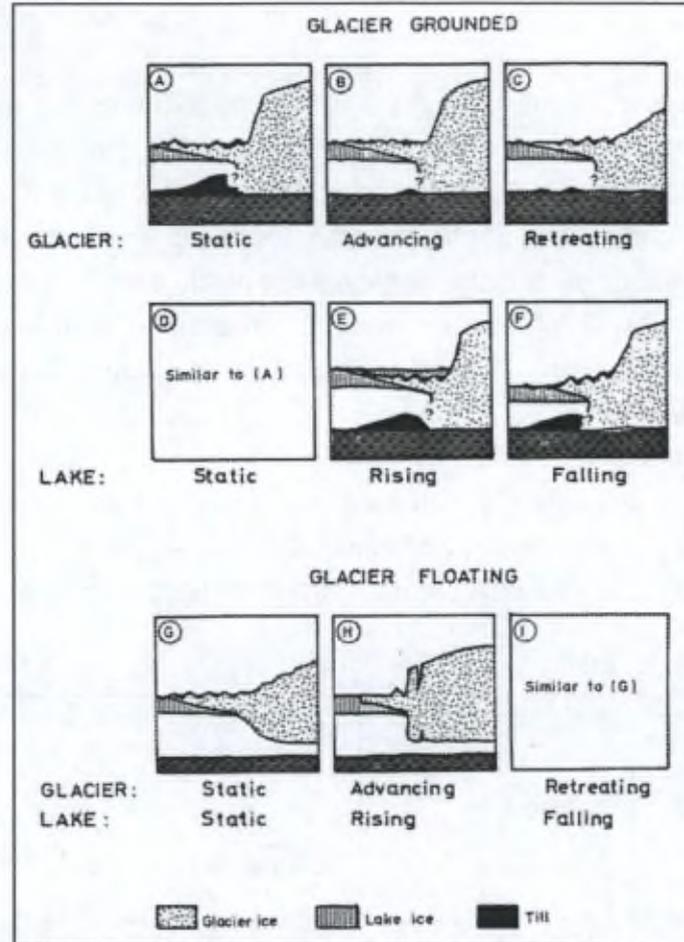


Figure II.15: Configurations possibles de la zone de contact entre un glacier et un lac, en fonction de diverses combinaisons du niveau du lac et de la position du glacier. Source: Chinn and Maze, 1983.

II.4.2.2. Modèle de Fitzsimons

Fitzsimons (1996) a proposé un modèle de formation des moraines décrites au point II.4.1.1. Le bon classement granulométrique et les structures bien préservées des sédiments présents dans ces moraines lui suggèrent qu'ils ont été déposés dans un lac proglaciaire, puis entraînés par la poussée du glacier sans que leur structure sédimentaire ne soit perturbée. Ceci indique qu'ils étaient probablement gelés pendant leur entraînement. Il qualifie ces moraines de « thrust block moraines » (moraines de poussée en bloc). C'est un terme consacré pour des rides liées à la poussée proglaciaire et à l'empilement de blocs de sédiments non consolidés mais gelés.

Ce modèle est expliqué ci-dessous et est présenté schématiquement à la figure II.16.

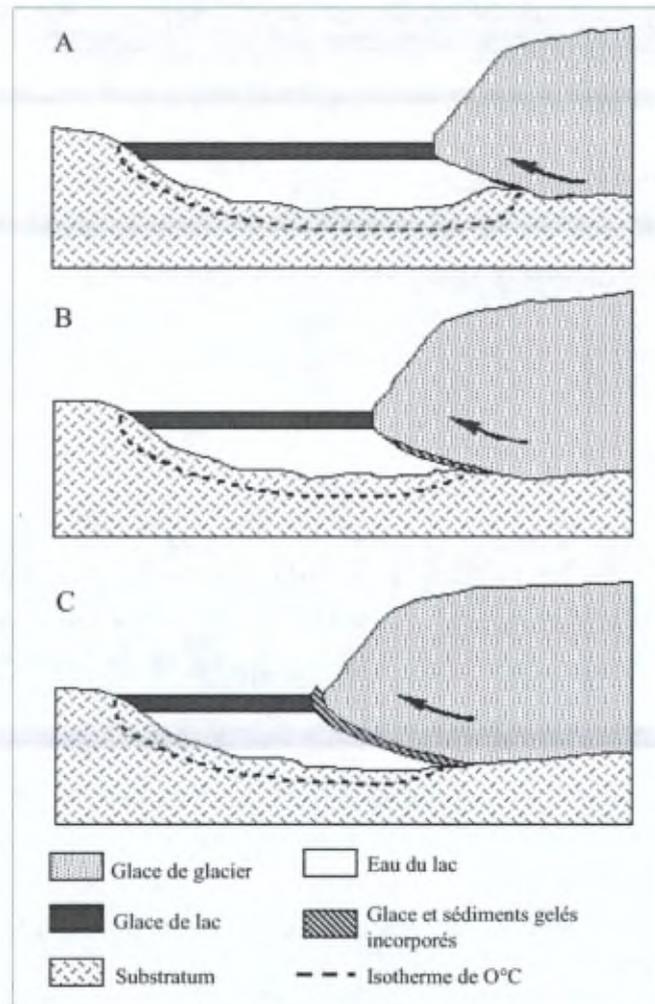


Figure II.16: Modèle de formation des "thrust block moraines" en marge de glaciers froids arrivant dans un lac. D'après Fitzsimons (1996).

Quand un glacier froid s'avance dans un lac *wet-based*, plusieurs phénomènes peuvent se produire. L'eau peut provoquer la fonte de la glace à son contact. Cependant, des conditions favorables à l'accrétion de glace à la base du glacier peuvent aussi se mettre en place. En effet, si la circulation de l'eau est faible, par exemple pour de l'eau confinée sous le glacier, le transfert de chaleur entre l'eau et la glace va se prolonger jusqu'à ce qu'il y ait un équilibre entre les températures de l'eau et de la glace. Dans le cas d'une eau à température légèrement positive en contact avec un glacier à -15°C , l'eau du lac va geler à la base du glacier. Par ailleurs, le glacier froid devient transitoirement *wet-based* quand il s'écoule sur les sédiments non gelés du fond du lac. Il peut alors incorporer ces sédiments en bloc à sa base. Ces débris saturés en eau vont aussi geler au contact du glacier.

La composante verticale de la vitesse d'un glacier à son front, quand le glacier y est dans une zone de compression, est telle que la glace et les sédiments incorporés sont animés d'un mouvement ascendant et forment des rides que l'on observe sur le terrain et qui sont inclinées vers le glacier.

Des débris peuvent continuer à s'accumuler sur la surface des moraines jusqu'à ce leur épaisseur atteigne celle de la couche active du permafrost local. A ce stade, les rides se stabilisent, parce que la glace sous-jacente ne peut disparaître que par sublimation à travers le couvert de débris ou à la suite de l'érosion de celui-ci. Finalement, les rides peuvent apparaître comme « flottant » sur la surface gelée du lac marginal.

II.4.2.3. Modèle du "lake ice conveyor"

Sadler (1989) et Hendy et al. (2000) ont présenté un modèle d'interaction entre un glacier et son lac proglaciaire, à partir d'observations faites sur le lac Trough, adjacent au glacier Koettlitz (Pyramid Trough). Il s'agit d'un modèle de "tapis roulant" (*conveyor belt*): le couvert de glace flottant du lac est poussé par le glacier à travers le lac proglaciaire jusqu'au moat marginal. Un transfert de sédiments se fait entre le glacier et la surface du lac. En fonction de leur taille, les sédiments vont migrer différenciellement à travers le couvert de glace et vont éventuellement se déposer sur le fond du lac au cours de leur transfert vers le *moat*. Ce modèle décrit la sédimentation qui se produit dans un lac polaire proglaciaire. Un schéma détaillé de ce modèle est repris à la figure II.17.

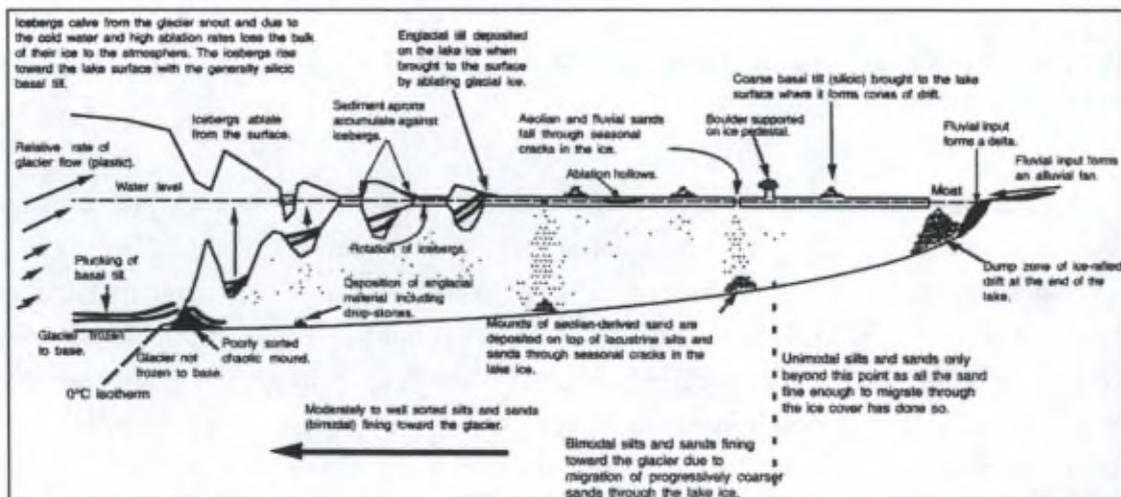


Figure II.17: Modèle du "conveyor belt" et mécanismes de dépôt de sédiments au niveau d'un lac proglaciaire. Source: Hendy et al. 2000.

L'augmentation de la vitesse d'écoulement du glacier Koettlitz quand il entre dans le lac Trough provoque la formation de fissures et crevasses en surface, donnant naissance à des rides parallèles au front du glacier (cfr. rides décrites au point II.4.1.2). Celles-ci constituent des zones de faiblesse à partir desquelles du vèlage d'icebergs peut se produire.

Les icebergs vèlés flottent sur le lac à l'avant du glacier. De la glace de lac se forme rapidement autour d'eux. Par ailleurs, la pression exercée par le mouvement du glacier pousse le couvert de glace de lac vers l'avant. Celui-ci s'écarte progressivement du glacier¹⁴, entraînant les icebergs qu'il emprisonne. De nouveaux icebergs sont vèlés et le même processus se répète, formant une succession de rides parallèles en surface du lac. Ces rides piègent des sables éoliens.

Pendant leur cheminement vers l'aval au sein du couvert de glace, les icebergs sont soumis à l'ablation de surface. La glace de glacier qui les compose disparaît petit à petit en libérant les sédiments qu'elle contenait. Ceux-ci se retrouvent soit dans l'eau du lac au fond duquel ils peuvent se déposer sous forme de petits monticules, soit à la surface de la glace de lac, où ils forment, avec les sables éoliens accumulés au pied des rides disparues, des bandes concentriques parallèles aux rides situées en amont.

Les sédiments qui se retrouvent en surface peuvent migrer de manière différentielle au sein du couvert de glace de lac en fonction de leur taille (voir point II.3.2.3). Les particules les plus fines migrent le plus rapidement et traversent le couvert de glace pour se déposer au fond du lac. Les particules plus grossières forment des dômes de débris en surface. En outre, les sédiments peuvent être évacués dans l'eau au niveau de fissures qui s'ouvrent périodiquement dans le couvert de glace. Ils forment alors des petits monticules à la verticale de ces fissures. Les débris qui subsistent dans et sur le couvert de glace sont finalement déposés au fond du lac à l'endroit du *moat*.

La dynamique de ce tapis roulant engendre donc des dépôts caractéristiques au fond du lac. On y retrouve des monticules de sédiments qui surmontent ou sont surmontés par les dépôts lacustres classiques. Par ailleurs, comme le couvert de glace joue un rôle de filtre, on observe des différences granulométriques dans les dépôts au fur et à mesure qu'on s'éloigne du glacier. Les particules les plus fines, qui traversent le plus rapidement le couvert de glace, vont se déposer le plus près du glacier. La proportion de sédiments plus grossiers augmente donc avec la distance par rapport au glacier.

¹⁴ Ce mouvement de l'ensemble du couvert de glace est possible en été, quand le moat est développé: la glace de lac y fond continuellement, au fur et à mesure qu'elle y arrive. Un déplacement de 18 mètres par an a pu être mesuré grâce au relevé de la position relative d'un bloc erratique reconnaissable (Hendy et al., 2000).

Outil de reconstruction paléo-géomorphologique

Le mécanisme développé dans ce modèle a une implication significative pour l'interprétation de la géomorphologie des zones qui, par le passé, ont été occupées par des lacs proglaciaires présentant un couvert de glace permanent. Le fait que des sédiments proglaciaires puissent être transportés bien au-delà de la ligne d'ancrage est particulièrement important pour la reconstitution de l'extension passée des calottes de glace ancrées dans la baie de McMurdo et dans la mer de Ross.

La figure II.18 montre comment l'extension maximale du glacier et du lac peut être estimée à partir des dépôts restant après le retrait d'un lac proglaciaire.

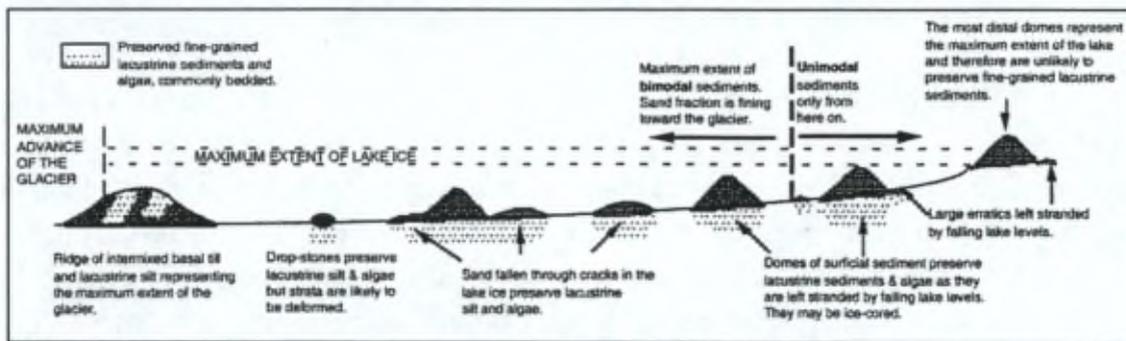


Figure II.18: Types de dépôts résultant du modèle de "conveyor belt" après disparition du lac proglaciaire. Source: Hendy et al., 2000.

Ce mécanisme a permis de comprendre l'origine, longtemps restée une énigme, de nombreux dépôts présents dans les vallées de McMurdo Sound et liés à l'existence des grands lacs proglaciaires développés lors du dernier maximum glaciaire¹⁵.

Remarque

Ce modèle s'apparente à celui que Clayton-Greene et al. (1987) ont proposé pour expliquer la présence de dômes de débris à la surface du lac Miers (vallée de Miers – figure II.5). Le lac Miers serait en effet un reste du lac proglaciaire Trowbridge développé durant le dernier maximum glaciaire. Les dômes de débris présents à sa surface sont dans ce cas l'héritage d'un processus de transfert de sédiments entre la plate-forme de glace de Ross et la glace du lac Trowbridge durant leur étendue maximale. Dans le modèle de Clayton-Greene et al. (1987), cependant, il n'est pas fait mention de vêlage d'icebergs.

¹⁵ Voir point II.1.

II.4.2.4. Modèle de cellule de convection au sein d'un lac proglaciaire

Des mesures de températures de l'eau du lac Trough ont permis de proposer une cellule de convection active au sein de ce lac proglaciaire (Sadler, 1989; Hendy et al., 2000). Celle-ci est reprise à la figure II.19 et expliquée ci dessous.

Les radiations solaires absorbées dans la partie supérieure de la colonne d'eau augmentent la température de l'eau sous le couvert de glace de lac. Cette eau, réchauffée, devient plus dense (le maximum de densité pour de l'eau douce est situé à une température de 4°C). Par conséquent, cette eau plonge, s'écoule le long du lit du lac et arrive au front du glacier. Au contact du glacier, l'eau perd des calories au profit de la glace, ce qui peut provoquer de la fonte. L'eau refroidie devient moins dense et s'élève le long du front du glacier jusqu'à la base du couvert de glace de lac, où elle remplace l'eau réchauffée par le soleil. Une cellule de convection est ainsi mise en place. Cette cellule de convection permet un certain mélange de l'eau du lac.

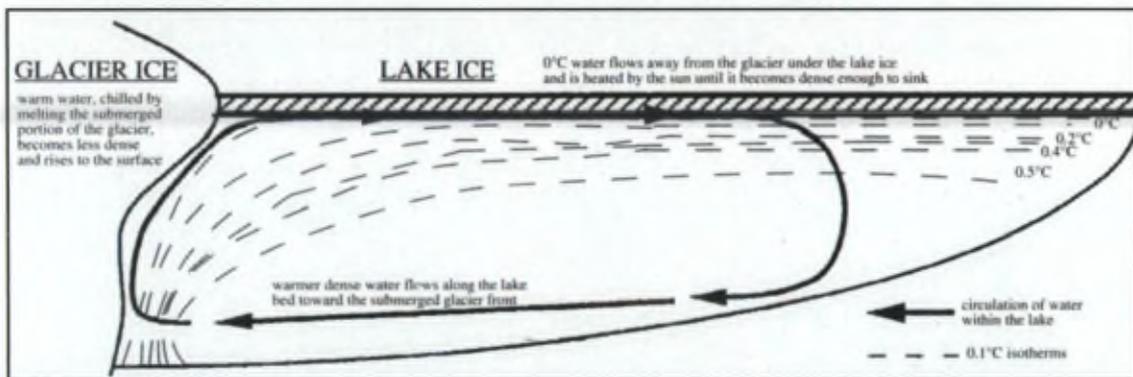


Figure II.19: Structure thermique mesurée au lac Trough et cellule de convection proposée pour ce lac. Source: Hendy et al., 2000.

II.5. BRÈVE PRÉSENTATION DES SITES D'ÉTUDE

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés à deux sites en particulier (figure II.20): la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (vallée de Wright), et celle entre le glacier Suess et le lac Popplewell⁶ (vallée de Taylor). Ces zones font l'objet d'une description détaillée dans les chapitres qui y sont consacrés. Nous ne montrons ici qu'un aperçu des localisations où des échantillons ont été prélevés. Nous présentons aussi quelques autres sites évoqués à titre de comparaison.

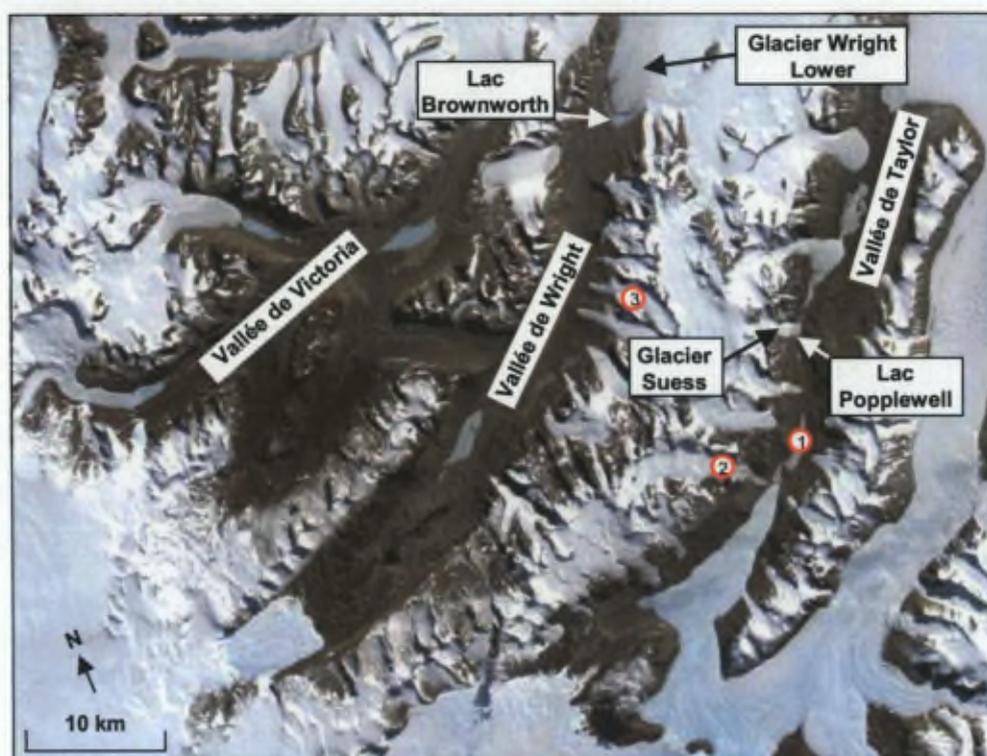


Figure II.20: Localisation des sites d'étude (Image Landsat-MSST).
(1): Lac Bonney; (2): Glacier Rhone; (3): Glacier Meserve.

II.5.1. Zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth

Des échantillons ont été prélevés dans la zone de contact, dans ses parties nord et sud, qui présentent des morphologies différentes ("glace bleue" au nord, moraine au sud). A titre de comparaison, le couvert de glace du lac et la glace basale du glacier ont aussi été échantillonnés. Cette dernière a été rendue accessible par le percement d'un

⁶ Ce lac n'a pas de nom officiel. Il est aussi parfois mentionné comme "Lac Henderson" dans la littérature et sur les cartes topographiques.

tunnel au pied de la falaise de glace. Les différentes localisations sont reprises sur les figures II.21 A et B.

Les échantillons ont fait l'objet de multiples analyses de composition. Le détail des prélèvements de glace réalisés et des analyses effectuées sur chacun d'un est présenté sous forme de tableau en annexe (tableau annexe 1.A).

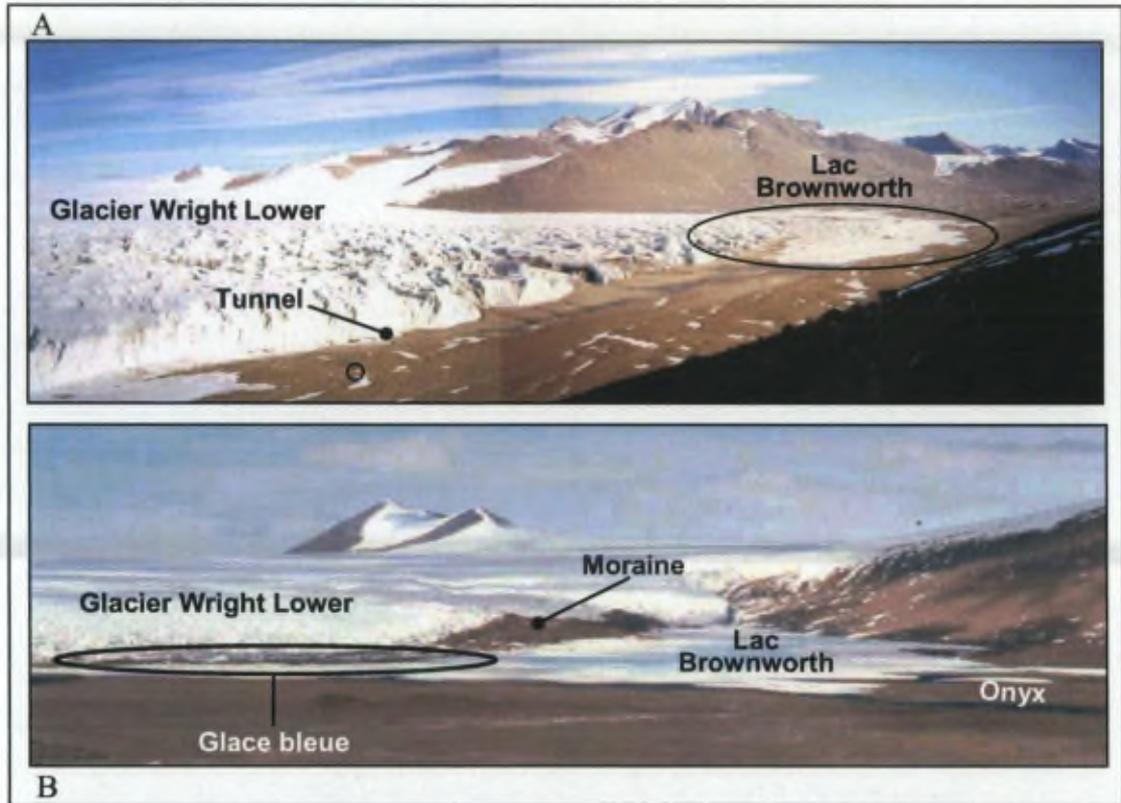


Figure II.21: Photos présentant les sites d'études de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth. (A): Localisation du tunnel (vue vers le SSE - photo: S. Sleewaegen); (B): Localisation de la glace bleue et de la moraine (vue vers l'E - photo: R.Lorrain). La tente entourée sur la photo (A) donne une idée de l'échelle.

II.5.2. Zone de contact entre le glacier Suess et le lac Popplewell

La glace de l'*apron* du glacier Suess a été échantillonnée le long de deux séquences contiguës au lac Popplewell. Celui-ci a fait l'objet de plusieurs sondages. Un tunnel creusé dans son flanc droit en amont a permis d'échantillonner sa glace basale. Les différentes localisations sont reprises sur les figures II.22. A et B.

Une liste des sondages de glace prélevés sur ce site ainsi que des différentes analyses réalisées sont repris en annexe (tableau annexe 1.B)

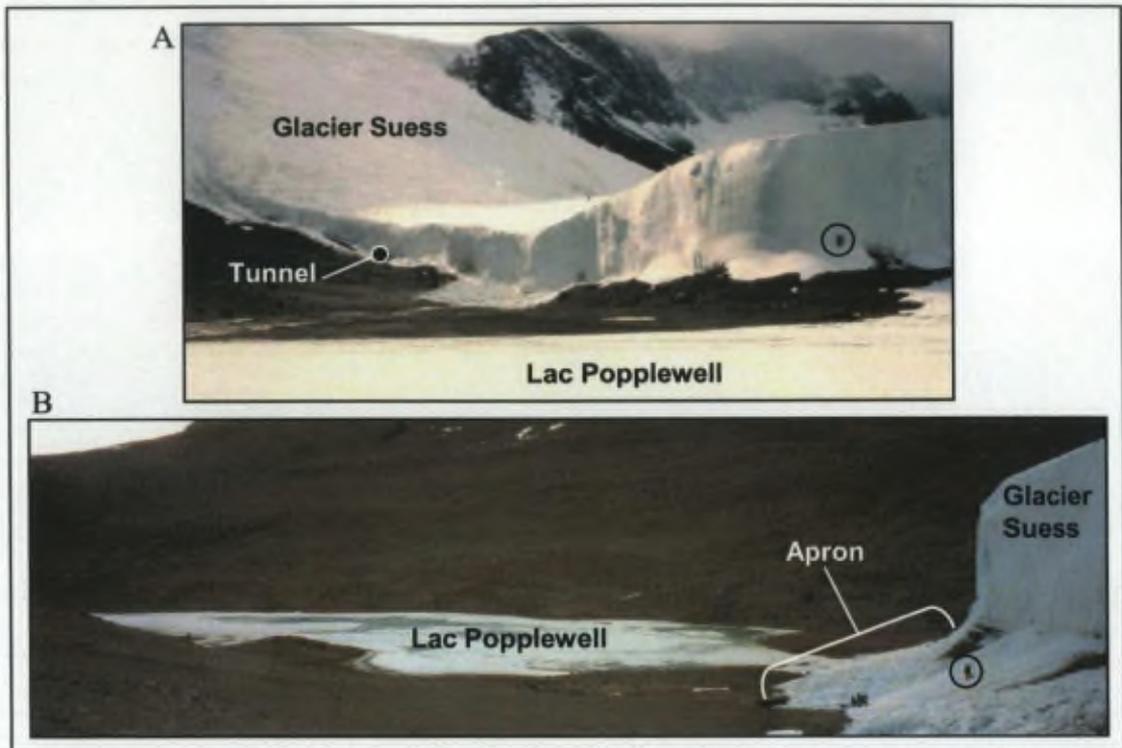


Figure II.22: Photos présentant les sites d'études de la zone de contact entre le glacier Suess et le lac Popplewell. (A) Localisation du tunnel (vue vers NNO - photo: R.Lorrain); (B) Présentation de l'apron et du lac (vue vers l'O - photo: R.Lorrain); Les hommes, entourés d'un cercle noir, donnent l'échelle.

II.5.3. Autres sites présentés à titre de comparaison

D'autres sites pour lesquels nous disposons d'échantillons au laboratoire sont présentés à titre de comparaison dans ce travail.

Il s'agit d'une part de deux lacs dont le couvert de glace a fait l'objet d'analyses:

- le lac Trough (Pyramid Trough), situé au contact du glacier Koettlitz;
- le lac Bonney (Vallée de Taylor), situé au contact du glacier Taylor.

D'autre part, il est fait référence à deux glaciers de type alpin:

- le glacier Rhone (vallée de Taylor);
- le glacier Meserve, situé à proximité du glacier Suess, mais dans la vallée voisine (Vallée de Wright).

La localisation de ces différents sites est reprise sur la figure II.19, excepté celle du lac Trough qui se trouve en dehors des trois principales Dry Valleys (voir figure II.1).

CHAPITRE III
MÉTHODES

III.1. SUR LE TERRAIN

Le travail de terrain a été rendu possible grâce à une collaboration belgo-néozélandaise. Plusieurs membres du laboratoire de glaciologie de l'ULB ont ainsi participé à des missions dans les Dry Valleys, entre 1996 et 2003. Les projets de missions ont été élaborés en commun par les Professeurs S. Fitzsimons de l'Université d'Otago à Dunedin (Nouvelle-Zélande) et R. Lorrain de l'ULB. Le Dr. Fitzsimons a organisé le travail de terrain au départ de Scott Base, la base polaire néo-zélandaise permanente située sur l'île de Ross. Des équipes, constituées de chercheurs et étudiants des deux universités se sont relayées pour des périodes mensuelles permettant de nombreux échantillonnages. Nous avons eu personnellement la chance de passer le mois de janvier 2001 dans les vallées de Wright et de Taylor, ce qui nous a permis de prélever une partie des échantillons que nous utilisons dans cette thèse. Nous allons présenter ici les techniques d'échantillonnage de la glace et les divers relevés et descriptifs effectués sur le terrain.

III.1.1. Prélèvement des échantillons

Les échantillons des **couverts de glace de lac**, ainsi que ceux prélevés en **surface des glaciers** ont été extraits à l'aide de carottiers en acier inoxydable (*SIPRE-type auger*) de 80 à 120 cm de long délivrant des carottes de glace de 7,5 cm de diamètre (figures III.1.A, B et C). Au-delà d'une certaine profondeur, le carottage nécessite l'installation d'un trépied et d'un treuil, comme ce fut le cas pour l'extraction du sondage de 51 mètres depuis la surface du glacier Suess (figure III.1.D).

L'échantillonnage des couverts de glace de lac présente un certain nombre de difficultés, et ce pour plusieurs raisons. D'une part, la relative dureté de cette glace, contenant très peu d'impuretés, a quelque peu entravé la progression de la tête de sonde. Les cylindres extraits sont donc relativement courts¹⁷, à cause de cassures dans la glace survenues au sein du carottier pendant l'échantillonnage. D'autre part, plusieurs tentatives de sondage ont échoué en raison de conditions climatiques trop froides: de l'eau, soit de l'eau de fonte générée par le frottement, soit de l'eau du lac remontée en surface dans le trou de forage, s'infiltrait dans le carottier et gelait directement, collant les morceaux de glace à la paroi interne du carottier et rendant très difficile leur récupération. Enfin, certains sondages ont dû être stoppés au contact d'un niveau de sédiments qui n'a pas pu être perforé.

¹⁷ La majorité des tronçons de glace ont une longueur de l'ordre de 20 à 30 cm.

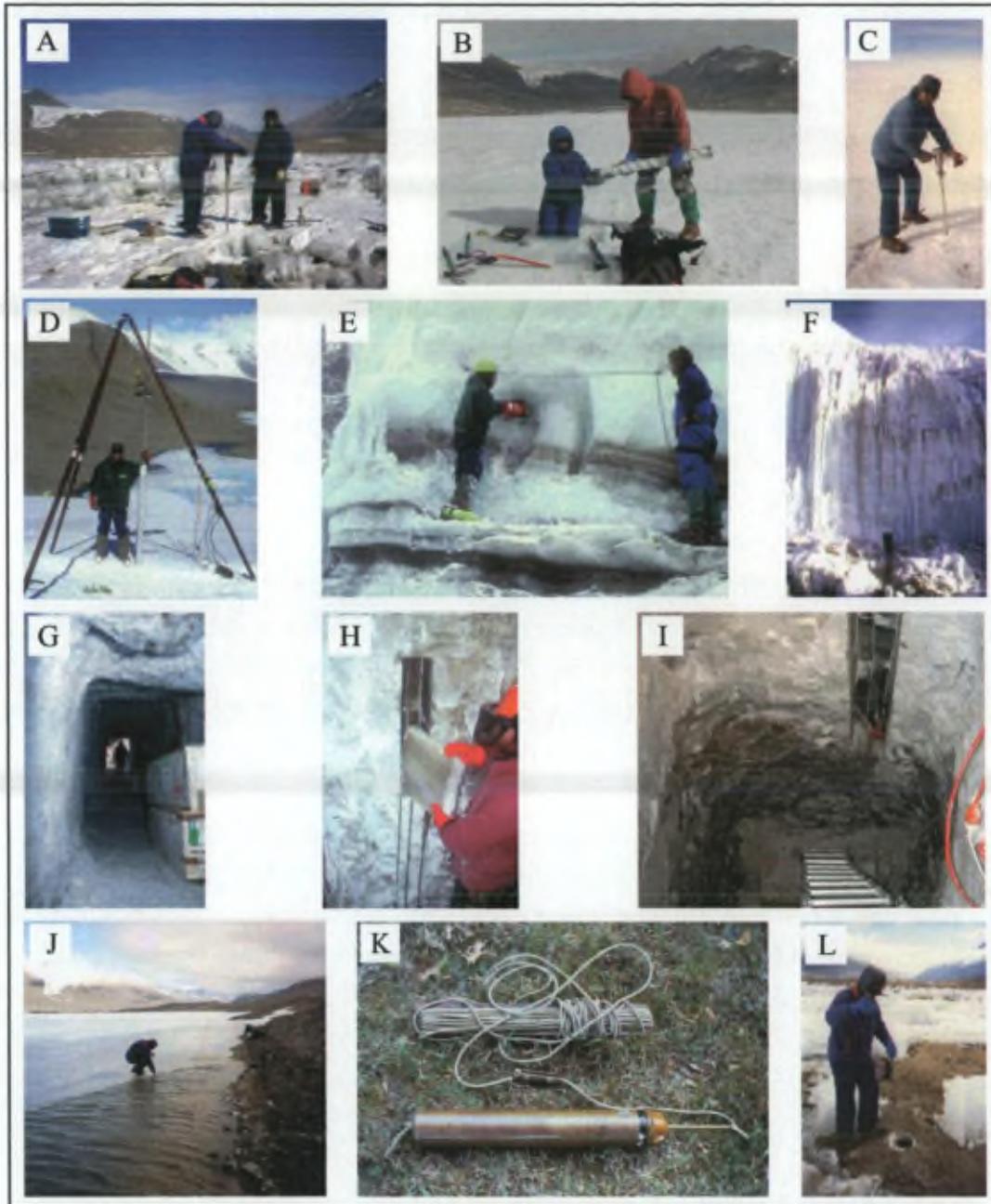


Figure III.1: Photos montrant les diverses techniques de prélèvement utilisées sur le terrain.

(A): Echantillonnage, avec l'aide d'une foreuse électrique, d'un couvert de glace de lac (lac Brownworth); (B): Extraction d'un cylindre de glace du carottier (surface du glacier Wright Lower); (C): Prélèvement manuel d'échantillons de surface (glacier Wright Lower); (D): Dispositif d'échantillonnage muni d'un trépied et d'un treuil pour l'extraction du sondage de 51 mètres de profondeur dans le glacier Suess; (E): Découpe, au moyen d'une scie à chaîne équipée de dents en carbure de tungstène, de blocs de glace dans la séquence de glace basale affleurant à la marge du glacier Suess; (F): Entrée du tunnel creusé au pied de la falaise du glacier Wright Lower – l'ouverture a une hauteur d'environ 2 mètres et une largeur de 1 mètre; (G): Intérieur du tunnel creusé à la base du glacier Suess – deux caisses isolantes destinées au maintien et transport des échantillons de glace sont visibles à droite; (H): Extraction d'un bloc de glace le long d'une séquence verticale de glace basale dans le puits creusé au fond du tunnel à la base du glacier Rhone; (I): Puits creusé au fond du tunnel à la base du glacier Wright Lower – la séquence verticale au niveau de laquelle les blocs de glace basale ont été prélevés est bien visible; (J): Echantillonnage d'eau du moat dans une bouteille en polypropylène (lac Brownworth); (K): Echantillonneur d'eau de type Kemmerer; (L): Echantillonnage d'eau à la verticale d'un sondage du couvert de glace (lac Brownworth). Photos : R. Lorrain (B, D, E, G et H) et S. Sleewaegen (A, F, I, J, L); source photo K: <http://www.bakeru.edu/faculty/rboyd/lgenbis.htm>.

La structure interne de la **moraine du glacier Wright Lower** et de l'**apron du glacier Suess** a pu être mise au jour grâce à l'excavation de tranchées verticales, d'une cinquantaine de centimètres de profondeur par rapport à la surface. Au sein de ces tranchées, des blocs parallélépipédiques (environ 40 cm de haut, 10 cm x 20 cm de large) ont été prélevés sur la verticale au moyen d'une scie à chaîne, équipée de dents en carbure de tungstène pour couper à travers des niveaux de sédiments (figure III.1.E).

La **glace basale** de ces deux glaciers a été rendue accessible grâce à un tunnel d'une vingtaine de mètres de long creusé – non sans difficultés – au pied de la falaise de glace marginale de chacun d'entre eux (figures III.1.F et G). Au fond du tunnel, un puits de 4-5 mètres de profondeur a été creusé jusqu'au niveau du lit apparent du glacier (figure III.1.H). Des blocs y ont été découpés, également à la scie à chaîne, le long d'un profil vertical (figure III.1.I).

Les **échantillons d'eau** des *moats* et des cours d'eau ont été directement recueillis dans des bouteilles en polypropylène, rincées préalablement avec l'eau en question (figure III.1.J). Les eaux du lac Brownworth, accessibles sous le couvert de glace au travers des trous de forage, ont été extraites à différentes profondeurs grâce à un échantillonneur d'eau (type Kemmerer) (figures III.1.K et L).

Après prélèvement, tous les échantillons, soigneusement emballés dans des sacs en plastique fermés, ont été maintenus sous -15°C , dans des boîtes isolantes disposées dans les tunnels creusés au sein des glaciers, qui faisaient office de congélateurs naturels¹⁸. Des enregistreurs de température ont été utilisés pour contrôler les conditions de stockage depuis le terrain jusqu'aux congélateurs du laboratoire à l'ULB: la température n'a jamais été supérieure à -15°C .

III.1.2. Relevés et descriptifs de terrain

Des relevés de terrain ont été effectués pour localiser les sites d'échantillonnage. Les distances entre les différents sites et par rapport à un point de repère ainsi que leurs azimuts ont permis de les reporter sur les cartes.

Dans le cas de la moraine du glacier Wright Lower et de l'*apron* du glacier Suess, la découpe de blocs de glace ne s'est pas faite en continu sur la totalité des séquences exposées dans les tranchées. Cela aurait représenté une quantité de glace beaucoup trop importante. Préalablement à l'échantillonnage, des unités de glace ont été

¹⁸ La température mesurée dans les tunnels à la base des glaciers variait entre -15 et -18°C .

définies, décrites et schématisées pour l'entièreté du profil. Ces unités ont été déterminées en fonction de l'aspect de la glace: concentration en bulles et charge en sédiments entre autres. Cela a permis de cibler les échantillons à prélever, de telle sorte que chaque unité ainsi décrite soit représentée.

Les échantillons eux-mêmes ont fait l'objet d'une description préliminaire sur le terrain. Chaque sondage a été représenté sur un profil gradué reprenant la longueur et les caractéristiques générales de tous les tronçons de glace qui le composent. Les blocs découpés à la scie à chaîne ont aussi été schématisés (dimensions, disposition des sédiments, etc.). Ces premières descriptions sont indispensables pour une étude ultérieure des glaces au laboratoire.

III.2. AU LABORATOIRE

La description détaillée des échantillons constitue la première étape du travail en laboratoire. Viennent ensuite généralement les observations cristallographiques basées sur l'observation de lames minces de glace. Les analyses de composition de la glace réalisées consistent en la mesure des isotopes stables de l'eau, des concentrations en cations et anions majeurs, ainsi que du contenu total et de la composition en gaz. Quelques observations et analyses ont aussi été faites sur les sédiments. La plupart des techniques appliquées dans le cadre de ce travail sont couramment utilisées au laboratoire. Nous n'entrerons donc pas ici dans le détail de leur description. Cependant, afin de mener à bien notre étude, nous avons mis au point une nouvelle méthode d'analyse des compositions en gaz. Nous exposerons donc plus longuement la mise en place de cette méthode, pour laquelle nous avons bénéficié de l'aide de Véronique Verbeke, assistante à l'ULB, préparant sa thèse de doctorat en même temps que nous.

III.2.1. Description et découpe des échantillons de glace

Avant toute analyse de composition, on recourt à un examen approfondi des carottes et blocs de glace pour cibler au mieux les endroits à échantillonner. Nous allons présenter ici les principales étapes de la description et de la découpe des échantillons qui feront l'objet d'une analyse spécifique. Ces étapes se font dans une chambre froide, maintenue à une température variant de -15° à -25°C .

La surface des morceaux de glace est tout d'abord rafraîchie à l'aide d'un grattoir, afin de faciliter son observation en lumière directe. Les échantillons sont manipulés avec des gants non contaminants à usage unique.

L'examen des blocs donne lieu à la confection de schémas en chambre froide, annotés de nombreuses observations décrivant l'aspect des sédiments, la dimension, la disposition et la couleur des sédiments, la couleur et l'examen par transparence de la glace, le contenu en bulles, la forme et l'orientation de celles-ci, et toute autre caractéristique remarquable. Les carottes ont été représentées à l'échelle 1/1 sur des feuilles graduées. Les résultats des observations y ont aussi été annotés.

Tous les blocs ont été photographiés sur plusieurs faces, avec une échelle graduée. Cela a permis de constituer des profils facilement observables des différentes séquences. Des photographies de lames épaisses (de 5 à 10 mm en moyenne) ont aussi été prises de manière systématique, permettant une description plus aisée des bulles et de l'aspect de la glace.

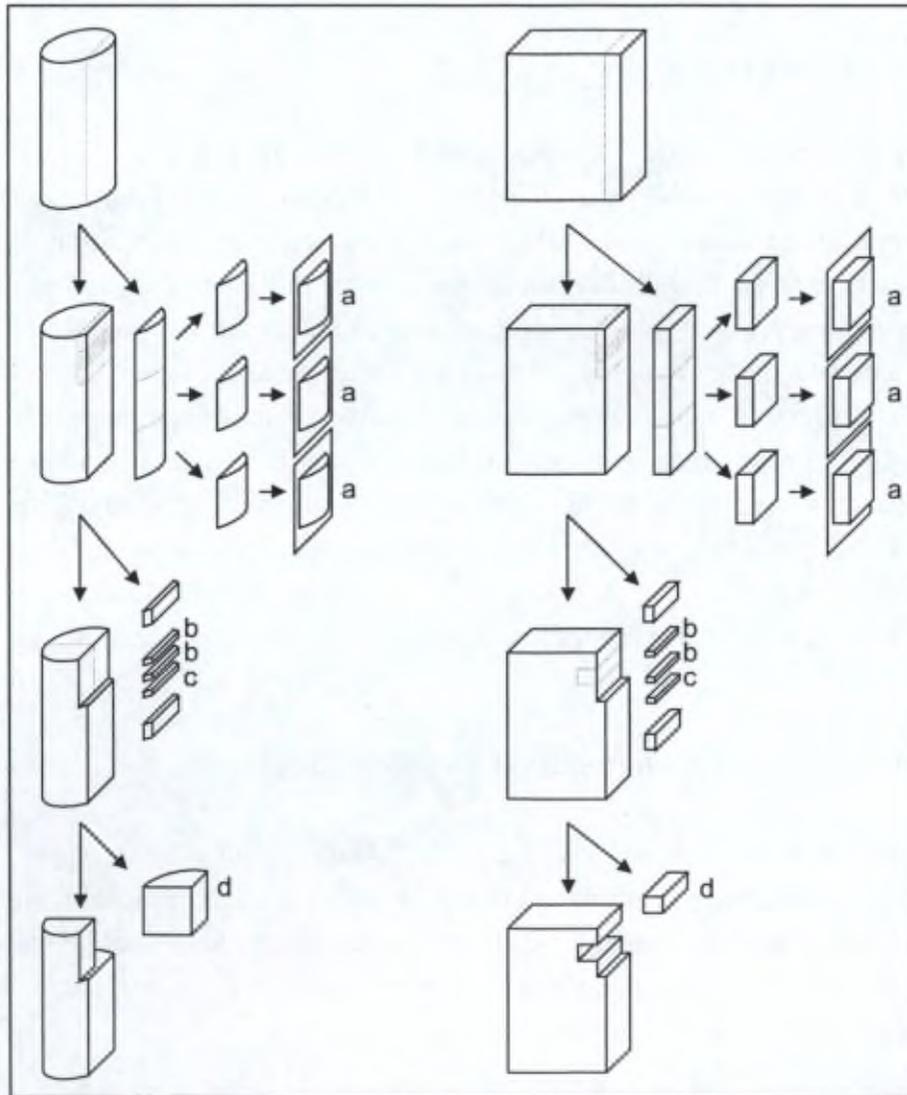


Figure III.2: Schéma montrant la démarche classique de découpe des échantillons dans les carottes (à gauche) et dans les blocs (à droite) de glace en vue des différentes analyses. En (a): découpe destinée aux lames minces de glace; les coupes (b), (c) et (d) correspondent respectivement aux coupes pour les analyses ioniques, isotopiques et de gaz.

La découpe des carottes et des blocs pour prélever les divers échantillons se fait suivant un schéma classique, représenté à la figure III.2. Elle s'opère à l'aide d'une scie à ruban en l'absence de sédiments ou d'une scie à fil diamanté en présence de ceux-ci ou pour avoir une meilleure précision. Une tranche verticale épaisse est découpée. Elle sert à la réalisation des lames minces pour les observations texturales. Une deuxième tranche est éventuellement sciée, pour permettre la découpe de bâtonnets¹⁹ servant aux analyses isotopiques et ioniques. Enfin, des morceaux sont découpés pour l'analyse du contenu et de la composition en gaz. La totalité de ces analyses n'a pas nécessairement été réalisée sur tous les morceaux de glace: une sélection s'est faite à partir de l'observation préalable minutieuse de la glace ainsi qu'en fonction des résultats déjà obtenus sur base d'un premier tri.

III.2.2. Analyses cristallographiques des glaces

Des lames minces verticales (de 600-800 μm d'épaisseur et de largeur et hauteur moyennes de 6 et 9 cm, respectivement) ont été réalisées en chambre froide. Dans la glace dépourvue de tout débris, les lames minces ont été façonnées à l'aide d'un microtome (de type LEITZ 1400) selon la méthode classique décrite par Langway (1958). En présence de débris, les lames ont été découpées au moyen d'une scie à fil diamanté selon le procédé mis au point par Tison (1994). Toutes les lames minces ont été photographiées en lumière polarisée, afin de permettre l'observation de la texture. L'ensemble de ces photos a été repris sur des profils gradués à l'échelle 1/1, en parallèle avec les photos des lames épaisses décrites ci-dessus.

La technique de mesure d'orientation des axes optiques à l'aide d'une platine tétra-axiale universelle a été mise au point par Rigsby (1951) et aménagée par Tison (1981). Les résultats de ces mesures sont représentés sur des diagrammes de Schmidt (projection sur le plan équatorial des points de percée des axes optiques sur l'hémisphère sud).

III.2.3. Analyses isotopiques des glaces

Les analyses isotopiques (δD et $\delta^{18}\text{O}$) ont été faites sur l'eau de fonte des bâtonnets de glace de 5cm^3 décrits au point III.2.1. Les analyses ont été réalisées par spectrométrie de masse au Centre d'Etudes Nucléaires à Saclay, en France. Les résultats

¹⁹ Ces bâtonnets correspondent à des parallélépipèdes d'environ $5\text{cm} \times 1\text{cm} \times 1\text{cm}$.

sont exprimés en unités δ normalisées avec SMOW (Standard Mean Ocean Water)²⁰. La précision des mesures est de $\pm 0,5\%$ pour le δD et de $\pm 0,1\%$ pour le $\delta^{18}O$.

III.2.4. Analyses ioniques des glaces

Les échantillons pour ces mesures sont d'environ 10 ml de glace fondue. Les anions majeurs (Cl^- , SO_4^{2-}) ont été analysés avec un chromatographe ionique de type DIONEX DX100, avec une précision de 5% pour le Cl^- et le SO_4^{2-} . Les cations majeurs (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+) ont été analysés par spectrométrie d'absorption atomique (VARIAN SpectrAA 300) avec une précision de 3% (Lorrain et al., 2002).

III.2.5. Observation et analyse de précipités et de sédiments

Afin d'observer d'éventuels précipités de $CaCO_3$, un échantillon de quelques ml de glace du lac Popplewell a été fondu et directement filtré sur une membrane Nucléopore de $0,40\mu m$. Le filtre a été préparé puis examiné par microscope électronique à balayage (JEOL 733 SEM) à l'Unité de géochimie et minéralogie appliquée de l'Université Libre de Bruxelles. Cette démarche a été décrite avec plus de détails par Tison et al. (2002).

Des analyses sédimentologiques ont été réalisées sur quelques échantillons au Blaustein Institute for Desert Research en Israël (méthodes décrites dans Offer et al., 1993): mesure de la taille des particules par un granulomètre à rayon X de type SediGraph et observation de la micromorphologie des particules par microscope électronique à balayage.

III.2.6. Analyses du volume total de gaz contenu dans les glaces

Le volume total (exprimé en $cm^3 g^{-1}$ de glace aux conditions STP²¹) a été mesuré avec une méthode d'extraction par fusion-regel associée à une pompe Toepler. Cette méthode a été décrite en détails par Raynaud et al. (1988) et Blunier et al. (1993). La précision relative est inférieure à 5 % (Martinerie et al., 1994).

²⁰ Voir annexe 1.

²¹ STP: Standard Temperature and Pressure: température de $0^\circ C$ et pression de 1 atmosphère.

III.2.7. Analyses de la composition des gaz contenus dans les glaces

III.2.7.1. Introduction

La mesure des concentrations en gaz atmosphériques contenus dans les bulles occluses dans la glace se fait par chromatographie en phase gazeuse, après extraction des gaz par broyage à sec, ou par fusion-regel.

Une méthode d'analyse du CO_2 , de l' O_2 et du N_2 après extraction par broyage à sec a été détaillée par Janssens (1996): l'échantillon est placé dans un récipient métallique avec des billes métalliques; le vide est fait dans le récipient, puis la glace est broyée par impact des billes et les gaz libérés sont transférés via une ligne de vide vers le chromatographe. Une partie de nos échantillons a été analysée selon cette méthode, à l'aide d'un chromatographe VARIAN 3300. Par ailleurs, pour mesurer les concentrations en CH_4 , une autre méthode était utilisée au laboratoire (Verbeke et al., 2002), avec extraction des gaz par fusion-regel et analyse sur un autre chromatographe, le CHROMPACK 9001.

Deux échantillons différents étaient donc nécessaires pour obtenir les concentrations en CO_2 , O_2 , N_2 d'une part et en CH_4 d'autre part. En effet, les chromatographes du laboratoire n'étaient pas initialement équipés pour mesurer l'ensemble de ces composés, et la méthode d'extraction des gaz n'était pas adaptée pour analyser simultanément le CO_2 et le CH_4 de manière fiable. Une extraction par fusion-regel n'est pas adaptée pour la mesure du CO_2 , parce qu'elle peut en affecter la concentration pour deux raisons (Sowers et al., 1997 ; Raynaud et al., 1982) : d'une part le CO_2 est très soluble dans l'eau, et d'autre part des réactions chimiques peuvent se produire avec des particules carbonatées potentiellement présentes dans la glace. L'analyse du CO_2 nécessite donc une extraction à sec pour les échantillons pouvant contenir des carbonates, ce qui est probable pour de la glace basale riche en particules. En revanche, cette extraction à sec peut provoquer une contamination en CH_4 par impact des billes métalliques sur la paroi du récipient en acier inoxydable pendant le broyage (Stauffer et al., 1985 (a) ; voir aussi point 2.7.2.1.1.).

Avec l'objectif de gagner un temps considérable et d'économiser de la glace précieuse, nous avons dès lors entrepris de développer une technique permettant d'analyser simultanément tous ces composés à partir d'un seul et même échantillon. Nous avons adapté la méthode d'extraction des gaz, et nous avons construit une nouvelle ligne de vide connectée à un nouveau chromatographe (INTERSCIENCE Trace 2000). Cette nouvelle installation a été équipée pour pouvoir analyser des composés supplémentaires: l'argon (Ar) d'une part, et des composés du soufre d'autre part, pour le moment uniquement le sulfure de diméthyle (DMS).

Intérêt de la mesure de l'argon

Dans un système traditionnel (comme celui du chromatographe Varian 3300), l'O₂ et l'Ar sont analysés comme un tout: leurs deux pics correspondants ne sont pas séparés. La mesure est en général basée sur le postulat que la concentration en Ar dans l'échantillon est proche de celle du standard utilisé, et que donc son influence peut être négligée. Or, la part relative de ces deux composés peut varier sensiblement d'un échantillon à l'autre dans de la glace dont la composition est très différente de celle atmosphérique, comme la glace basale ou la glace de lac. Un pic unique pour la détection de l'Ar et de l'O₂ pose donc problème. Dans certains échantillons par exemple, la concentration en O₂ est très faible, voire indétectable. Sans la séparation de l'O₂ et de l'Ar lors de l'analyse, il est impossible de mettre en évidence une absence totale d'O₂, parce que le signal est biaisé par la présence de l'Ar. Ceci est d'autant plus critique que, dans les échantillons que nous avons analysés, de faibles concentrations en O₂ ont souvent été de pair avec une concentration en Ar plus élevée que la moyenne.

L'argon est un gaz inerte, qui n'est ni produit ni consommé par des processus biochimiques. Il peut donc en théorie servir d'"étalon" pour étudier des processus affectant d'autres gaz. L'utilisation conjointe des rapports Ar/O₂ et Ar/N₂ a ainsi permis à Craig et al. (1992) de quantifier la contribution biologique dans la sursaturation en oxygène des eaux du lac Hoare (vallée de Taylor).

La teneur en argon peut aussi donner des informations sur les processus qui se déroulent dans le cas du regel partiel d'eau de fonte qui circule au sein d'une masse de glace, comme par exemple à la base d'un inlandsis (Souchez et al., 1993). En effet, l'argon est un gaz relativement soluble (plus que l'oxygène et surtout que l'azote²²), mais son coefficient de diffusion²² dans l'eau est inférieur à ceux de l'azote et de l'oxygène. La concentration en argon dans de la glace partiellement formée par regel d'eau de fonte va dépendre de ces propriétés, en étant affectée par les processus suivants. Si de l'eau de fonte pauvre en gaz entre en contact avec l'air contenu dans les bulles de la glace, la phase gazeuse de la bulle va s'appauvrir relativement en composés les plus solubles, tandis que l'eau elle-même va s'enrichir en ces composés. Vu sa relativement grande solubilité, l'argon va donc présenter une concentration proportionnellement plus grande dans l'eau de fonte par rapport à l'air de la bulle. Par ailleurs, la composition de la glace formée par regel de cette eau va, quant à elle, dépendre des coefficients de diffusion des gaz dans l'eau: les gaz qui diffusent moins vite, comme l'argon et l'azote, sont plus rapidement incorporés dans la glace, tandis que ceux qui

²² Voir annexe 2.

diffusent plus vite, comme l'oxygène, peuvent plus facilement migrer dans le reste du réservoir d'eau pendant la progression du front de gel. Si les eaux de fonte circulent dans un système ouvert et que le gel de celles-ci n'est que partiel, l'oxygène, malgré sa relativement grande solubilité, va se retrouver relativement appauvri par rapport à l'argon dans la glace formée par regel.

Intérêt de l'analyse de composés du soufre

Le DMS (abréviation anglophone du sulfure de diméthyle) est un composé volatil qui joue un rôle important pour le climat global (Charlson et al., 1987). Son oxydation dans l'atmosphère produit des aérosols sulfatés qui servent de noyaux de condensation pour la formation des nuages. Le DMS est lui-même un produit dérivé du DMSP (abréviation anglophone du propionate de diméthyle sulfonium), produit par certains types d'algues autotrophes. L'étude de ces composés s'est principalement centrée sur leur production dans les eaux de surface des océans. Cependant, ils sont aussi présents dans des eaux de lacs continentaux. Lee et al. (2004) ont par exemple mis en évidence des concentrations extrêmement élevées en ces composés dans les eaux du lac Bonney (vallée de Taylor). Leur étude permet de mieux comprendre le cycle du soufre et les conditions biochimiques présentes.

Par ailleurs, l'analyse d'autres composés du soufre, comme le H_2S , pourrait mettre en évidence certains processus se déroulant dans des conditions anaérobies. Le dispositif tel qu'il a été mis en place ne permet pas directement l'analyse de cet acide (ce n'était pas notre objectif premier). Cependant, des modifications mineures suffiraient pour l'adapter.

III.2.7.2. Installation et mise au point d'un nouveau dispositif de mesure de la composition des gaz

L'élaboration du nouveau dispositif de mesure de la composition en gaz a nécessité une série de mises au point complexes. Tant la méthode utilisée que l'appareil lui-même ont fait l'objet de multiples adaptations pour obtenir un signal satisfaisant pour tous les gaz à analyser. Alors que nous ne détaillons pas dans le texte les autres dispositifs et procédures que nous avons utilisés au laboratoire parce qu'ils ont été décrits ailleurs, nous reprenons ci dessous les caractéristiques des dispositifs d'échantillonnage et d'analyse que nous avons développés et mis au point nous-même.

III.2.7.2.1. Le dispositif d'échantillonnage

III.2.7.2.1.1. Le récipient et l'extraction à sec

Afin de pouvoir limiter de manière significative le volume des échantillons de glace et donc d'améliorer la résolution de l'échantillonnage, un **nouveau récipient** en acier inoxydable a été conçu. Grâce à sa plus petite taille, la pression d'injection reste similaire à celle obtenue avec les récipients préexistants²³: un rapport de 1/3 entre les volumes de l'échantillon de glace et de l'intérieur du récipient est conservé. Le schéma en est repris à la figure III.3. Outre le volume réduit, deux autres modifications notoires ont été apportées à ce récipient par rapport à ceux traditionnellement utilisés.

- Le joint assurant l'étanchéité du récipient est dans ce cas un joint en cuivre, et non plus un joint en *viton*. Le principe est le suivant. Une "rainure" de la taille des joints a été creusée dans le corps et le couvercle du récipient. Ces rainures sont munies d'une crête circulaire destinée à écraser le joint et assurer ainsi l'étanchéité. D'une part, l'utilisation d'un joint en cuivre, qui ne s'altère pas aux basses températures utilisées (jusque -60°C), permet d'éliminer toute infiltration liée à la rétraction thermique, au contraire des joints en *viton* qui ne tiennent pas le vide à basse température. D'autre part, l'emploi d'un joint en cuivre évite une contamination potentielle en méthane liée au joint en *viton* lui-même ou à la graisse dont il a été imprégné.
- Un nouveau système d'évacuation des gaz du récipient dans le couvercle a été mis en place, composé de 4 conduits au lieu d'un seul. Cette nouvelle disposition permet d'éviter la formation de bouchons dans l'orifice de sortie. Ces bouchons, composés de poussière de glace, peuvent affecter la mesure pour deux raisons: d'une part par obstruction, en diminuant de manière drastique la pression d'injection de l'échantillon vers le chromatographe, et donc la précision de l'analyse; d'autre part en modifiant complètement la composition en gaz en cas de fusion de la poussière de glace suivie de regel.

²³ Un schéma des récipients métalliques préexistants est repris en annexe 3A.

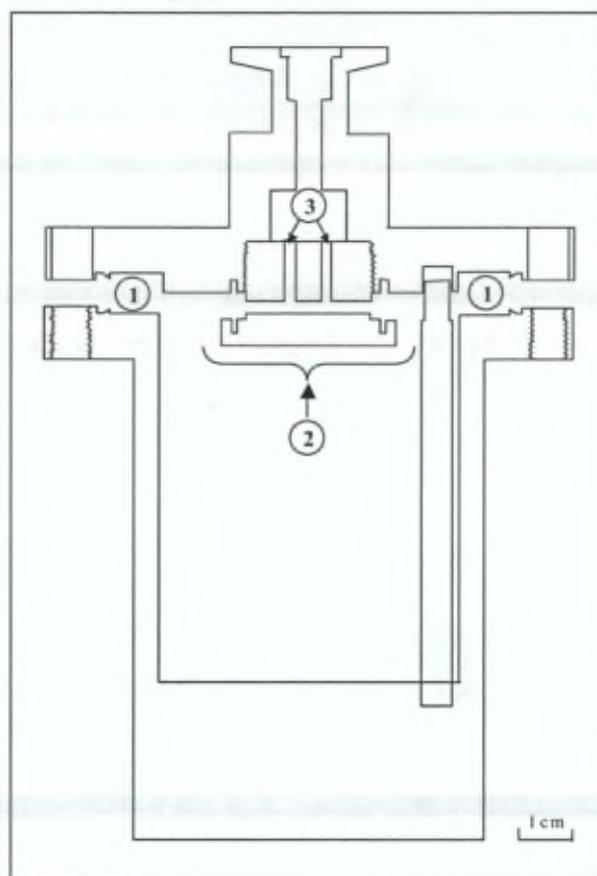


Figure III.3: Représentation schématique du nouveau récipient d'extraction des gaz à sec. Les rainures, munies de crêtes circulaires, destinées au joint d'étanchéité en cuivre sont indiquées en (1). Le nouveau système d'évacuation (2) débouche sur quatre conduits (3).

Par ailleurs, la **technique d'extraction à sec** a dû elle-même être modifiée pour permettre la mesure conjointe du méthane sans contamination. Nous avons en effet été obligée d'effectuer les broyages sans billes. Un test de broyage avec billes a effectivement montré une énorme contamination pour de faibles concentrations en méthane (20 ppmv après un broyage, 100 ppmv après un deuxième broyage, au lieu de ~1 ppmv attendu et mesuré sans broyage). Cette contamination, quoique non entièrement élucidée, proviendrait du choc métal contre métal des billes sur la paroi du récipient. Le broyage sans billes est certes moins efficace, mais nous avons montré que le fait de secouer très énergiquement le récipient métallique décrit ci-dessus contenant le morceau de glace réussit à libérer une quantité suffisante de gaz pour l'analyse: les pressions d'injection obtenues sont tout à fait satisfaisantes. Un test²⁴ a montré qu'environ 80 % des gaz étaient récoltés avec cette technique (c'est-à-dire dans la

²⁴ Le test a consisté en la comparaison du volume total de gaz extrait de deux manières différentes dans deux échantillons aliquotes: dans un cas l'extraction a été faite par broyage à sec sans billes, dans l'autre cas elle a été faite par fusion-regel classique.

fourchette des pourcentages récoltés avec la technique traditionnelle – Janssens, 1996). En outre, Raynaud et al. (1982) ont montré dans le cas du CO₂ qu'il n'était pas spécialement nécessaire de récolter la totalité des gaz piégés dans les bulles d'air pour avoir des résultats reproductibles.

Remarque

Les échantillons de glace de lac contenant de longues bulles cylindriques (telles que celles présentées à la figure II.7) n'ont pas pu être analysés avec le nouveau récipient, trop petit. Ils ont donc été analysés avec le récipient "classique", mais broyés sans billes.

III.2.7.2.1.2. La ligne d'extraction sous vide

La ligne d'extraction sous vide liée au chromatographe a été conçue en s'inspirant des lignes existant préalablement dans le laboratoire, principalement de la ligne connectée au chromatographe Chrompack 9001²⁵. De façon à limiter le volume, la ligne a été construite en utilisant des tubes en inox d'un diamètre d'1/8 de pouce les plus courts possible. L'essentiel de la ligne, qui peut se trouver potentiellement en contact avec un composé du soufre, a subi un traitement "Silcosteel ®" afin de minimiser l'adsorption de ces composés sur les parois. Ce traitement, réalisé par la société Restek International aux Etats-Unis, correspond à l'application à haute température (400°C) d'un fin revêtement non polymérique, très dense et imperméable sur les surfaces métalliques qui seront en contact avec les gaz à analyser.

Le schéma de la ligne est repris à la figure III.4. Cette ligne inclut :

- Un accès vers une pompe à vide, avec un piège à eau pour protéger la pompe;
- Un accès vers l'échantillon, avec un piège à eau pour limiter la vapeur d'eau ;
- Un accès vers les bonbonnes de gaz standards;
- Deux senseurs de pression, le premier situé avant l'entrée dans le chromatographe (senseur de type Pirani, couvrant une large gamme de pression), et le second situé en fin de ligne (senseur de type Capacitance, très précis mais dans une gamme de pression limitée);
- Des ouvertures pour des extensions futures possibles.

La ligne d'extraction a été minutieusement testée afin de supprimer la moindre infiltration atmosphérique et d'obtenir un niveau de vide suffisant pour nos analyses.

²⁵ Le schéma de cette dernière ligne est repris en annexe 3 B.

Il s'est avéré après de nombreux tests que les robinets "tout ou rien" initialement placés étaient responsables d'une contamination en méthane non négligeable. Ces robinets étaient des vannes à boisseau cylindrique. Ils ont donc été remplacés par des vannes à boisseau sphérique.

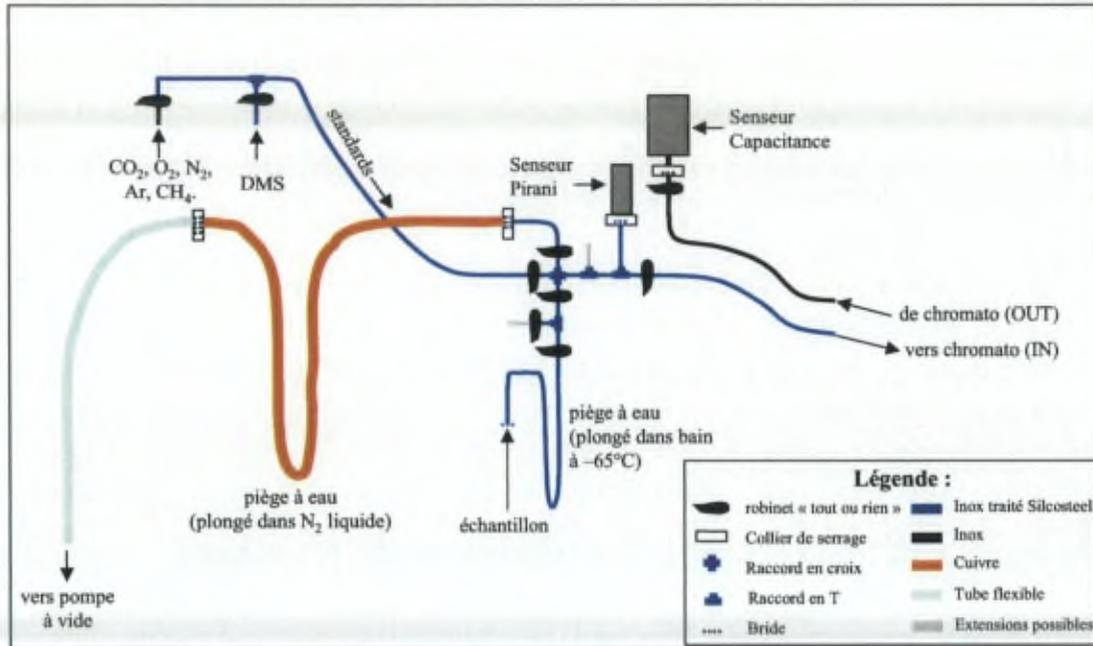


Figure III.4 : Représentation schématique de la ligne d'extraction des gaz sous vide liée au chromatographe Interscience Trace 2000.

III.2.7.2.2. Le dispositif d'analyse

III.2.7.2.2.1. Notions de chromatographie en phase gazeuse

La chromatographie est une méthode d'analyse qui permet la séparation, l'identification et la quantification de constituants chimiques dans des mélanges complexes (Skoog et al., 1997). Son principe est basé sur l'utilisation de deux phases, une *phase stationnaire* et une *phase mobile*. Les constituants de l'échantillon sont entraînés par la phase mobile à travers la phase stationnaire, qui va interagir²⁶ différemment avec chacun d'eux, induisant des différences de vitesse de progression permettant leur séparation. Dans le cas de la chromatographie en phase gazeuse, la phase mobile est un **gaz porteur**. La phase stationnaire, elle, est fixée dans des **colonnes analytiques**, qui peuvent être de deux grands types: remplies ou capillaires. Les *colonnes remplies* sont généralement constituées d'un tube en métal ou en verre

²⁶ Par échange d'ions, adsorption, par exemples.

rempli de petites particules sphériques qui maintiennent la phase stationnaire. Dans les *colonnes capillaires*, la phase stationnaire tapisse directement la paroi interne.

Chaque constituant a donc un temps de rétention spécifique au sein de la colonne, et sort de celle-ci à un moment différent. Il passe ensuite par un détecteur, qui, s'il est sensible au constituant, va réagir: un pic apparaît dans l'intensité du signal transmis par le détecteur. L'enregistrement de cette intensité en fonction du temps fournit un **chromatogramme**, utilisé à la fois en analyse qualitative et quantitative. Les positions des pics sur l'axe du temps permettent d'identifier les constituants tandis que les aires sous les pics permettent de les quantifier.

L'efficacité de l'analyse va dépendre du choix de très nombreux paramètres, qui doivent être adaptés pour les constituants à mesurer: nature et débit du gaz porteur, type de colonne et de phase stationnaire, température du four durant l'analyse, type de détecteur, entre autres.

III.2.7.2.2.2. Configuration du nouveau chromatographe

De très nombreux tests ont été nécessaires avant d'obtenir une méthode satisfaisante pour l'ensemble des gaz. Chaque adaptation a fait surgir un/des problème(s) nouveau(x) au(x)quel(s) il a fallu apporter une solution. Il a fallu entre autres résoudre les problèmes d'étanchéité du système et d'évacuation des gaz entre deux injections, régler la température des fours dans lesquels se trouvent les colonnes, adapter les flux de gaz porteurs, optimiser le temps de basculement des vannes. Plusieurs configurations²⁷ ont été progressivement proposées et testées (nécessité ou non d'un piège froid pour condenser les gaz; circuit commun ou séparé pour le CH₄ ou le DMS, etc) et différentes colonnes ont été comparées. Les conditions exceptionnelles (par rapport aux méthodes classiques des professionnels de la chromatographie), notamment à cause des très faibles pressions d'injection requises, ont imposé, malgré l'intervention d'experts, de procéder à une mise au point par essais et erreurs de la majeure partie des procédures. La dernière configuration, fonctionnelle, est détaillée ci-dessous. Elle est beaucoup plus complexe que celles des autres chromatographes utilisés au laboratoire²⁸.

Trois circuits différents (figure III.5) sont présents au sein du chromatographe. Ils sont chacun muni d'une boucle d'échantillonnage (*loop*) de volume adapté. Chaque boucle est connectée à une vanne (vannes 2, 3 et 4) qui permet l'injection vers la

²⁷ Un aperçu des différentes configurations testées est présenté en annexe 4.

²⁸ Les configurations des autres chromatographes en phase gazeuse du laboratoire sont reprises en annexe 3C.

colonne et le détecteur spécifiques pour les gaz à analyser. Le principe est le suivant. La vanne peut être mise dans deux positions: soit "échantillonnage", soit "injection". La première, dont les connexions sont représentées en noir sur le schéma, permet aux gaz de se répandre depuis la ligne de vide (IN) dans les trois boucles d'échantillonnage. Chacune d'elle contient donc un volume spécifique de l'échantillon à analyser, à une pression connue mesurée après le OUT. Quand la vanne permute en position d'injection, le volume d'échantillon contenu dans la boucle est envoyé dans le circuit d'analyse, en étant transporté par le gaz porteur (les connexions en pointillés bleus sur le schéma s'établissent). Le gaz porteur, de l'hélium très pur (99.9999 %) est le même dans les trois circuits mais son débit est adapté dans chaque cas (gaz porteur A, B et C sur le schéma). Tous les gaz se répandent dans les trois boucles d'échantillonnage et passent dans les trois circuits, mais ils ne sont détectés que par le circuit qui leur est propre.

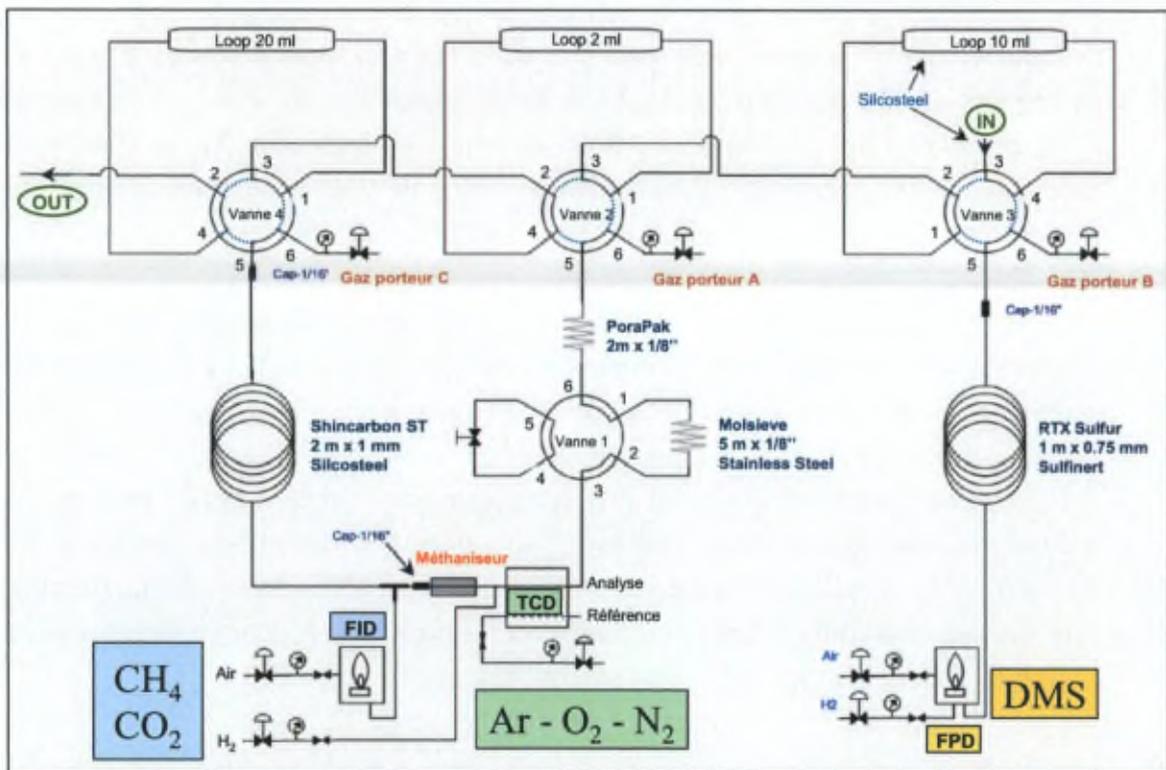


Figure III.5 : Représentation schématique du dispositif d'analyse de la composition en gaz par chromatographie en phase gazeuse (chromatographe Interscience Trace 2000).

III.2.7.2.2.1. Circuit de détection des composés sulfurés

La boucle d'échantillonnage, de 10 ml, est traitée Silcosteel® pour limiter l'adsorption des gaz sur ses parois. La colonne est une colonne remplie de type micropacked RTX Sulfur. Une "rampe de température" de 60 à 150°C avec un gradient de 15°C par minute s'est avérée nécessaire pour la bonne séparation du DMS. Enfin, le détecteur est un détecteur FPD (Flame Photometric Detector), spécifique pour l'analyse

des composés du soufre ou du phosphore. La détection est basée sur le principe de la chemiluminescence: le soufre de l'échantillon, en passant par une flamme alimentée par de l'air et de l'hydrogène, est transformé en S_2 qui émet une bande de rayonnement de longueur d'onde caractéristique; un filtre adéquat isole cette bande et son intensité est détectée par photométrie (Skoog et al., 1997). L'intensité du signal ne varie pas de manière linéaire mais est proportionnelle au carré de la quantité de soufre qui passe dans la flamme.

III.2.7.2.2.2.2. Circuit de détection de l' O_2 , Ar et N_2 et du CO_2

La boucle d'échantillonnage est de petit volume (2 ml).

Ce circuit est lui-même complexe. Les gaz passent dans une première colonne remplie de type Porapak, maintenue à 60°C. Cette colonne sépare d'une part les principaux gaz atmosphériques (O_2 , N_2 et Ar), regroupés en un seul pic, et d'autre part le CO_2 . L' O_2 , le N_2 et l'Ar passent ensuite dans une colonne remplie de type Molsieve tandis que le CO_2 va directement vers le détecteur: une vanne de commutation (vanne 1) permet d'éviter qu'il ne passe par la colonne Molsieve qu'il risquerait d'endommager.

L' O_2 , le N_2 et l'Ar sont détectés par un détecteur HWD (Hot Wire Detector – équivalent au détecteur TCD (Thermal Conductivity Detector)). Le CO_2 est méthanisé par hydrogénation afin d'être détecté par un détecteur FID (Flame Ionisation Detector).

La séparation de l' O_2 et de l'Ar est rendue possible par la combinaison de deux paramètres de la colonne Molsieve: sa grande longueur (5 mètres) et son conditionnement à relativement basse température (30°C) dans un four auxiliaire à température constante. Celui-ci est isolé du four principal qui contient toutes les autres colonnes et dont la température peut être programmée.

III.2.7.2.2.2.3. Circuit de détection du CH_4

La boucle d'échantillonnage est grande (20 ml), afin d'injecter une plus grande quantité de gaz dans la colonne pour améliorer le seuil de détection. La colonne utilisée est une colonne remplie de type micropacked Shincarbon ST. Une rampe de température de 40 à 60°C avec un gradient de 8° par minute est nécessaire pour isoler le CH_4 . Le méthane est détecté sur un FID.

III.2.7.2.2.4. Méthode intégrée

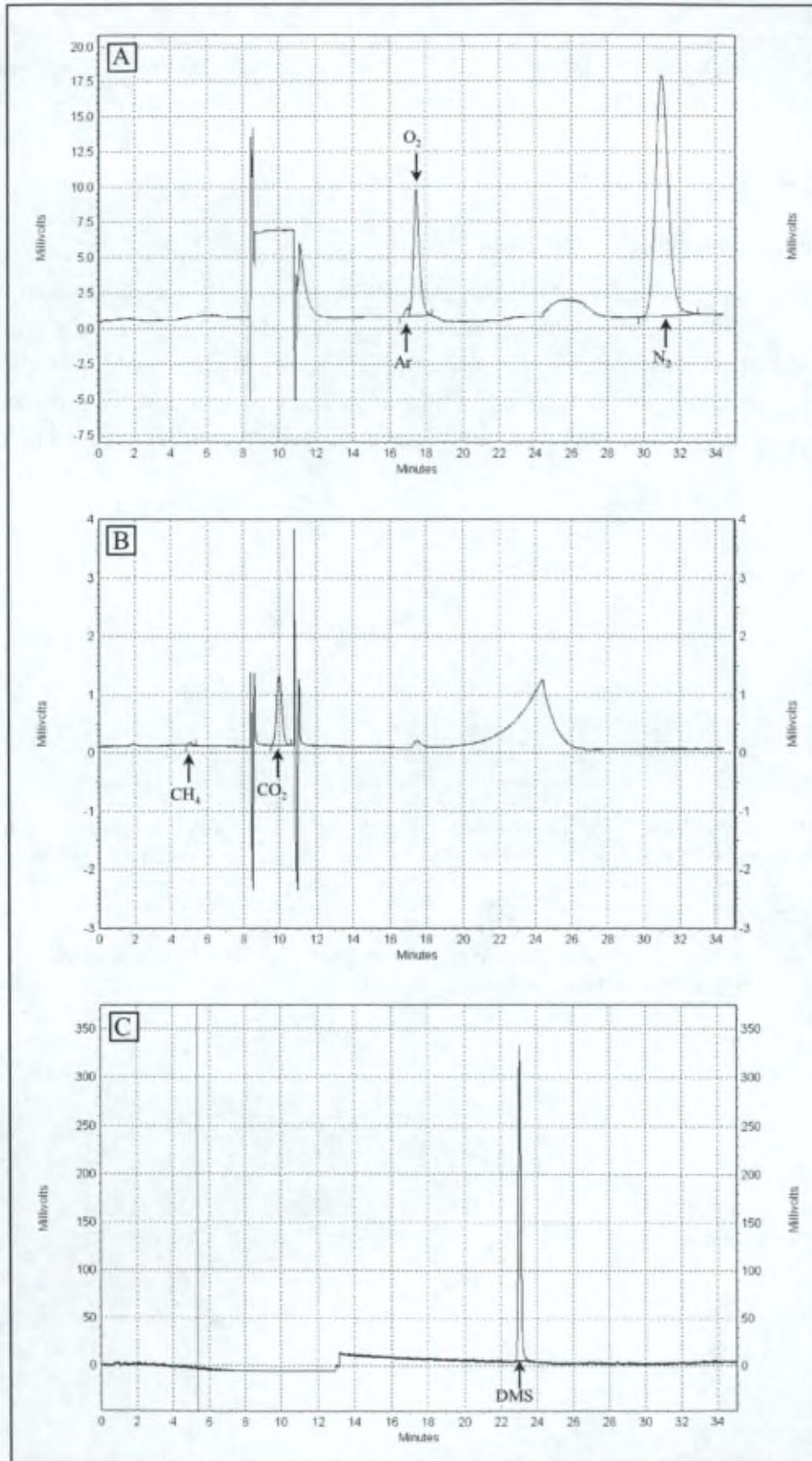
Comme nous l'avons vu, les différents gaz nécessitent des gammes de température spécifiques. Il a donc fallu mettre au point une méthode intégrée permettant l'analyse de tous ces gaz simultanément, en jouant sur les temps de basculement de vanne et les "rampes de températures" nécessaires²⁹.

Puisque trois détecteurs sont présents, trois chromatogrammes sont réalisés simultanément. Nous en présentons des exemples à la figure III.6. Des pics sont visibles à 6,30 et 8,40 min sur les chromatogrammes du TCD et du FID (figures III.6A et B): ils correspondent au basculement de la vanne de commutation vers le restricteur. La "rampe de température" entre 18 et 26 min, nécessaire pour la détection du DMS, se marque par une augmentation puis une diminution des signaux des détecteurs TCD et FID.

Page suivante :

Figure III.6 : Exemples de chromatogrammes obtenus par analyse de composition en gaz avec le chromatographe Interscience. Les composés correspondant aux pics sont indiqués en rouge. (A): Signal du détecteur TCD (détection de l'Ar, de l'O₂ et du N₂); (B) : Signal du détecteur FID (détection du CH₄ et du CO₂); (C): Signal du détecteur FPD (détection du DMS). Les chromatogrammes (A) et (B) ont été obtenus par injection à une pression de 5,51 torr d'un standard contenant 298ppmv de CO₂, 21% d'O₂, 78% de N₂, 1,11% d'Ar et 0,6ppmv de CH₄; le chromatogramme (C) a été obtenu par injection à 2,95 torr d'un standard contenant 50molppm de DMS.

²⁹ Voir annexe 5 pour plus de détails sur la méthode finale utilisée pour nos analyses.



III.2.7.2.3. Fiabilité de la méthode

III.2.7.2.3.1. Standards utilisés

Des droites de calibration sont établies à partir de mélanges de gaz aux compositions connues conditionnés sous bonbonnes et certifiés par la société Indugaz. Plusieurs mélanges adaptés ont été utilisés, avec le souci de calibrer chaque gaz avec un standard de concentration la plus proche possible de celle de l'échantillon. Nous disposons d'une part de mélanges contenant les gaz atmosphériques CO₂, O₂, N₂, Ar et CH₄ en différentes concentrations (le solde est de l'hélium très pur), et d'autre part d'une bonbonne contenant du DMS dilué à raison de 50 molppm dans de l'hélium. Les droites de calibration sont renouvelées régulièrement (toutes les semaines environ).

III.2.7.2.3.2. Calculs de reproductibilité

La reproductibilité des analyses a été estimée pour chaque gaz, par le calcul du coefficient de variation correspondant au rapport de l'écart-type sur la moyenne. Nous avons mesuré ce paramètre pour une soixantaine d'échantillons: chaque échantillon est injecté minimum trois fois, ce qui permet de calculer la reproductibilité d'une injection à l'autre. Cette reproductibilité est relative à l'ensemble du processus analytique depuis l'extraction des gaz de la glace jusqu'à l'obtention de la concentration des divers gaz.

Gaz	Coefficient de variation (%)
CO ₂	6,8
O ₂	2,8
N ₂	4
CH ₄	6
Ar	7

Tableau III.1: Coefficients de variation pour les différents gaz calculés à partir d'échantillons mesurés avec le chromatographe Interscience Trace 2000.

Cette reproductibilité semble faible comparée à celle publiée dans la littérature pour des analyses de composition effectuées au laboratoire avec le chromatographe Varian (CO₂ : 2,5% ; O₂ : 0,4% ; N₂ : 0,4% - Souchez et al., 1993). Nous expliquons cette différence par la particularité des échantillons que nous avons analysés : la plupart d'entre eux ont un contenu total en gaz très faible, ce qui implique de très faibles pressions d'injections (proche de 1 torr). Le processus analytique a donc lieu à proximité de la limite de détection.

A titre de comparaison, nous avons calculé de la même manière les coefficients de variation pour les échantillons des mêmes types de glace que nous avons mesurés sur le chromatographe Varian. Ces coefficients sont semblables comme on le voit dans le tableau III.2.

Gaz	Coefficient de variation (%)
CO ₂	6,9
O ₂	3,2
N ₂	4,6

Tableau III.2: Coefficients de variation pour les des différents gaz calculés à partir d'échantillons mesurés avec le chromatographe Varian 3300.

Ces variations, quoique non négligeables, sont cependant nettement inférieures à celles que nous prenons en considération dans l'interprétation de nos résultats. Les différences qui se marquent d'un échantillon par rapport à l'autre s'échelonnent sur plusieurs ordres de grandeur. Un échantillon qui a par exemple une valeur de CO₂ de l'ordre de 1000 ppmv se démarque significativement d'un autre de l'ordre de 50000 ppmv ou encore de 700000 ppmv.

III.2.7.2.3.3. Inter-comparaison entre méthodes

Dans ce travail, nous utilisons des résultats d'analyse de gaz obtenus d'une part par la méthode décrite par Janssens (1996), c'est-à-dire avec le grand récipient d'extraction à sec, broyage avec billes métalliques et analyses par le chromatographe Varian 3300, et d'autre part avec la nouvelle méthode que nous avons mise au point et décrite ici, c'est-à-dire avec un broyage à sec sans billes et analyse par le chromatographe Interscience.

Nous avons procédé à une inter-comparaison entre ces deux méthodes en analysant plusieurs lots de deux échantillons voisins avec chacune d'elles. Les résultats en sont repris au tableau III.3. La différence maximale observée pour le N₂ est inférieure au coefficient de variation que nous avons calculé pour ces deux méthodes. La différence est plus importante pour le CO₂ (environ 9%) et atteint près de 11% pour la somme O₂ et Ar dans l'échantillon WL I 26(2) qui a une faible concentration en O₂. Ces pourcentages relativement élevés s'expliquent par le caractère particulier de ces échantillons, qui, comme nous l'avons vu au point précédent, mènent à des analyses à proximité de la limite de détection. Les doublons de l'échantillon Su98#1a, qui ont été analysés avec une plus grande pression d'injection, présentent en effet une différence

nettement moindre. De plus, il existe une grande variabilité au sein de la glace elle-même, qui pourrait, elle aussi, contribuer à des variations entre échantillons, les plus voisins soient-ils. Les tendances sont néanmoins conservées d'un échantillon à l'autre et nous considérons que les deux méthodes sont équivalentes pour interpréter nos résultats.

Echantillon	Pression d'injection		CO ₂		
	Varian torr	Interscience torr	Varian ppmv	Interscience ppmv	Différence %
Su 98 #1a	8,5	5,3	394	387	1,81
WL I 2 (b)	1,7	1,2	21239	23349	9,04
WL I 4(2)	1,6	1,3	6594	6288	4,87
WL I 26(2)	1,6	1,2	5418	5948	8,91

Echantillon	Pression d'injection		O ₂ + Ar		
	Varian torr	Interscience torr	Varian %	Interscience %	Différence %
Su 98 #1a	8,5	5,3	20,86	20,74	0,58
WL I 2 (b)	1,7	1,2	14,91	15,84	5,88
WL I 4(2)	1,6	1,3	19,34	20,73	6,72
WL I 26(2)	1,6	1,2	5,51	6,17	10,76

Echantillon	Pression d'injection		N ₂		
	Varian torr	Interscience torr	Varian %	Interscience %	Différence %
Su 98 #1a	8,5	5,3	79,09	79,22	0,16
WL I 2 (b)	1,7	1,2	83,61	81,64	2,42
WL I 4(2)	1,6	1,3	80,79	78,69	2,66
WL I 26(2)	1,6	1,2	93,95	93,23	0,77

Tableau III.3: Comparaison des concentrations en gaz mesurées, sur des lots d'échantillons voisins, d'une part avec le chromatographe Varian 3300 (extraction par broyage à sec avec billes métalliques) et d'autre part avec le chromatographe Interscience Trace 2000 (extraction par broyage à sec sans billes). La pression d'injection moyenne est également mentionnée.



CHAPITRE IV

***ETUDE DE LA ZONE DE CONTACT ENTRE
LE GLACIER WRIGHT LOWER ET
LE LAC BROWNORTH
(VALLÉE DE WRIGHT)***

IV.1 INTRODUCTION

La vallée de Wright (77°25'-77°35'S, 160°-163°E) s'étend d'ouest en est depuis la calotte d'Antarctique orientale à travers les Monts Transantarctiques jusqu'à la mer de Ross. Le glacier Wright Upper, émissaire du dôme de Taylor, occupe l'extrémité ouest de la vallée tandis que le glacier Wright Lower, lobe du glacier de piedmont Wilson, bloque l'entrée de celle-ci à l'est (Hall et al., 2001). Cette vallée comprend plusieurs lacs, dont les principaux sont le lac Vanda, située dans une zone centrale et objet de nombreuses investigations hydrologiques et géochimiques (Andersen et al., 1998; Matsumoto, 1993; Takamatsu et al., 1998; Torii et al., 1979; Wharton et al., 1993; Wilson, 1979; entre autres), et le lac Brownworth, adjacent au glacier Wright Lower. Dans le cadre de ce travail, nous nous intéressons au lac Brownworth et à son contact avec le glacier Wright Lower.

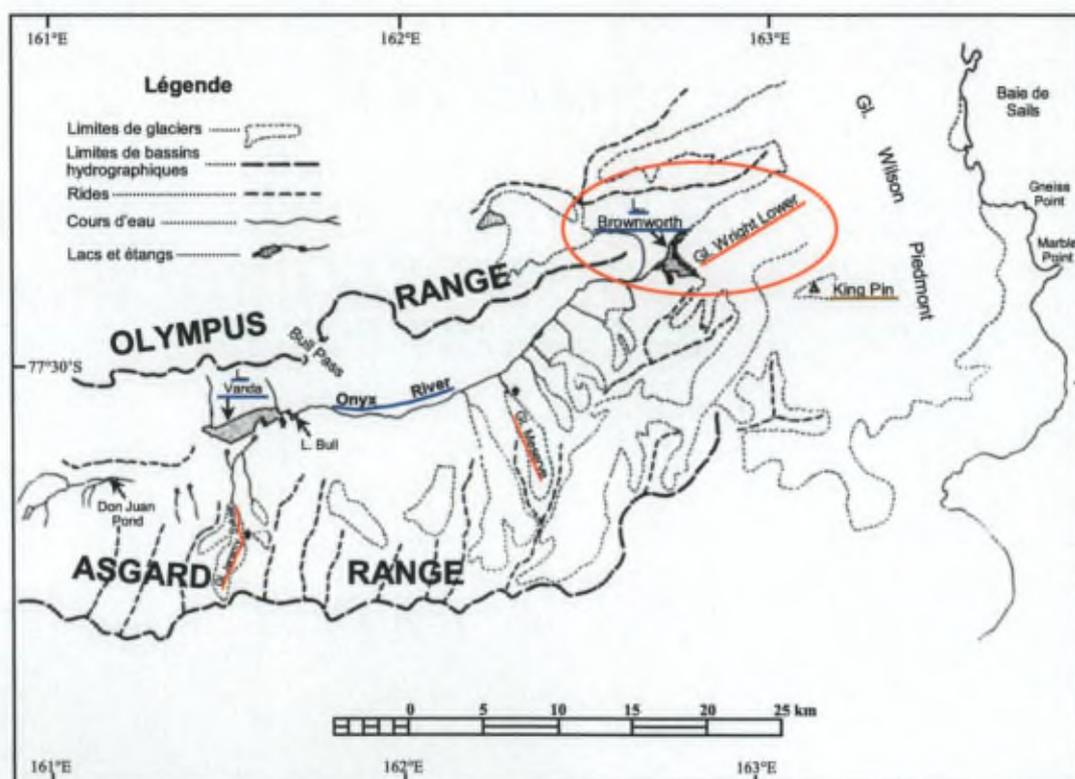


Figure IV.1. Carte de la partie est de la vallée de Wright (d'après Chinn and Maze, 1983).

Le lac Brownworth, situé à 278 m d'altitude³⁰, est couvert de glace en permanence. Il a la forme d'un croissant qui épouse le contour frontal du glacier (figure IV.4). Sa surface avoisine les 2 km² (Hall et al., 2001). C'est un lac proglaciaire particulier: il est pourvu d'un émissaire, au contraire de la grande majorité des autres

³⁰ Altitude dérivée de celle de la station météorologique située sur le rivage du lac Brownworth à son exutoire avec l'Onyx River (279 m).

lacs proglaciaires des Dry Valleys. Cet émissaire, l'Onyx River, cours d'eau intermittent, lui permet de garder un niveau constant.

Le couvert de glace du lac Brownworth est constitué sur une majorité de sa surface de glace de lac lisse, à l'aspect bleuté, dépourvue de débris (figure IV.2.B). La limite entre le lac et le glacier est cependant difficile à déterminer à première vue: la morphologie de son contact avec le glacier est complexe et présente un aspect très différent dans la partie sud et la partie nord du lac (figure IV.2 A).

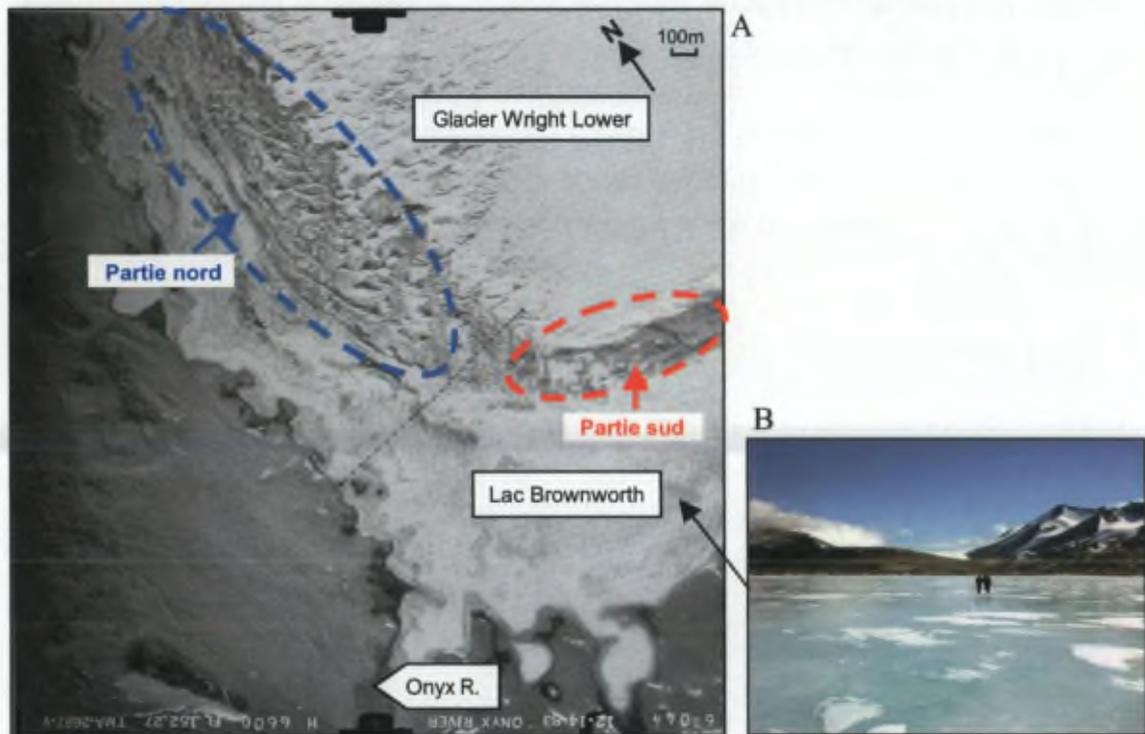


Figure IV.2. (A): Photo aérienne de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth - source: Chinn, 1993; (B): Surface du couvert de glace du lac Brownworth dans sa partie sud - Photo: R. Lorrain.

Le contact dans la **partie sud** est défini par un large complexe morainique arqué, qui marque une limite morphologique nette entre la glace de lac et la glace de glacier.

Dans la **partie nord** du lac, la limite entre le lac et le glacier est peu claire. La zone de contact est constituée d'une large étendue accidentée qui forme un continuum entre le lac et le glacier. Cette zone comprend une série de rides couvertes de débris, allongées parallèlement à la bordure du glacier. La glace y est tout à fait transparente, dépourvue de bulles et de sédiments dans toute sa masse.

Nous allons d'abord nous intéresser à la partie nord. Nous allons mettre en évidence la formation composite du couvert de glace dans cette zone. Nous nous pencherons dans un second temps sur la moraine qui est présente dans la partie sud. Nous donnerons, ensuite, des éléments d'explication des différences morphologiques entre ces deux localisations.

Notre approche, basée sur les analyses de composition de la glace prélevée dans ces zones de contact, apporte des éléments nouveaux par rapport aux diverses études déjà réalisées sur ce site (Rains and Shaw, 1981; Chinn and Maze, 1983; Chinn, 1993; Fitzsimons, 1996). Ces études, que nous allons résumer avant de présenter nos résultats, sont principalement abordées sous un angle descriptif. Par ailleurs, plusieurs de ces auteurs n'ont pas fait de distinction entre les différentes rides présentes dans les deux zones. Notre étude détaillée va donc pour la première fois mettre clairement en évidence deux types de processus distincts qui se déroulent dans la zone de contact complexe entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth.

IV.2. Zone de contact dans la partie nord du lac

IV.2.1. Description

Dans la partie nord du lac, la zone de contact s'étend sur environ 200 m de largeur. Elle est principalement composée de glace particulière, tout à fait transparente, qui ne contient ni bulle ni sédiment. Chinn et Maze (1983) l'ont baptisée « blue ice » (« glace bleue ») en raison de son aspect bleuté en début d'été. Il ne faut cependant pas assimiler cette glace à celle rencontrée dans les champs de glace bleue décrits à la surface de l'inlandsis antarctique comme étant des zones où la glace de glacier affleure directement en surface, en raison de vents et d'une sublimation importants qui éliminent tout le couvert de neige (Bintaja, 1999).

Une série de **rides couvertes de débris**, parallèles au front du glacier est présente dans cette zone (figure IV.3.A). Ces rides ont jusqu'à trois mètres de hauteur et jusqu'à une vingtaine de mètres de largeur. Les débris qui les couvrent, de granulométrie très variée, ne forment qu'une mince couche de surface protégeant des cœurs de glace tout à fait transparente et sans bulles.

En dehors de ces rides, la **topographie très chaotique** de cette zone de contact est caractérisée par des petits "pinacles" de glace friable qui surplombent de quelques dizaines de centimètres de hauteur des dépressions dans lesquelles le sable s'accumule

(figure IV.3.B). Cet ensemble subit des événements complexes de fonte différentielle et de regel. La surface de cette zone est de ce fait composite: pinacles de glace bleue, creux dans lesquels le sable éolien s'accumule, et quelques mares d'eau de fonte regelées. En de nombreux endroits, la glace fond sous la surface, à cause de l'absorption de chaleur solaire par des sédiments inclus dans la glace. Seule une très mince couche de glace y subsiste en surface (figure IV.3.B).

Le contact entre la glace bleue et la glace de glacier est très marqué. La surface de contact est parallèle à la foliation du glacier. Cet interface constitue la source majeure des débris présents en surface (Chinn and Maze, 1983).

A



B



Figure IV.3. Photos de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (partie nord): (A): Vue aérienne oblique vers le S montrant les rides parallèles à la bordure du glacier (photo: S.Sleewaegen); (B): Topographie chaotique en surface de la glace bleue; le pinacle de glace à l'avant-plan a une cinquantaine de centimètres de hauteur (photo: R..Lorrain).

IV.2.2. Etat de la question – Hypothèse de Chinn

Chinn (Chinn and Maze 1983, Chinn 1993) s'est intéressé au contact particulier entre le Lac Brownworth et le Glacier Wright Lower. Il a dressé une carte détaillée du site (figure IV.4) et a tracé un transect allant du rivage du lac au glacier. Le long de ce transect, il a échantillonné cinq sondages de glace, dans lesquels il a réalisé des lames minces verticales. Il a également fait des relevés radar (radio-écho sondage - RES) le long de ce profil. Son but était de mieux comprendre la dynamique du contact entre le lac et le glacier et d'essayer d'élucider l'origine de la glace bleue. Plusieurs hypothèses de formation étaient en effet envisagées: gel d'eau du lac à la base du glacier, glace de regel formée à la base d'un glacier partiellement *wet-based* ou glace ancienne (de glacier ou de lac) localisée sous le glacier en amont et réincorporée à la base de celui-ci lors de son avancée (Chinn and Maze, 1983).

Le résultat de ses investigations est résumé à la figure IV.5. Les lames minces qu'il a réalisées dans la glace bleue montrent de larges cristaux d'un diamètre allant jusqu'à 10 cm. Le contact net entre la glace de glacier et la glace bleue est visible sur une des lames minces: les cristaux de glace de glacier y sont nettement plus petits. Les mesures RES ont indiqué que l'épaisseur de la glace bleue semblait de loin supérieure à celle de la glace de lac « normale » (jusqu'à plus de 20 mètres au lieu de 3 à 6 mètres pour un couvert de glace classique).

Pour interpréter ce profil, Chinn a émis l'hypothèse suivante (Chinn, 1993). La glace bleue serait de la glace formée par le gel d'eau à la base du glacier, à un endroit où le signal radar indique la présence d'eau liquide ("water reflection" sur la figure IV.5). Cette glace, dite de regel, est entraînée par le mouvement du glacier. Comme celui-ci rencontre une obstruction, son mouvement est ascendant et la glace de regel se retrouve finalement en surface, présentant un net contraste avec la glace du glacier. Toute la glace de glacier susjacente serait perdue par ablation, ce qui donnerait lieu à la formation d'une langue de glace de regel flottant à la surface du lac. Les débris présents en surface, provenant principalement de la surface de contact entre le glacier et la glace bleue, seraient transportés sur cette langue de glace, comme sur un tapis roulant traversant le lac.

Même si des lits similaires de glace de regel ont déjà été mentionnés par Chinn et Dillon (1987) pour la base du Whisky Glacier dans la Péninsule antarctique, la très grande épaisseur de glace évoquée par Chinn (1993), ainsi que l'absence totale de bulles et de particules nous posent question.

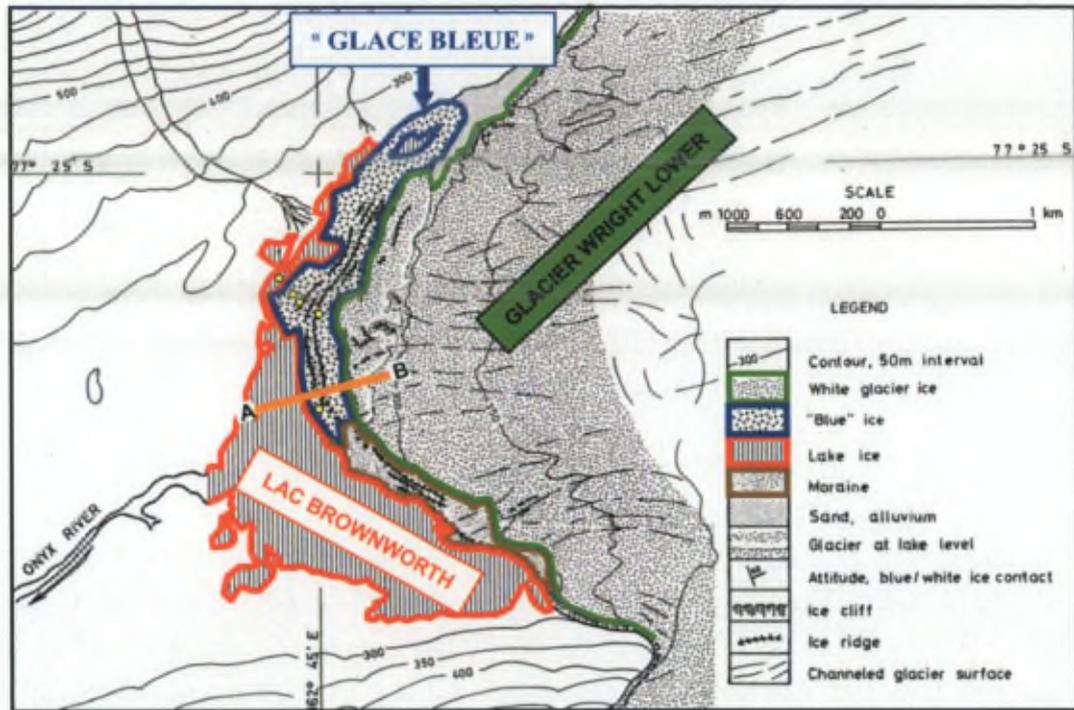


Figure IV.4. Carte établie par Chinn de la région du lac Brownworth et du glacier Wright Lower (d'après Chinn and Maze, 1983). La localisation du transect le long duquel Chinn a prélevé des échantillons est représentée par le segment A-B; la localisation des sondages étudiés dans ce travail est représentée par des points jaunes.

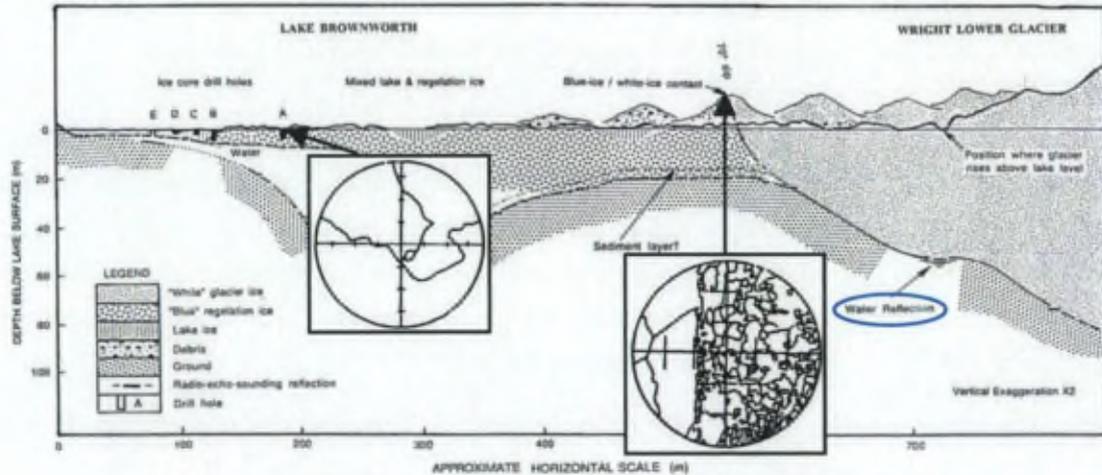


Figure IV.5: Profil établi par Chinn depuis la bordure du lac Brownworth jusqu'au glacier Wright Lower (d'après Chinn and Maze, 1983 et Chinn, 1993). Ce profil, établi le long du transect A-B représenté à la figure IV.4., est basé sur les observations des sondages prélevés et sur les mesures par radio-écho-sondage. Quelques lames minces représentatives sont aussi schématisées.

Lors d'une mission de terrain en été austral 2001, nous avons échantillonné des glaces le long d'un autre transect dans cette même zone de contact (voir figure IV.4 pour la localisation). Les analyses des cristaux et des composition en ions majeurs et en isotopes stables de l'eau nous ont permis de mieux comprendre l'origine de cette glace bleue. Nous avons ainsi pu adapter et compléter l'hypothèse de Chinn.

IV.2.3. Résultats

IV.2.3.1. Présentation des sondages

Nous avons échantillonné la zone de glace bleue en cinq endroits, indiqués sur la carte à la figure IV.4. Un sondage a été prélevé dans une des rides couvertes de débris (sondage WLR), le sondage BR VI a été prélevé dans la zone au relief accidenté à 88 mètres de cette ride du côté du rivage du lac, et le sondage BRVII sous un fin couvert de débris à 150 mètres de la ride du côté du glacier (figures IV.6 A à C). Deux blocs de glace (WL II 1 et WL II 2) ont été prélevés sur une autre ride plus proche du transect analysé par Chinn. A titre de comparaison, nous avons aussi réalisé un sondage dans la glace de lac qui présente une surface lisse, à proximité du rivage (sondage BR V – figure IV.6 C).

Des lames minces verticales ont été réalisées sur la plus grande partie des profils BR V, VI, VII et WLR et sur les blocs WL II 1 et 2. Les ions majeurs ont été mesurés dans les sondages BRV, VII et WLR. Enfin, des analyses en isotopes stables de l'eau ont été effectuées sur des échantillons prélevés dans ces mêmes sondages.

La description des sondages est reprise sous forme schématique à la figure IV.7. L'eau liquide a été atteinte à la base du couvert de glace dans tous les sondages réalisés, sauf dans celui échantillonné dans la ride couverte de débris, qui a été stoppé parce que la sonde n'arrivait pas à pénétrer plus loin. Nous avons pu mesurer la **profondeur du lac** quand l'eau a été atteinte: 6 mètres près du rivage, 13,3 mètres à l'endroit du sondage BR VI et 38,7 mètres au sondage BRVII.

IV.2.3.2. Résultats des observations cristallographiques

L'ensemble des échantillons prélevés dans la glace bleue est composé de glace parfaitement transparente, sans bulles ni débris. Cependant, malgré son apparente homogénéité, la glace bleue est constituée de deux types principaux de cristaux bien distincts, présents en proportions variables d'un sondage à l'autre (figure IV.7). Il s'agit d'une part de **cristaux de type équigranulaire**, tels que ceux décrits par Chinn et Maze

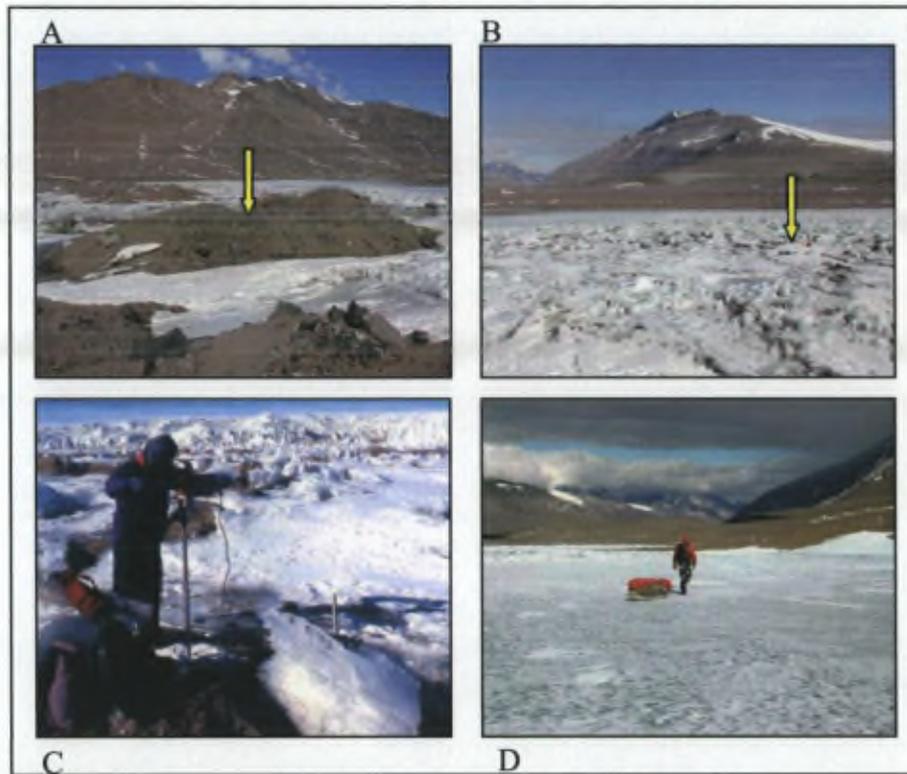


Figure IV.6. Photos des sites d'échantillonnages dans la partie nord du lac: (A): ride (WLR); (B): site du sondage BR VI prélevé en aval de cette ride; (C): site du sondage BR VII prélevé en amont de cette ride; (D): site similaire à celui du sondage BR V prélevé dans la glace de lac (photos: R. Lorrain (A, B et D) et S.Sleewaegen (C)).

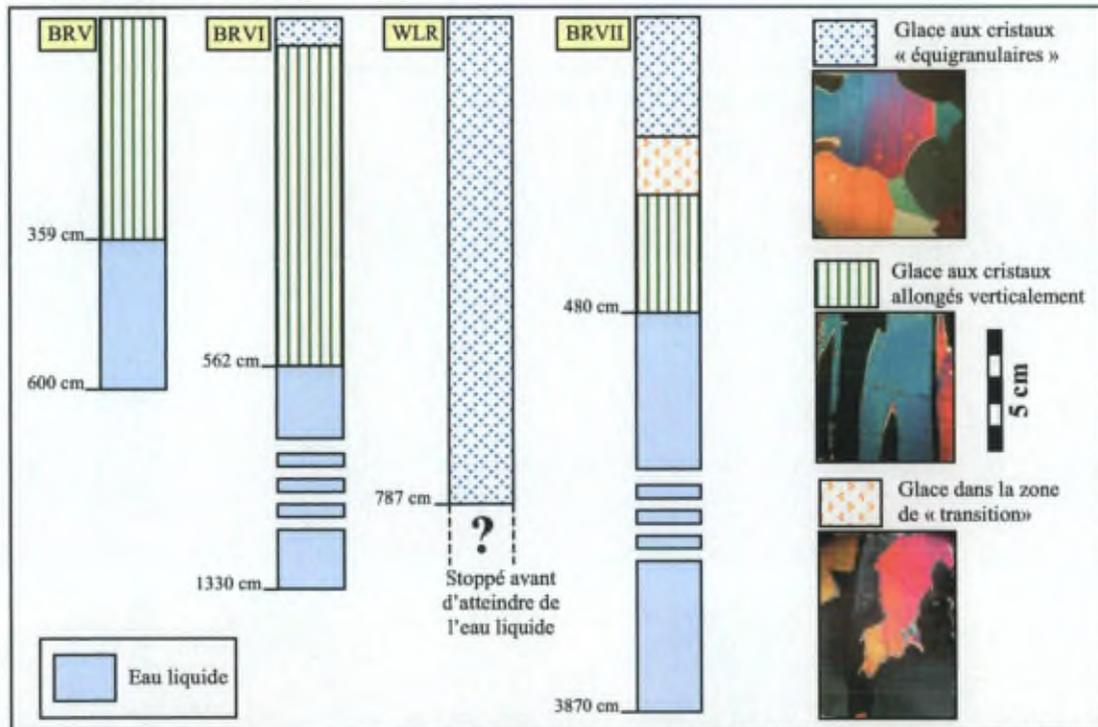


Figure IV.7. Représentation schématique des sondages prélevés dans la partie nord du lac (de gauche à droite: du rivage du lac vers le front du glacier). Les types de texture rencontrés sont visibles sur les photos de lames minces verticales.

(1983) pour cette glace bleue ; leur taille varie d'environ 1 cm à une dizaine de cm de diamètre. Il s'agit d'autre part de **cristaux allongés verticalement** (jusqu'à plus d'une cinquantaine de cm), à l'aspect typique de glace de lac classique (cristaux colonnaires).

Le **sondage WLR**, le plus profond, présente une texture homogène sur tout le profil: les cristaux y sont équi-granulaires. Quelques variations sont à noter dans la taille des cristaux, mais l'ensemble est homogène. Les lames minces réalisées dans les blocs **WL II 1** et **WL II 2** prélevés dans une autre ride similaire révèlent la même texture.

Le **sondage BR VII**, situé plus près du glacier, présente le profil le plus contrasté quant à sa texture. Sa partie supérieure est composée de larges cristaux équi-granulaires, tandis que sa partie inférieure est composée de cristaux colonnaires. La transition entre ces deux types de cristaux se fait progressivement.

Le **sondage BR VI** est majoritairement composé de cristaux colonnaires. Seuls les 45 premiers cm présentent des cristaux de type équi-granulaire, ou plutôt semblables à ceux de la zone de transition du sondage BR VII.

Le **sondage BR V**, situé dans le couvert de glace de lac classique à proximité du rivage, est composé de cristaux uniquement colonnaires.

Les résultats des mesures d'**orientation des axes optiques** des cristaux de ces différents sondages sont représentés sur les diagrammes de Schmidt à la figure IV.8.

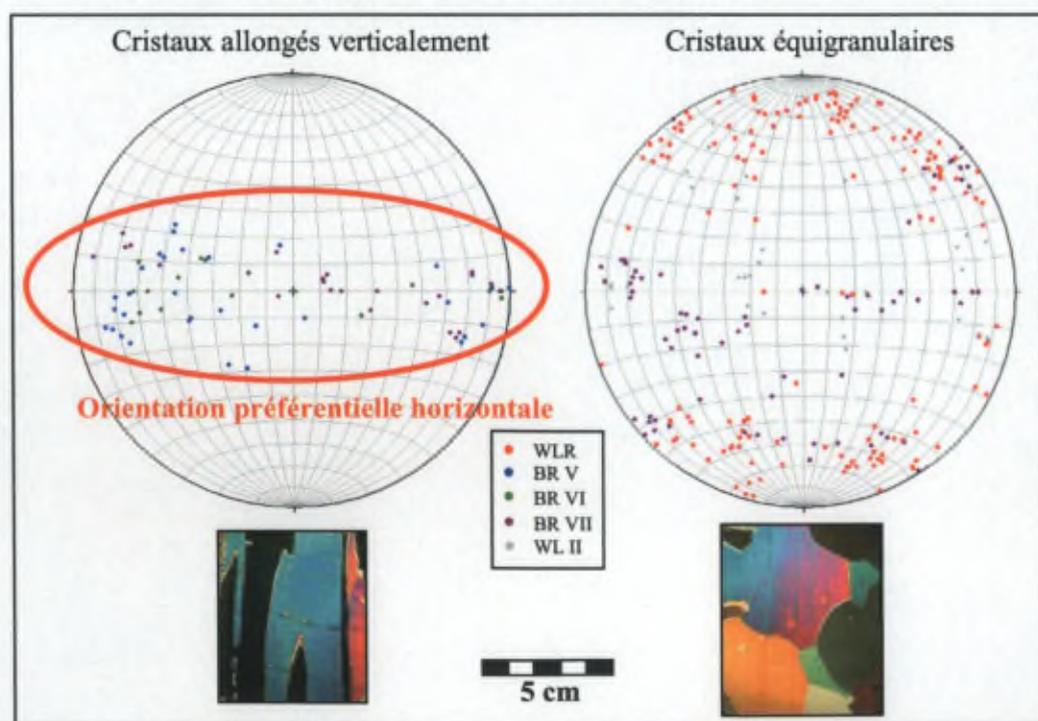


Figure IV.8. Orientation des axes optiques des cristaux rencontrés dans la glace bleue et dans un sondage de glace de lac (lac Brownworth). Les différents sondages sont représentés par différentes couleurs -voir légende.

Les **cristaux columnaires** des sondages BR VI et BR VII montrent une nette orientation préférentielle proche de l'horizontale. Cette tendance à une préférence horizontale est bien marquée aussi pour les cristaux columnaires du sondage BR V. Il est à noter que la direction, dans un plan subhorizontal, varie beaucoup d'un axe optique à l'autre. A ce propos, il faut signaler que des incertitudes subsistent quant à l'orientation relative d'un échantillon par rapport à l'autre: nous n'avons pas pu retrouver avec certitude la continuité d'un tronçon de carotte à l'autre.

Les **cristaux équigranulaires**, eux, présentent une gamme d'orientations des axes optiques plus dispersée.

IV.2.3.3. Résultats des analyses isotopiques et ioniques

Les résultats des analyses isotopiques ont apporté une autre dimension, révélant d'une part une homogénéité isotopique dans une glace à texture contrastée, et d'autre part une variation isotopique dans une glace à texture homogène. Il n'y a donc pas de corrélation entre les profils isotopiques et texturaux. Les profils ioniques, eux, sont relativement constants quelles que soient la texture et les compositions isotopiques dans la glace bleue. Ceci est bien visible sur les figures IV.9 et IV.10, qui représentent les sondages BRVII et WLR. Le sondage BRVI n'a pour sa part pas fait l'objet de mesures isotopiques et chimiques. Les valeurs extrêmes et moyennes des compositions isotopiques et ioniques mesurées dans des glaces des sondages WLR, BRVII et BRV sont reprises aux tableaux IV.1. et IV.2 respectivement. L'ensemble de ces résultats est repris sous forme de tableaux en annexe (tableaux annexes 2 et 3).

Malgré le contraste cristallographique, les valeurs isotopiques du **sondage BR VII** sont relativement constantes avec la profondeur, variant de -235.6 à -230.8 ‰ en δD et de -28.81 à -28.40 ‰ en $\delta^{18}O$ (figure IV.9). Le profil de l'excès en deutérium est, lui aussi, homogène, avec des valeurs négatives entre -7.44 et -2.72 . Les profils des concentrations en ions majeurs sont constants également (figure IV.9). Les valeurs de concentrations sont faibles pour chaque ion mesuré. La concentration la plus élevée mesurée est de $0,0451 \text{ meqL}^{-1}$, soit $1,60 \text{ ppm}$ (pour le Cl).

Le **sondage WLR**, en revanche, présente deux tendances dans ses valeurs isotopiques, malgré l'homogénéité texturale (figure IV.10). La partie basale du sondage, à partir de 7 mètres de profondeur, a un profil isotopique homogène, dans la même gamme de valeurs que celui du sondage BR VII (de -234.7 à -230.6 ‰ en δD et de -28.95 à -28.63 ‰ en $\delta^{18}O$). Par contraste, dans la plus grande partie du sondage (entre ~ 40 et ~ 640 cm de profondeur), les compositions isotopiques montrent aussi un profil constant, mais sont proportionnellement plus pauvres en isotopes lourds (valeurs

plus négatives, variant de -244.8 à -241.2 ‰ en δD et de -30.28 à -27.79 ‰ en $\delta^{18}O$. Enfin, on retrouve dans la partie sommitale du sondage (dans les 30 premiers cm) des valeurs isotopiques moins négatives. L'excès en deutérium est en moyenne plus bas dans les échantillons qui ont des valeurs- δ moins négatives.

Les concentrations en ions majeurs sont faibles sur toute la profondeur et n'excèdent pas $0,0700 \text{ meqL}^{-1}$, soit 2,5 ppm même au niveau des pics présents vers 120 et 580 cm de profondeur.

Les profils isotopiques et chimiques du **sondage BR V** sont représentés à la figure IV.11. Après une première valeur moins négative (-27.83 ‰ en $\delta^{18}O$ et -230.0 ‰ en δD), ils présentent un appauvrissement relatif entre 110 et 170 cm de profondeur. Sous 195 cm, la tendance est homogène et les valeurs proches de celles du sondage BRVII (entre -237.7 et -235.0 ‰ en δD et entre -28.91 et -28.60 ‰ en $\delta^{18}O$).

Les concentrations en ions majeurs présentent plus de variations avec la profondeur et sont en moyenne plus élevées que celles rencontrées dans les autres sondages. Elles sont toutefois assez faibles également, avec une valeur maximale de $0,2083 \text{ meqL}^{-1}$ (7,39 ppm) de Cl^- .

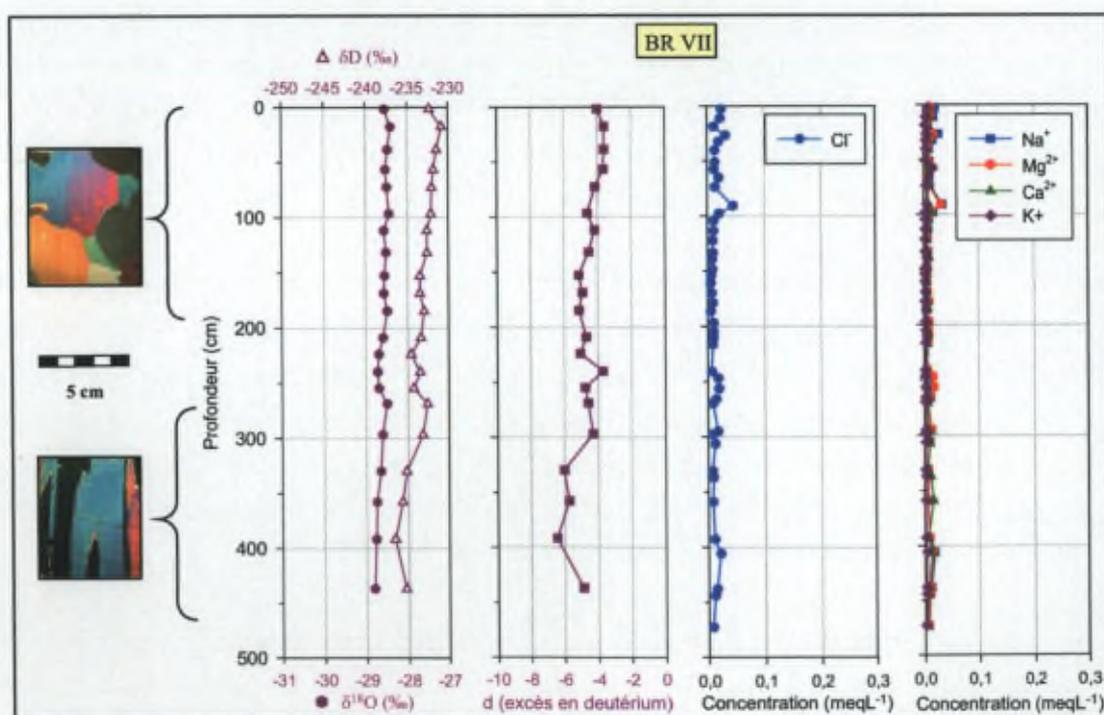


Figure IV.9. Profils en fonction de la profondeur des compositions isotopiques en δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium et des concentrations en Cl^- et en cations majeurs du sondage BR VII. Les types de texture rencontrés dans le sondage sont repris sur des photos de lames minces verticales en lumière polarisée.

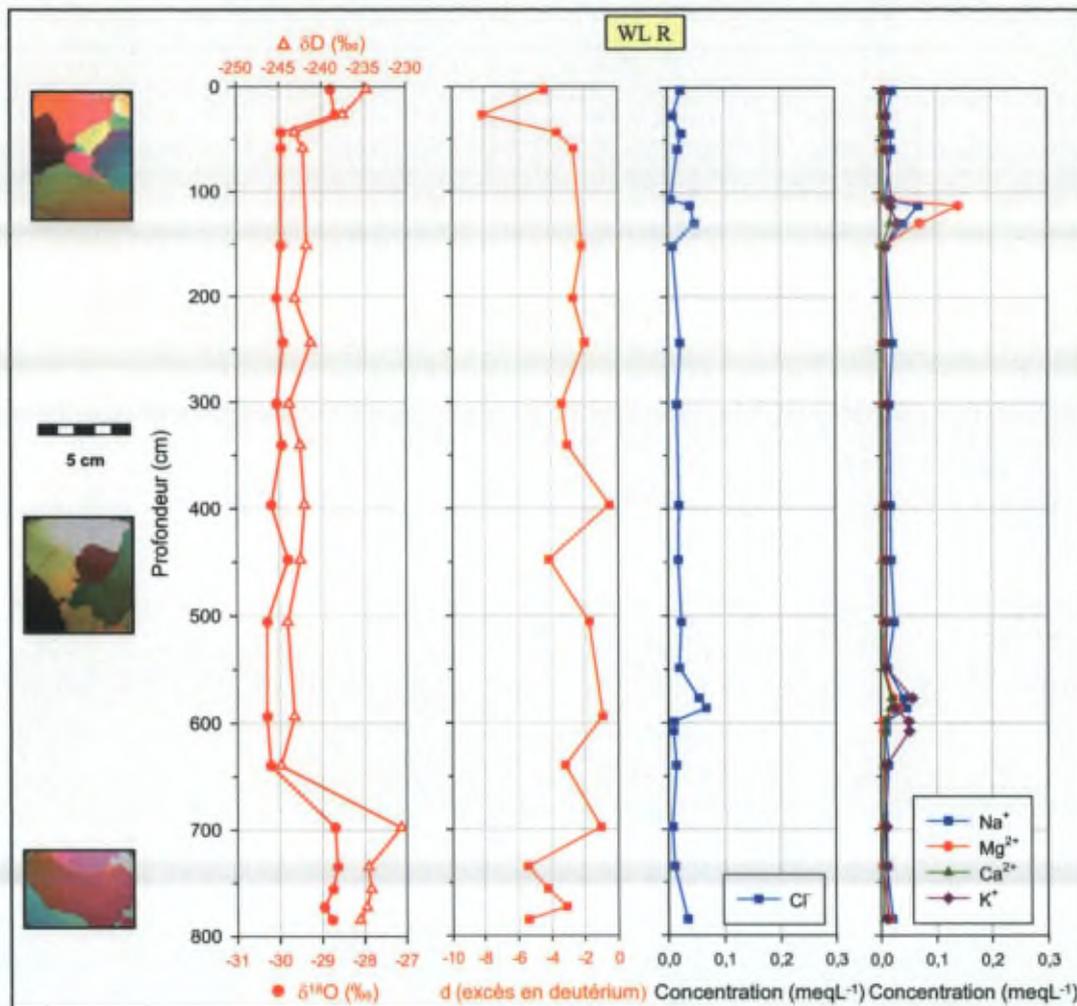


Figure IV.10. Profils en fonction de la profondeur des compositions isotopiques en δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium et des concentrations en Cl^- et en cations majeurs du sondage WL R. La texture rencontrée dans le sondage est reprise sur des photos de lames minces verticales en lumière polarisée.

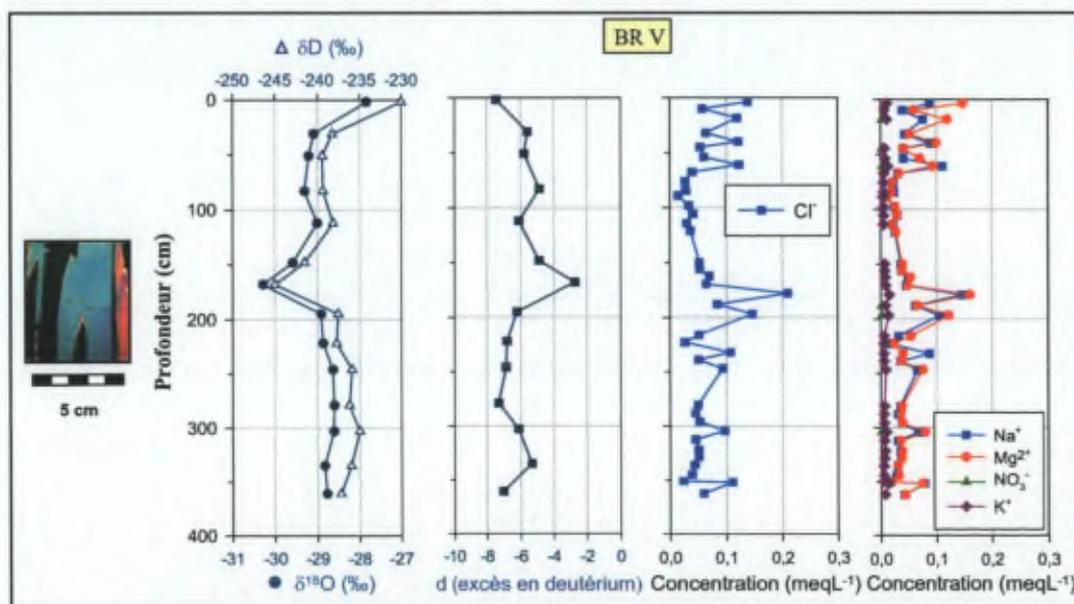


Figure IV.11. Profils en fonction de la profondeur des compositions isotopiques en δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium et des concentrations en Cl^- et en cations majeurs du sondage BRV. La texture rencontrée dans le sondage est reprise sur la photo d'une lames mince verticale en lumière polarisée.

		WLR (valeurs + négatives)	WLR (valeurs - négatives)	BR VII	BR V
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Max.	-29,79	-28,63	-28,40	-27,83
	Min.	-30,28	-29,95	-28,81	-30,28
	Moyenne	-30,04	-28,75	-28,57	-28,96
δD (‰)	Max.	-241,2	-230,6	-230,8	-230,0
	Min.	-244,8	-237,4	-236,6	-245,0
	Moyenne	-242,8	-233,9	-233,3	-237,6
d	Max.	-0,56	-1,08	-3,60	-2,76
	Min.	-4,18	-8,12	-6,44	-7,40
	Moyenne	-2,52	-3,87	-4,64	-5,94
Nombre d'échantillons		12	7	21	14

Tableau IV.1. Valeurs minimales, maximales et moyennes des compositions isotopiques des échantillons prélevés dans les sondages BRV, BRVII et WLR.

		WLR	BR VII	BRV			WLR	BR VII	BRV
Cl^- ppm	Max.	2,33	1,60	7,39	Cl^- meqL ⁻¹	Max.	0,0657	0,0451	0,2083
	Min.	0,18	0,18	0,48		Min.	0,0050	0,0051	0,0136
	Moyenne	0,77	0,47	2,31		Moyenne	0,0218	0,0131	0,0652
Na^+ ppm	Max.	1,56	0,79	3,34	N^{4+} meqL ⁻¹	Max.	0,0679	0,0342	0,1451
	Min.	0,15	0,09	0,24		Min.	0,0067	0,0038	0,0105
	Moyenne	0,47	0,23	1,09		Moyenne	0,0205	0,0101	0,0473
Mg^{2+} ppm	Max.	1,69	0,39	1,95	Mg^{2+} meqL ⁻¹	Max.	0,1393	0,0318	0,1603
	Min.	0,03	0,05	0,13		Min.	0,0025	0,0045	0,0105
	Moyenne	0,19	0,11	0,64		Moyenne	0,0158	0,0091	0,0528
Ca^{2+} ppm	Max.	0,39	0,33	1,66	Ca^{2+} meqL ⁻¹	Max.	0,0192	0,0163	0,0830
	Min.	0,05	0,07	0,14		Min.	0,0026	0,0032	0,0067
	Moyenne	0,13	0,14	0,32		Moyenne	0,0065	0,0071	0,0161
K^+ ppm	Max.	2,24	0,68	0,59	K^+ meqL ⁻¹	Max.	0,0570	0,0174	0,0150
	Min.	0,33	0,06	0,14		Min.	0,0080	0,0016	0,0036
	Moyenne	0,70	0,14	0,28		Moyenne	0,0180	0,0035	0,0072
Nombre d'échantillons		22	43	40	Nombre d'échantillons		22	43	40

Tableau IV.2: Valeurs minimales, maximales et moyennes des concentrations en ions majeurs des échantillons prélevés dans les sondages BRV, BRVII et WLR. Les résultats sont indiqués en ppm et en meqL⁻¹.

L'eau du lac a été prélevée à différentes profondeurs sous les sondages BR V, BR VI et BR VII (7 échantillons en tout). Les résultats des mesures de leurs compositions isotopiques et de leur concentration en Cl⁻ sont repris dans le tableau IV.3. Dans le même tableau, nous avons aussi repris des valeurs de composition d'eaux de l'Onyx River, prélevées d'une part à proximité directe du front du glacier Wright Lower (près de l'entrée du tunnel creusé dans la glace basale – voir figure II.21.A pour localisation), et d'autre part au niveau du *moat* où elle alimente le lac. Les concentrations en Cl⁻ sont en moyenne plus élevées que celles de la glace bleue. Les valeurs de δD et $\delta^{18}O$ sont toutes plus négatives que celles de la glace bleue. L'excès en deuterium est, lui, nettement plus élevé (valeurs positives sauf pour l'échantillon Onyx moat).

Echantillon	Cl ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (meqL ⁻¹)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	d
BR V 4 m	4,08	0,1150	-31,41	-247,7	3,58
BR V 6 m	4,15	0,1170	-31,09	-246,2	2,52
BR VI 6 m	3,99	0,1124	-31,39	-247,5	3,62
BR VI 13,3 m	3,78	0,1063	-31,43	-248,3	3,14
BR VII 5,2 m	3,23	0,0910	-31,44	-248,5	3,02
BR VII 32 m	3,77	0,1061	-31,42	-248,9	2,46
BR VII 38,7 m	4,04	0,1139	-31,40	-248,5	2,7
Onyx C1	3,22	0,0906	-32,07	-250,4	6,16
Onyx C2	1,74	0,0490	-32,63	-258,2	2,84
Onyx C3	2,78	0,0784	-32,12	-253,3	3,66
Onyx moat	1,91	0,0539	-31,49	-252,4	-0,48
Moyenne	3,34	0,0940	-31,63	-250,0	3,02

Tableau IV.3: Concentrations en Cl⁻ et compositions isotopiques en δD , $\delta^{18}O$ et d d'échantillons d'eau du lac Brownworth et de l'Onyx River. Les échantillons d'eau du lac sont indiqués par le nom du sondage à la verticale duquel ils ont été prélevés (la profondeur est aussi mentionnée); les échantillons Onyx C1 à C3 ont été prélevés dans l'Onyx River à proximité du front du glacier Wright Lower tandis que l'échantillon Onyx moat a été prélevé à l'endroit où le cours d'eau atteint le moat du lac Brownworth.

IV.2.4. Discussion

Afin de comprendre l'origine de cette glace particulière, nous allons d'abord interpréter les caractéristiques du sondage BR VII, qui comprend les deux types de texture. Nous allons voir que la partie inférieure de ce sondage présente des caractéristiques typiques de glace de lac. Vu l'homogénéité isotopique sur l'ensemble du profil, nous pourrions émettre l'hypothèse que la partie supérieure du sondage a aussi été formée par congélation d'eau du lac, mais dans des conditions différentes. Le mode de formation avancé pour la partie supérieure du sondage BR VII sera appliqué pour le

sondage WLR qui a la même texture, mais nous devons compléter notre hypothèse pour expliquer les différences isotopiques de ce sondage.

Nous proposerons ensuite un modèle de formation du couvert de glace composite dans la zone de contact entre le lac et le glacier.

Enfin, nous comparerons ce modèle à d'autres modèles de contact entre un glacier et une masse d'eau liquide.

IV.2.4.1. Genèse de la glace

IV.2.4.1.1. Sondage BR VII

IV.2.4.1.1.1. Partie inférieure du sondage

La partie inférieure du sondage BR VII (sous 250 cm) présente les caractéristiques typiques de glace de lac formée de manière classique, par accrétion à la base d'un couvert de glace existant.

Les cristaux y sont columnaires, ce qui est la signature d'un processus de congélation avec un front de gel qui progresse vers le bas. Cette texture typique a été observée au cours de nombreuses études portant sur des couverts de glace de lac, principalement sur des couverts de glace saisonniers, plus étudiés (Chinn and Maze, 1983 ; Gow, 1977 ; Gow, 1986 ; Lyons et al., 1962 ; Mugumura et al., 1963 ; Weeks and Wettlauffer, 1996). De plus, une orientation préférentielle horizontale des axes optiques, telle qu'elle est observée ici, est un fait courant pour de la glace de lac. Ces propriétés cristallographiques résultent d'une sélection géométrique qui s'opère entre les cristaux. En effet, certains cristaux qui sont orientés préférentiellement par rapport à d'autres vont se développer plus rapidement, au détriment des autres qui disparaissent complètement au cours de la croissance du couvert de glace. La direction de croissance maximale d'un cristal est parallèle au plan basal de celui-ci (Lyons and Stoiber, 1962), c'est-à-dire perpendiculaire à l'orientation de son axe optique. Les cristaux à axes optiques horizontaux croissent donc plus vite vers le bas et sont favorisés lors de la progression d'un front de gel dans une colonne d'eau qui a une température proche du point de congélation sur une certaine épaisseur³¹. Cette direction de croissance est d'autant plus prédominante que sa direction est parallèle à celle du flux thermique (Weeks and Wettlauffer, 1996).

³¹ Par contre, si la colonne d'eau est thermiquement stratifiée et qu'il n'y a qu'une fine couche d'eau à température proche de 0°C, la croissance des cristaux à axes horizontaux est compromise. Les cristaux à axes optiques verticaux vont plutôt dominer, parce que leur croissance horizontale est plus rapide.

Les faibles concentrations en ions majeurs sont aussi indicatrices de ce processus de congélation. En effet, pendant la progression du front de gel vers le bas, la plupart des ions sont expulsés de la glace et diffusent dans l'eau résiduelle (Terwilliger and Dizio, 1970). Les concentrations dans la glace sont donc logiquement inférieures à celles de l'eau sous-jacente, comme nous l'avons observé ici.

Les résultats isotopiques pour cette partie du sondage confirment que la glace a été formée par congélation de l'eau du lac : le profil isotopique est constant avec la profondeur, ce qui résulte du gel progressif d'eaux ayant la même composition isotopique. Il est bien connu que lorsque de la glace se forme par gel d'eau, un fractionnement isotopique se produit entre l'eau et la glace³²: les molécules d'eau plus lourdes ($H_2^{18}O$ et HDO) sont incorporées préférentiellement dans la phase solide, selon des coefficients de fractionnement à l'équilibre entre la glace et l'eau de 1,0208 pour le deuterium et de 1,003 pour l'oxygène-18.

L'eau qui se trouve à l'interface avec la glace, au niveau de ce que l'on appelle une "couche limite" au sein de laquelle le mélange ne se fait que par diffusion (Souchez et al., 1987), se trouve donc appauvrie en isotopes lourds. Ce déficit peut être compensé par une diffusion isotopique depuis le réservoir d'eau sous-jacent. Dès lors, si le réservoir d'eau a une composition stable et que la progression du front de gel est assez lente pour que la diffusion puisse avoir le temps de compenser le déficit en isotopes lourds dans la couche limite, la glace formée par incréments successifs de congélation d'eau a une composition isotopique constante également. Sa valeur est moins négative que celle de l'eau, puisque la glace est enrichie en isotopes lourds. Le fractionnement effectif entre l'eau et la glace est alors proche de la valeur de fractionnement à l'équilibre. Dans ce cas-ci, nous pouvons estimer les coefficients de fractionnement effectifs puisque nous disposons des valeurs isotopiques de la glace et de l'eau sous-jacente. A partir des compositions de l'échantillon de glace le plus profond et de l'eau prélevée directement sous le couvert de glace, nous obtenons les valeurs de coefficient de fractionnement effectif de 1,0175 et 1,0027 respectivement pour le deutérium et l'oxygène-18.

Un profil isotopique constant a aussi été rencontré dans d'autres couverts de glace permanents de lacs de la région de Mc Murdo. Il s'agit du couvert de glace du lac Fryxell (vallée de Taylor), analysé par Miller et Aicken (1996), et de celui du lac Trough (vallée de Miers), analysé par nos soins. Miller et Aicken ont également analysé la composition de l'eau sous le couvert de glace et ont ainsi calculé un fractionnement apparent entre l'eau et la glace de 1,020 pour le deutérium et 1,004 pour l'oxygène-18, ce qui est assez proche des valeurs que nous avons calculées.

³² Voir annexe 1.

Sous un autre mode de représentation - un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$, couramment utilisé dans l'interprétation de données co-isotopiques-, les valeurs isotopiques peuvent donner des indices sur le mode de formation de la glace. Sur la figure IV.12, les compositions isotopiques des échantillons du bas du sondage BR VII sont représentées en triangles inversés mauves. Sur le même diagramme, nous avons reporté les valeurs isotopiques d'échantillons de glace météorique prélevés en surface du glacier Wright Lower, le long d'un transect d'1,5 km, d'aval vers l'amont, partant du front du glacier. Ces valeurs sont alignées sur une droite et définissent la droite météorique locale³³ (« Local Meteoric Water Line » ou LMWL), caractéristique des précipitations locales. Les valeurs du sondage BRVII se démarquent clairement de cette LMWL, ce qui permet d'exclure l'hypothèse selon laquelle cette glace pourrait être de l'ancienne glace de glacier météorique ayant subi une recristallisation.

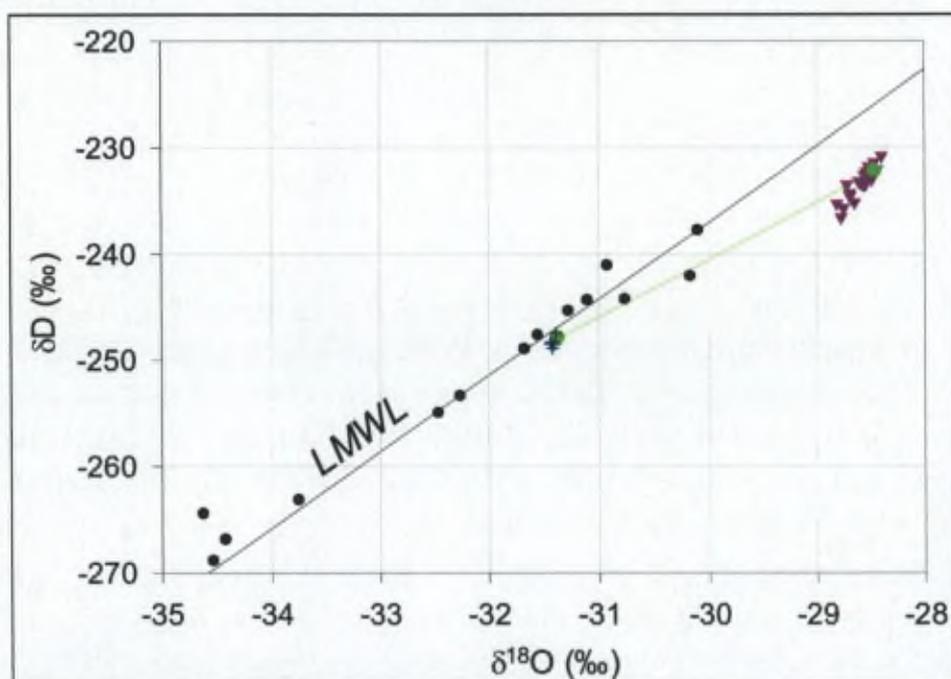


Figure IV.12: Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les valeurs de la glace météorique du glacier Wright Lower (ronds noirs), de la partie inférieure du sondage BRVII (triangles sur pointe mauves), de l'eau du lac Brownworth (croix bleues). La droite météorique locale est représentée par une ligne noire. L'enrichissement isotopique maximum pour de la glace formée par gel d'eau du lac est représenté en vert.

Dans la même figure IV.12, les croix bleues correspondent aux valeurs isotopiques des eaux prélevées dans le lac, sous les sondages BR VI et BR VII, à différentes profondeurs. Ces eaux ont des compositions très proches les unes des autres, ce qui indique qu'il n'y a manifestement pas de stratification isotopique avec la profondeur dans le lac. Cela laisse supposer que la composition de l'ensemble du lac est homogène. En appliquant les coefficients de fractionnement à l'équilibre (α) entre l'eau

³³ Voir annexe 1.

et la glace cités plus haut (1,0208 pour le deutérium et 1,003 pour l'oxygène-18), nous pouvons calculer la composition isotopique théorique de la glace formée à partir du gel d'eau du lac. En voici le calcul :

Moyenne des eaux du lac sous les sondages BRVI et BRVII:

$$\delta^{18}\text{O} = -31,42 \text{ ‰}; \delta\text{D} = -248,3 \text{ ‰}$$

$$\delta_{\text{glace}} = \alpha \times (1000 + \delta_{\text{eau}}) - 1000$$

$$\Rightarrow \delta^{18}\text{O}_{\text{glace}} = -28,51 \text{ ‰}; \delta\text{D}_{\text{glace}} = -232,7 \text{ ‰}$$

Cette valeur théorique se situe sur le nuage de points correspondant à la partie inférieure du sondage BR VII (figure IV.12), ce qui conforte l'hypothèse qu'il s'agit de glace formée à partir de la congélation d'eau du lac.

L'absence totale de bulles peut être interpellante pour de la glace de lac, qui est connue pour comporter des bulles aux formes diverses, dont des bulles cylindriques verticales typiques de la progression verticale d'un front de gel dans un réservoir d'eau (Gow and Langston, 1977; Adams et al., 1998; entre autres). Cette absence est expliquée par la lenteur de la progression du front de gel. La glace a tendance à rejeter toutes les impuretés lors de sa formation, dont les gaz dissous. Si la vitesse de congélation est suffisamment lente, le rejet des gaz dissous peut être complet et aucune bulle ne sera formée, parce que les gaz ont le temps de diffuser dans la colonne d'eau sous-jacente avant nucléation de bulles. Bari et Hallet (1974) ont montré expérimentalement l'absence de bulles dans de la glace qui se forme en deçà d'une certaine vitesse de congélation.

Comme nous l'avons vu, la lenteur du processus de congélation est aussi confirmée par les valeurs isotopiques qui indiquent des valeurs de fractionnement effectif proches de celles à l'équilibre.

Cette lenteur n'est pas surprenante : la glace se forme sous un couvert de glace existant, épais (environ 5 mètres). Or, la glace joue un rôle d'isolant et il est connu que la vitesse de congélation diminue avec la profondeur (Terwilliger and Dizio, 1970). Par ailleurs, nous avons vu³⁴ qu'il existait un équilibre entre l'accrétion de glace à la base et l'ablation en surface. Comme le taux d'ablation est de l'ordre de 30,5 cm par an, ainsi que Chinn (1993) l'a mentionné pour la surface du lac Vanda dans la vallée de Wright, la quantité de glace qui se forme à la base est aussi proche de 30 cm par an (ou plutôt 30 cm durant l'hiver, c'est-à-dire environ 6 mois). Ceci équivaut à une très faible vitesse de progression du front de gel (de l'ordre de $2.10^{-8} \text{ ms}^{-1}$).

³⁴ Point II.3.2.1 sur la dynamique des couverts de glace de lac.

IV.2.4.1.1.2. Partie supérieure du sondage

Tous les éléments indiquent que la partie inférieure du sondage BR VII a été formée par congélation d'eau du lac. Comme la partie supérieure de ce sondage a les mêmes caractéristiques isotopiques, nous pouvons supposer qu'elle résulte aussi de congélation d'eau du lac ayant la même composition isotopique. Cependant, la cristallographie est différente. Cette différence cristallographique suggère que les conditions de formation ne sont pas les mêmes dans les deux cas.

Notre hypothèse est que la partie supérieure du sondage a été formée par gel d'eau du lac, mais pas à la base d'un couvert de glace comme la glace de lac classique. Nous supposons qu'elle s'est formée par accréation au contact avec le glacier froid qui entre dans le lac. En effet, le glacier constitue une source froide: sa température basale mesurée dans le tunnel creusé au pied de la falaise de glace marginale, à environ 1 km en amont du lac, est de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'eau du lac qui entre en contact avec le glacier peut geler, à une vitesse faible, vu l'absence de bulles et l'homogénéité du profil isotopique, à l'instar de la partie inférieure du sondage interprétée ci-dessus. Dans la suite de notre travail, nous allons qualifier cette glace de « glace de regel », pour la différencier de la glace de lac typique. Ce terme ne correspond cependant pas sensu strictu à la glace de regel décrite dans la littérature comme étant de la glace formée par regel d'eau à la base d'un glacier en aval de protubérances du substrat (Weertman, 1957).

Nous avons vu que la dominance de cristaux columnaires à axes optiques horizontaux dans la glace de lac résultait d'une sélection géométrique. Dans le cas de cette glace de regel, les conditions de formation différentes ont mené à une texture différente. La croissance des cristaux a pu se faire à partir des cristaux de glace de glacier, à caractère équi-granulaire, comme le sont les cristaux de la glace du glacier qui ont servi de germes de cristallisation. Il n'y a pas eu de prédominance d'un type de cristaux par rapport à d'autres, ce qui a préservé le caractère équi-granulaire des cristaux qui se sont formés par la suite. Les orientations de leurs axes optiques sont aussi assez variables.

En revanche, dans la zone de transition texturale, présente entre 150 et 250 cm de profondeur dans le sondage BR VII, les cristaux deviennent de plus en plus allongés verticalement. Cette évolution correspond à la transition progressive des conditions de congélation, entre la localisation sous-glaciaire et la situation à la base d'un couvert de glace flottant, où le front de gel progresse vers le bas. Ceci sera discuté plus loin.

IV.2.4.1.2. Sondage WLR

Le sondage WLR a une texture homogène et similaire à celle de la partie supérieure du sondage BR VII. Elle est également assimilable à celle rencontrée dans l'autre ride échantillonnée dans la glace bleue (WL II). Les concentrations chimiques sont aussi quasi constantes. Les valeurs isotopiques présentent par contre un décalage marqué vers 7 mètres de profondeur.

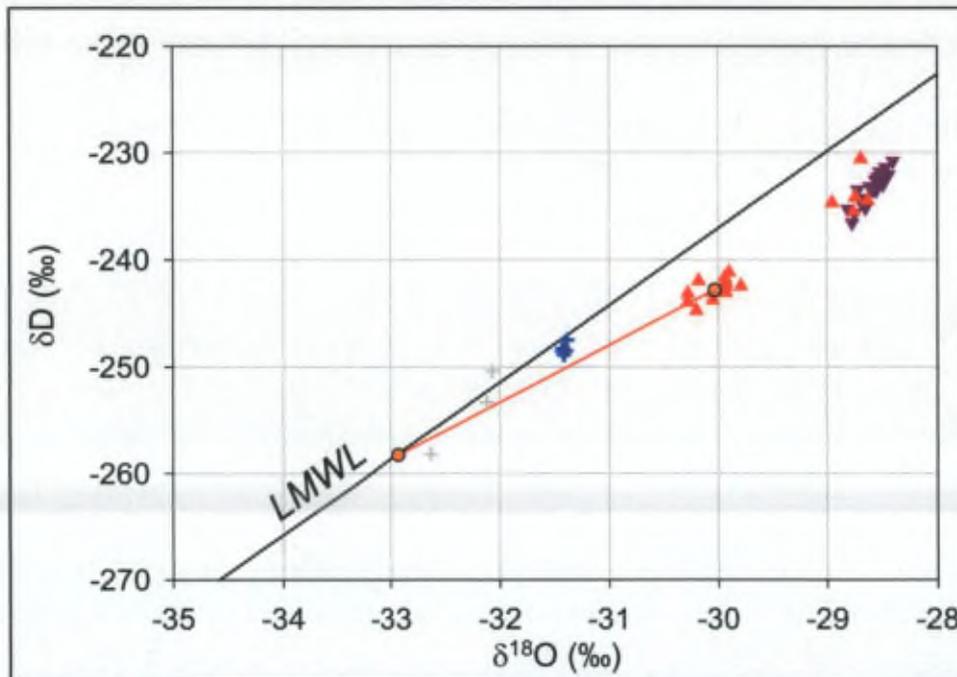


Figure IV.13: Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les valeurs de la glace météorique du glacier Wright Lower (ronds noirs), du sondage BRVII (triangles sur pointe mauves), du sondage WLR (triangles rouges), de l'eau du lac Brownworth (croix bleues) et de l'eau de l'Onyx River (croix grises). La droite météorique locale est représentée par une ligne noire. L'enrichissement isotopique permettant de reconstituer la composition de l'eau parente théorique pour former les glaces du sondage WLR à valeurs plus négatives est représenté par un segment rouge.

La partie inférieure du sondage WLR a selon nous été formée dans les mêmes conditions que la partie supérieure du sondage BR VII : elle présente les mêmes propriétés cristallographiques, isotopiques et chimiques.

Les caractéristiques isotopiques de la plus grande partie du sondage (entre ~40 et ~640 cm de profondeur) indiquent aussi qu'il s'agit de glace formée par gel d'eau : le profil est constant avec la profondeur, ce qui, comme nous l'avons vu plus haut, est caractéristique du gel progressif d'eaux ayant la même composition isotopique. Sur un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$, les valeurs se différencient aussi significativement de la LMWL (figure IV.13). Cependant, les valeurs isotopiques sont significativement plus négatives, et ne peuvent pas résulter du gel de l'eau actuelle du lac. Nous pouvons calculer une

valeur théorique d'eau initiale ayant conduit à cette glace, en appliquant les mêmes coefficients de fractionnement α que dans le calcul précédent.

Moyenne valeurs des glaces plus négatives :

$$\delta^{18}\text{O} = -30,04 \text{ ‰} ; \delta\text{D} = -242,8 \text{ ‰}$$

$$\delta_{\text{eau}} = (1000 + \delta_{\text{glace}}) / \alpha - 1000$$

$$\Rightarrow \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} = -32,93 \text{ ‰} ; \delta\text{D}_{\text{eau}} = -258,3 \text{ ‰}$$

La valeur théorique obtenue se situe sur la LMWL (figure IV.13). Il s'agit donc d'une composition isotopique qui peut exister dans l'environnement direct du lac Brownworth. L'une des valeurs de composition isotopique de l'eau de l'Onyx River prélevée à proximité de la falaise de glace du glacier est proche de l'eau initiale théorique.

Comment pouvons-nous expliquer ce décalage de composition isotopique? La glace présente dans la ride est probablement de la glace plus ancienne, formée à un moment où l'eau du lac avait des valeurs isotopiques plus négatives mais tout aussi homogènes comme l'indique le profil isotopique constant. Cette glace a pu être conservée parce qu'elle est protégée de l'ablation par un couvert de débris. Ce type de situation a été observé au lac Trough, où des sédiments protègent la glace de lac et conduisent à la formation de rides dont la pente dépend de l'angle de friction interne des sédiments (Sadler, 1989).

Le fait que sur une même verticale se retrouvent des glaces d'âges différents peut s'expliquer comme suit. De la glace formée durant une période 'A' fait corps avec la base du glacier et peut servir elle-même de source froide pour une glace formée ultérieurement lors d'une période 'B'. Les glaces formées pendant les périodes A et B se retrouvent à un moment toutes deux au niveau de la langue de glace qui flotte sur le lac (telle que présentée dans les figure II.14 et II.15), la glace la plus vieille ne subsistant que là où elle est protégée de l'ablation par un couvert de sédiments.

Nous présentons ci-dessous notre hypothèse pour expliquer le décalage isotopique entre des valeurs plus négatives acquises dans le passé et des valeurs moins négatives acquises aujourd'hui.

Le climat a été plus froid dans le passé, ce qui implique un apport moindre en eau de fonte en été et un *moat* moins développé. Si le *moat* est moins développé, voire inexistant, l'évaporation de l'eau du lac est très limitée, voire nulle. Or, un fractionnement isotopique existe aussi lors de l'évaporation de l'eau : la vapeur d'eau est appauvrie proportionnellement en isotopes lourds, parce que les composés légers de

l'eau passent plus rapidement à l'état vapeur (Majoube, 1971). L'eau résiduelle est donc enrichie en isotopes lourds. Si l'on passe d'une situation très froide, durant laquelle l'évaporation est très limitée, à une situation moins froide, durant laquelle le *moat* est plus développé, on peut comprendre qu'il en résulte un enrichissement isotopique de l'eau du lac sous l'influence d'une plus forte évaporation.

Plusieurs éléments permettent d'étayer cette hypothèse.

- La valeur théorique de l'eau parente calculée pour la glace qui a une composition plus négative se situe sur la droite météorique locale. Par contre, les eaux prélevées dans le lac sont situées légèrement à droite de cette LMWL. Nous pouvons donc supposer que les eaux du lac actuelles ont subi des processus d'évaporation et sont situées sur une droite d'évaporation (Gonfiantini, 1986), même si nous ne pouvons pas quantifier ce processus.
- Les valeurs d'excès en deutérium (δ) sont plus faibles pour de l'eau résiduelle après évaporation et donc aussi dans la glace qui résulte du gel de cette eau. Or, c'est bien le cas ici: le δ est plus négatif dans les glaces qui ont des valeurs- δ moins négatives.

La "brutalité" du décalage isotopique peut poser question : pourquoi n'a-t-on pas une modification progressive de la composition ? Nous n'avons malheureusement pas une bonne résolution dans l'échantillonnage isotopique de cette glace bleue : presque 60 cm séparent le dernier échantillon plus négatif (640 cm de profondeur) du premier échantillon moins négatif (698 cm de profondeur). Ces 60 cm peuvent correspondre à un laps de temps de plusieurs années. Nous ne savons donc pas en combien de temps s'est fait ce changement.

Nous avons vu plus haut que l'eau du lac que nous avons échantillonnée a une composition très homogène. Comme les échantillons ont été pris à différents endroits et à différentes profondeurs, cela laisse supposer que la composition de l'ensemble du lac est homogène. Ceci contraste avec d'autres lacs des Dry Valleys dans lesquels une stratification marquée a été observée³⁵. D'autre part, la composition du lac peut être homogénéisée en permanence en été grâce à deux facteurs: l'Onyx River, le cours d'eau qui le traverse de part en part, et une cellule de convection possible au sein du lac, à l'instar de celle présentée dans le cas du lac Trough (voir point II.4.2.4). Un changement isotopique lié à un probable changement dans les conditions climatiques a donc pu se marquer rapidement sur l'ensemble du réservoir du lac.

Ce décalage isotopique ne trouve pas de correspondant dans les profils de concentrations ioniques. On pourrait en effet s'attendre à des concentrations ioniques

³⁵ Voir point II.3.4.

plus élevées dans de l'eau qui a subi plus d'évaporation, ce qui aurait pu mener à des glaces plus riches en ions également dans la partie inférieure du sondage WLR ainsi que dans le sondage BRVII. Or, ce n'est pas le cas. Ceci est lié à des mécanismes différents d'incorporation dans la glace. Le profil isotopique reflète principalement la composition isotopique du réseau cristallin de la glace, tandis que le profil ionique dépend surtout des inclusions présentes à la limite des cristaux. Tant que les ions rejetés, plus concentrés à l'interface, peuvent diffuser vers le réservoir d'eau sous-jacent, leur concentration dans la glace reste très faible.

Enfin, les deux échantillons aux valeurs isotopiques moins négatives prélevés près du sommet de la ride dans le sondage WLR ont pu être altérés par de la sublimation en surface. Celle-ci peut en effet conduire à une augmentation en δD et $\delta^{18}O$ dans la glace résiduelle, comme cela a été montré expérimentalement pour de la neige (Moser and Stichler, 1975).

IV.2.4.1.3. Sondage BR VI

Ce sondage est constitué dans sa grande majorité de glace aux cristaux columnaires. Il n'est pas nécessaire de recourir à des analyses isotopiques pour en déduire que cette glace a été formée par congélation d'eau du lac, majoritairement à la base d'un couvert de glace flottant. La partie supérieure correspond plus à la zone de transition observée dans le sondage BR VII. L'équivalent de la partie supérieure du sondage BR VII, composé de cristaux équigranulaires, a été éliminée par ablation de surface, comme nous allons le voir dans le modèle présenté plus loin.

IV.2.4.1.4. Sondage BRV

Le sondage BR V pourrait être considéré, par comparaison avec les sondages de glace bleue, comme un exemple typique de glace de lac. C'est le cas pour ce qui est de la cristallographie, mais par contre le profil isotopique n'est pas homogène sur toute sa profondeur comme on pourrait le supposer pour un couvert de glace en place depuis longtemps et soumis à un renouvellement par ablation en surface et accrétion à la base. Si l'on considère que l'eau du lac est homogène, les variations isotopiques visibles dans ce sondage ne peuvent être que le résultat de variations de vitesse de congélation : plus la vitesse est élevée, plus le fractionnement effectif entre la glace et l'eau s'éloigne de sa valeur d'équilibre; on s'éloigne donc de l'enrichissement isotopique maximum théorique. Des effets de variation de vitesse de gel de ce type ne peuvent pas se produire à la base d'un couvert de glace en équilibre, où la congélation se fait très lentement. Ces effets ne peuvent se marquer que dans la partie supérieure d'un couvert de glace qui se forme, quand l'épaisseur de glace est encore faible. Or, quand un couvert de glace est en

équilibre depuis longtemps, la glace formée initialement a disparu par ablation. La glace du sondage BR V ne peut de ce fait qu'être une glace relativement jeune, sinon la partie soumise à un effet cinétique aurait disparu. Le sondage BR V, situé assez près de la rive, a en fait été échantillonné dans de la jeune glace de congélation du *moat*.

Contrairement aux sondages de glace bleue, la glace prélevée ici comprend des bulles typiques de glace de lac. Cela indique donc une progression du front de gel plus rapide, qui permet l'incorporation de gaz sous forme de bulles dans la glace. Les concentrations en anions majeurs sont aussi plus élevées en moyenne que dans la glace bleue, indiquant un rejet moins marqué lié à une vitesse de congélation plus élevée.

Par ailleurs, le premier échantillon, près de la surface, est caractérisé par une composition isotopique moins négative. Ceci résulte selon nous d'un phénomène de sublimation en surface, comme nous l'avons présenté pour la partie supérieure du sondage WLR.

IV.2.4.2. Modèle proposé pour la formation du couvert de glace dans la zone de contact

Nous venons de voir qu'au travers de l'interprétation conjointe de résultats cristallographiques, isotopiques et chimiques, nous pouvons déterminer l'origine de la glace bleue. Nous allons maintenant proposer un modèle dynamique permettant de mieux comprendre les différences entre les divers sondages. Ce modèle va d'abord être proposé dans l'absolu; les caractéristiques des différents sondages seront ensuite reprises sur un profil.

Un profil schématique du rivage du lac jusqu'au glacier est représenté à la figure IV.14. Le modèle que nous proposons est le suivant. Un front de gel progresse dans l'eau libre du lac depuis la source froide du glacier, menant à l'accrétion de glace dite de regel à la base de celui-ci. Selon le modèle présenté par Chinn (Chinn and Maze, 1983; Chinn, 1993) et décrit au point II.4.2.1 (voir figures II.14 et II.15), une langue constituée de glace de glacier peut flotter sur le lac devant le front proprement dit, que le glacier soit lui-même flottant ou non. Même si le front du glacier est stationnaire, l'ensemble du couvert de glace flottant sur le lac est poussé vers l'avant par le mouvement du glacier, comme nous l'avons vu par ailleurs dans le cas du lac Trough (voir point II.4.2.3. - figure II.17). La glace de glacier d'origine météorique est progressivement éliminée par ablation dans la partie flottante, laissant apparaître en surface la glace de regel formée à sa base. Il en résulte que devant la langue constituée de glace de glacier, c'est une langue de glace de regel qui progresse en flottant sur le lac. Selon la dynamique présentée au point II.3.2.1, l'ablation de surface qui affecte le couvert de glace est compensée par de l'accrétion de glace à la base, maintenant ainsi

une épaisseur d'équilibre. Cette dynamique conduit au remplacement progressif de la glace proche de la surface par celle construite à l'interface glace-eau. De la glace de lac, typique, se forme ainsi sous la glace de regel.

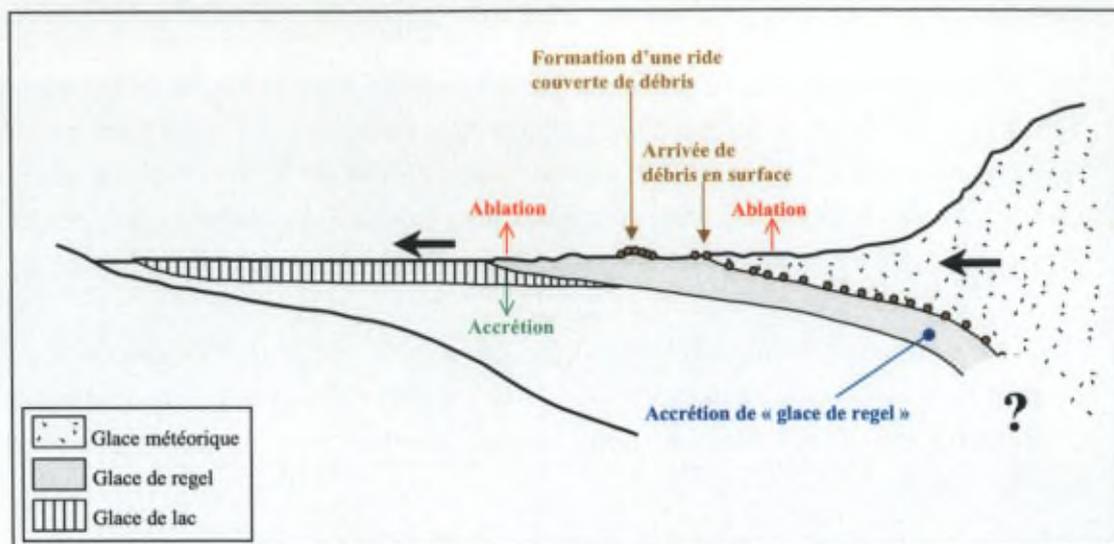


Figure IV.14: Représentation schématique du modèle de formation composite du couvert de glace dans la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth. De la glace dite de regel formée par gel d'eau libre du lac à la base du glacier arrive en surface par ablation de la glace de glacier sus-jacente flottant sur le lac. L'ensemble du couvert de glace est poussé vers l'avant par le mouvement du glacier. Dans un même temps, la dynamique de l'accrétion de glace à la base du couvert de glace compense l'ablation de surface, maintenant ainsi une épaisseur d'équilibre. Cette dynamique conduit au remplacement progressif de la glace de regel par de la glace de lac typique formée à sa base. Des débris présents au contact de la glace de regel et de la glace de glacier arrivent en surface suivant une trajectoire ascendante provoquée par l'ablation superficielle du glacier. Ils sont alors transportés par le mouvement du couvert de glace. Là où ils sont abondants, ils protègent la glace sous-jacente de l'ablation et sont à l'origine de rides couvertes de débris, au sein desquelles de la glace plus ancienne est préservée. Les mouvements du glacier et du couvert de glace sont représentés par des flèches noires; l'ablation est symbolisée par une flèche rouge tandis que l'accrétion par une flèche verte. Les processus qui peuvent se manifester à proximité de la base immergée du front ne sont pas envisagés, d'où le point d'interrogation.

De plus, comme Chinn et Maze (1983) l'ont observé, une quantité importante de débris se situe au contact de la glace bleue avec la glace de glacier. Ces débris proviennent probablement en partie de la semelle basale du glacier et arrivent en surface par ablation de la glace sus-jacente. Ils sont alors transportés sur le couvert de glace comme sur un tapis roulant. La quantité de débris amenés ainsi à la surface peut varier et, si ceux-ci sont plus abondants, ils protègent la glace sous-jacente contre l'ablation. Cela mène à la formation de rides couvertes de débris, au sein desquelles de la glace bleue plus ancienne peut être préservée.

Nous avons donc la formation d'un couvert de glace composite. La partie supérieure est composée de glace dite de regel formée à la base du glacier et arrivant en surface par ablation de la glace de glacier sus-jacente. La partie inférieure est de la glace

de lac typique formée par congélation à la base de la glace de regel. La proportion de ces deux types de glace varie quand on s'éloigne du front du glacier: la glace de regel s'amenuise, en raison de l'ablation de surface (excepté en la présence d'un couvert de débris protecteur), tandis que la proportion de glace de lac augmente.

L'absence de sédiments au sein de la glace bleue suggère que celle-ci s'est formée à partir de l'eau libre du lac, sans contact direct avec les sédiments lacustres. Elle se serait donc formée par accrétion à la base du glacier en aval de sa *ligne d'ancrage*³⁶. Chinn et Maze (1983) ont observé un contact net, sans particules, entre la glace bleue et la glace de glacier (voir lame mince présentée à la figure IV.5). Ce contact net semble indiquer que l'on ne retrouve pas, à cet endroit du moins, de glace formée à la *ligne d'ancrage*. Cependant, Chinn et Maze (1983) mentionnent par ailleurs que la surface de contact entre la glace bleue et la glace de glacier constitue le principal apport de débris en surface. Cette situation peut s'expliquer comme suit.

Si une cellule de convection³⁷ similaire à celle proposée pour le lac Trough (Sadler, 1989; Hendy et al., 2000) est présente au sein du lac Brownworth, on peut supposer que les conditions à proximité de la ligne d'ancrage ne sont pas favorables à l'accrétion de glace mais plutôt à la fonte, en raison de la présence d'eaux plus chaudes amenées par la cellule de convection. Cependant, si le glacier est très froid (une température de -15°C a été mesurée au sein de la glace basale dans le tunnel creusé au pied de la falaise marginale du glacier en amont de son contact avec le lac – figure II.21.A), il est probable qu'il y ait accrétion de glace même au niveau de la ligne d'ancrage. Nous ne disposons pas de mesure de température de la glace du glacier au contact du lac et nous ne savons donc pas dans quelle mesure la présence de l'eau du lac a influencé la température du glacier dans sa zone terminale. Il n'est donc pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, d'assimiler ce cas à celui décrit pour le lac Trough au point II.4.2.4. Cependant, la présence de débris à la surface de contact entre la glace bleue et la glace de glacier permet de penser que des débris ont été incorporés à la base du glacier à sa *ligne d'ancrage*. S'il y a eu fonte comme au lac Trough, celle-ci n'a pas été totale. Il faut néanmoins noter qu'il est aussi possible que les débris étaient présents à la base du glacier en amont de son arrivée dans le lac. La glace basale présente dans le tunnel creusé en amont et mentionné ci-dessus contient en effet des couches de glace riche en sédiments.

³⁶ Le terme *ligne d'ancrage* n'est pas utilisé ici, et dans les pages qui suivent, dans son sens strict. La ligne d'ancrage a été définie par Souchez et al. (1995 c) comme une ligne à travers le glacier qui marque la limite entre la glace ancrée au substrat et la glace flottante. Dans ce cas-ci, nous qualifions de *ligne d'ancrage* la ligne à travers le glacier où celui-ci se détache du substrat, même si le glacier n'est pas flottant.

³⁷ Voir point II.4.2.4, figure II.19.

Par ailleurs, l'épaisseur du glacier peut aussi influencer les processus qui se déroulent à l'interface entre le glacier et le lac. Elle détermine en effet la température à la base de la masse de glace. Celle-ci est plus basse quand l'épaisseur est moindre à température de surface constante. La diminution d'épaisseur du glacier depuis la ligne d'ancrage vers son front peut donc aussi engendrer une croissance de l'accrétion de glace dite de regel.

Sur les figures IV.15 et IV.16 sont représentés les transects reprenant les résultats cristallographiques d'une part et isotopiques d'autre part des différents sondages analysés. Comme nous l'avons vu, les deux types principaux de texture présents dans diverses proportions dans les différents sondages s'expliquent par les conditions de formation. La discontinuité isotopique du sondage WLR s'explique, elle, par la protection du couvert de débris qui a préservé de la glace plus ancienne, formée dans des conditions plus froides.

L'interprétation conjointe des données isotopiques, ioniques et texturales nous ont permis d'élaborer un modèle simple d'une autre configuration possible pour un contact entre un glacier et un lac. Il est clair que des données supplémentaires permettraient d'étayer cette hypothèse élaborée à partir de la seule observation de quelques sondages. A cette fin, des mesures radar complémentaires ainsi que des sondages dans une zone plus proches du glacier seraient en particulier intéressants.

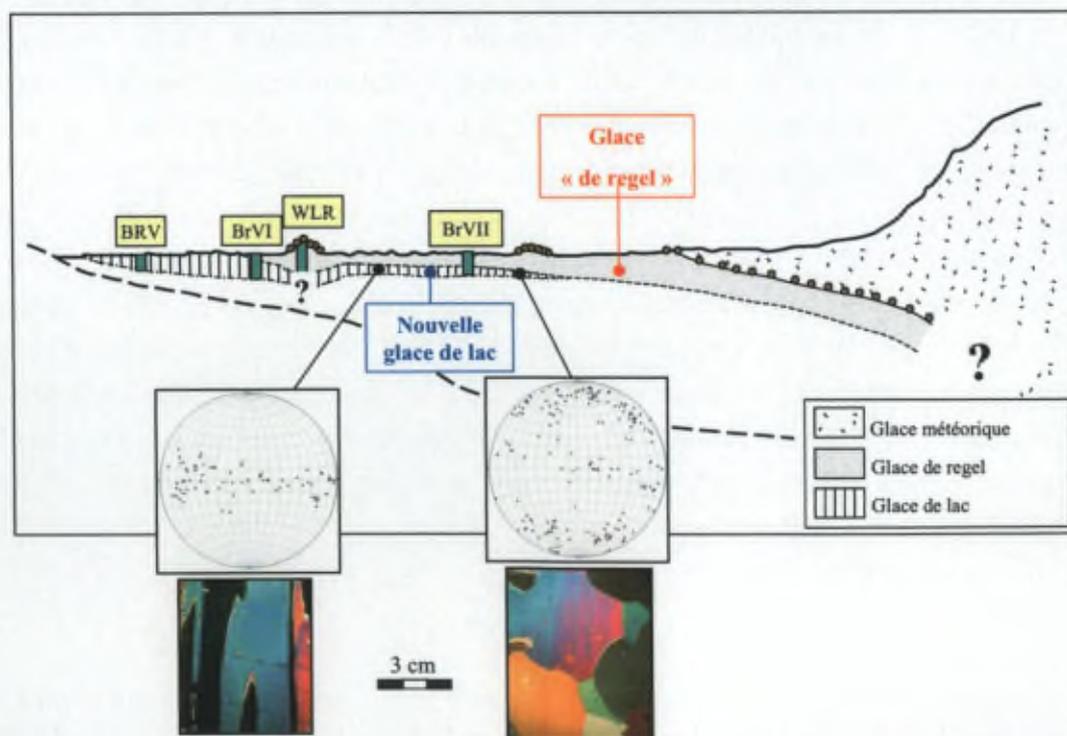


Figure IV.15: Profil schématique de la zone de contact du glacier Wright Lower et du lac Brownworth reprenant les résultats cristallographiques obtenus pour les différents sondages analysés.

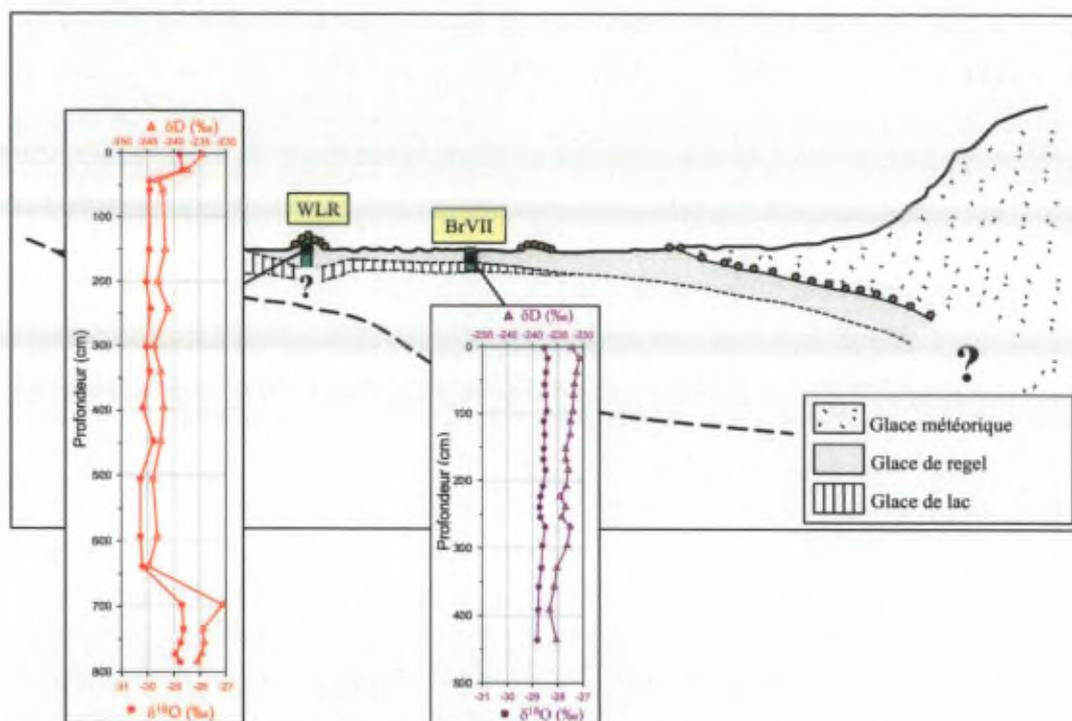


Figure IV.16: Profil schématique de la zone de contact du glacier Wright Lower et du lac Brownworth reprenant les résultats isotopiques obtenus pour les différents sondages analysés

IV.2.4.3. Comparaison avec les modèles de contact existant dans la littérature

Le profil ainsi représenté est assez différent de celui que Chinn (1993) avait tracé en fonction de ses observations. Une des grandes différences est la morphologie sous-glaciaire au niveau de la zone de contact. Dans le profil représenté par Chinn (figure IV.5), le glacier rencontre un obstacle qu'il surmonte après avoir rencontré de l'eau liquide. La glace de regel s'est formée par gel de cette eau liquide à la base du glacier, et s'élève avec le glacier dans son mouvement ascendant, avant d'arriver en surface. Nous ne pensons pas que de la glace accrétionnée en amont dans des conditions *wet-based* puisse avoir exactement la même composition isotopique que celle de glace formée directement par gel d'eau du lac. En effet, nos résultats ont indiqué que l'eau du lac avait une composition isotopique homogène, ce qui est probablement le résultat du mélange de différentes eaux alimentant le lac. Il est peu probable, même si c'est possible, que de l'eau rencontrée en amont, dans des conditions *wet-based*, ait une composition isotopique constante qui soit la même que celle de l'eau du lac.

L'analyse des données radar avait indiqué une très grande épaisseur de glace bleue, qui surmontait directement un niveau de sédiment. Les sondages que nous avons effectués ont pu transpercer le couvert de glace et ont permis de mesurer la profondeur de l'eau sous la glace.

Le modèle que nous proposons peut être considéré comme une variante des configurations de contact glacier-lac proposées par Chinn et Maze (1983) que nous avons présentées au point II.4.2.1. Dans ces configurations, une langue de glace de glacier peut "flotter" au-dessus du lac. Dans notre cas, toute la glace météorique disparaît par ablation et la langue qui flotte sur le lac est constituée de la glace qui s'est formée par gel d'eau du lac à la base du glacier. Comme dans la configuration de Chinn, de la glace de lac se forme par-dessous.

L'arrivée de la glace de regel en surface du lac en raison de l'ablation de la glace de glacier (météorique) sus-jacente peut aussi être comparée à la situation rencontrée en aval de la ligne d'ancrage de plates-formes de glace flottantes. C'est le cas par exemple pour la plate-forme de glace flottante d'Hells Gate, dans la baie de Terra Nova, où la glace marine, formée sous la plate-forme, arrive progressivement en surface en raison de l'ablation importante de la glace liée aux vents catabatiques (Souchez et al., 1998).

Le transfert des débris du glacier au lac et jusqu'au rivage, présenté par Clayton-Greene et al. (1987), a été repris et complété par Hendy et al. (2000) comme le modèle du "proglacial lake-ice conveyor" présenté au point II.4.2.3. Une certaine analogie peut être faite entre la situation détaillée pour le lac Trough dans ce modèle et la zone de contact entre le lac Brownworth et le glacier Wright Lower. Le lac Brownworth pourrait donc être considéré comme un autre exemple actuel du mécanisme de transport des débris sur les grands lacs proglaciaires présents durant le dernier maximum glaciaire dans les Dry Valleys. Cependant, quelques différences importantes peuvent être relevées.

Le lac Brownworth semble être sensiblement moins profond que le lac Trough. Nous n'avons malheureusement pas de donnée de profondeur dans une zone plus proche du glacier, mais les 38 mètres mesurés au niveau du sondage BRVII sont largement inférieurs aux 93 mètres mentionnés pour le lac Trough (Hall et al., 2000). Le mécanisme de vêlage d'iceberg bien développé au lac Trough n'est pas marqué au lac Brownworth. D'autre part, l'étendue du lac à l'avant du glacier est beaucoup plus grande dans le lac Trough, qui s'étend sur près d'1 km à l'avant du glacier Koettlitz. Ces deux paramètres pourraient expliquer une vitesse de déplacement du couvert de glace plus importante pour le lac Trough (18 mètres par an, Hendy et al., 2000) par rapport à celui du lac Brownworth, qui est soumis à une certaine compression. Chinn (1993) mentionne en effet des relevés de terrain qui ont indiqué de la compression au niveau de son transect (présenté au point IV.2.2). Il serait intéressant de faire une étude de cette vitesse dans le cas du lac Brownworth. Par ailleurs, nous n'avons pas rencontré de sédiments au sein du couvert de glace du lac Brownworth. Nous n'avons donc aucun élément indiquant un mécanisme d'incorporation différentielle des débris au travers de la glace, comme cela a été mentionné pour le lac Trough.

IV.3. ZONE DE CONTACT DANS LA PARTIE SUD DU LAC

IV.3.1. Description du site

Le contact dans la **partie sud** du lac est défini par un large complexe morainique arqué, parallèlement à la bordure du glacier (figures IV.17 A, B et C). Il atteint une quinzaine de mètres de hauteur et plus de 100 mètres de large par endroits. Il ne constitue pas un tout homogène, mais présente une morphologie complexe composée de rides et de creux, remplis en partie par des étangs gelés (figure IV.17 D). Il est couvert de débris de granulométrie variable allant de fins graviers bien classés à des graviers grossiers et même des rochers de quelques mètres de diamètre (figure IV.17 E).

Des excavations réalisées dans les rides morainiques ont permis l'observation de leur structure interne, qui, au contraire de celle de la glace bleue, est composite. Elle est constituée de niveaux de graviers, sables et boues organiques séparés par de la glace (Fitzsimons, 1996). Les strates ont un pendage marqué vers l'amont (figure IV.17 F) et présentent dans certaines rides des structures de déformation complexes. Ces structures suggèrent que la glace et les niveaux de débris ont été plissés et faillés après entraînement. La figure IV.17 F, montre des niveaux de sédiments riches en algues qui indiquent un fort pendage.

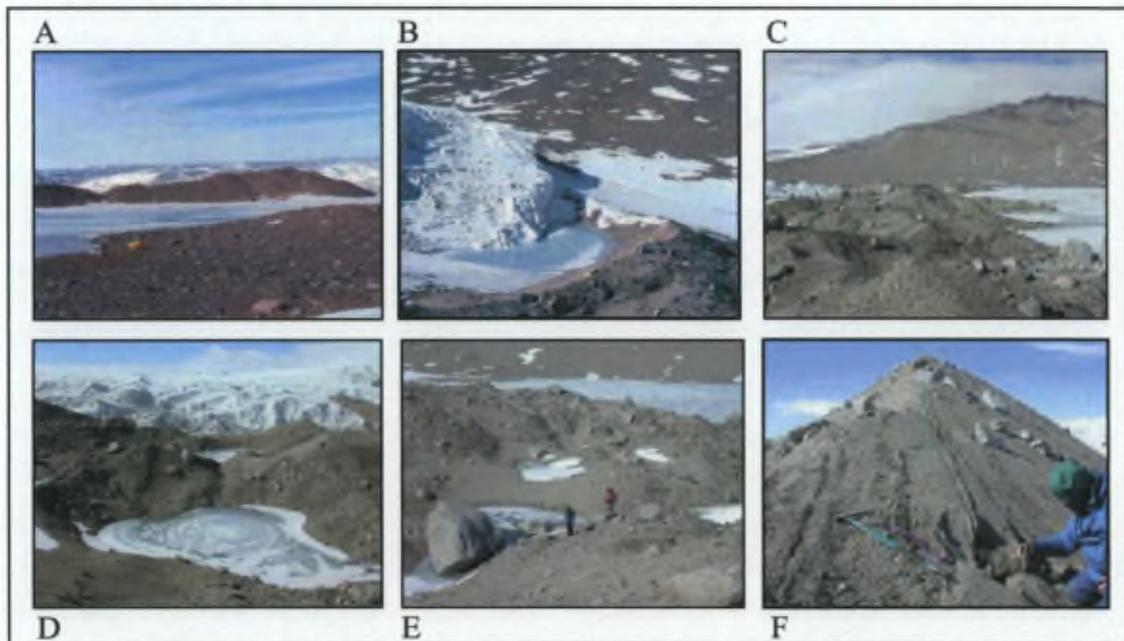


Figure IV.17: Photos du complexe morainique dans la partie sud du contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth. (A): Photo montrant la moraine qui se démarque nettement entre le lac Brownworth, en avant plan, et le glacier Wright Lower, en arrière plan; les tentes en bordure du lac domment l'échelle; (B): Photo, prise depuis une partie dominante de la moraine, de l'extrémité sud-est de celle-ci sur laquelle la forme arquée est bien visible; (C): Photo prise depuis la moraine (prise de vue vers le sud-est) montrant celle-ci en enfilade; le lac Brownworth est à droite et le glacier Wright Lower à gauche; (D): Exemples d'étangs gelés occupant des points bas de la moraine – le glacier est à l'arrière plan; (E): Rocher de plusieurs mètres de diamètre (voir échelle humaine) appartenant à la moraine; le lac Brownworth est en arrière plan; (F): Vue de profil de la moraine présentant des lits de sédiments riches en algues qui indiquent un fort pendage vers le glacier. Photos: R. Lorrain.

La structure et la composition de la moraine ont pu être particulièrement bien étudiées au niveau d'une tranchée transversale creusée sur sa face externe sur une profondeur comprise entre 50 cm et 1 m, dans laquelle 19 blocs de glace ont été échantillonnés le long d'une séquence d'environ 25 mètres (voir figure IV.18 pour la localisation). Ces blocs ont fait l'objet d'analyses isotopiques et d'analyse de gaz (composition et contenu total), ainsi que de quelques analyses cristallographiques.

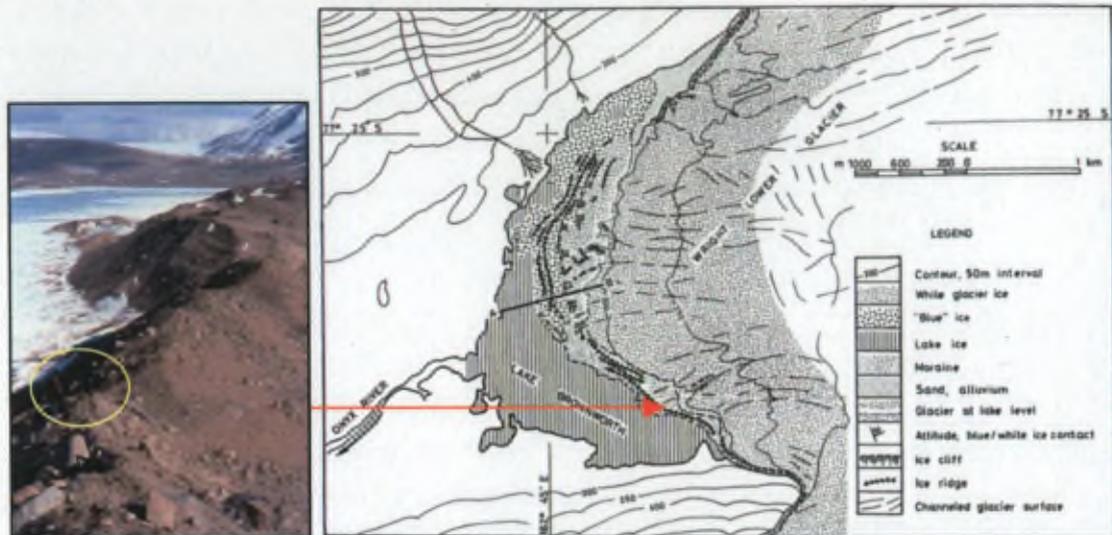


Figure IV.18: Localisation de la séquence échantillonnée dans la ride morainique présentée sur la photo à gauche. Les hommes, entourés en jaune, donnent l'échelle; le lac Brownworth est à gauche de la moraine sur la photo. Sources: carte: Chinn et Maze, 1983; photo: R. Lorrain.

A titre de comparaison, nous présentons aussi des analyses de composition réalisées d'une part dans de la glace prélevée dans le tunnel creusé à la base du glacier Wright Lower (voir point II.5.1 pour localisation), et d'autre part dans la glace de lac en surface du lac Brownworth.

IV.3.2. Etat de la question

La moraine du glacier Wright Lower a déjà fait l'objet de deux études: celle de Rains et Shaw (1981) et celle de Fitzsimons (1996). Les analyses de composition de la glace de la moraine réalisées dans le cadre de ce travail permettront d'apporter des éléments nouveaux par rapport à ces deux études.

IV.3.2.1. Hypothèse de Rains et Shaw

Selon Rains et Shaw (1981), la moraine de Wright Lower est essentiellement composée de débris supraglaciaires abondants, provenant du Nunatak King Pin (voir

figure IV.1 pour localisation). Ils la considèrent comme un exemple contemporain de moraine "régulée" (*controlled moraine*), c'est-à-dire dont la forme semble être largement héritée de la topographie supraglaciaire (figure IV.19).

La zone d'ablation du glacier comprend, à proximité du lac, une série d'escarpements de glace approximativement parallèles à la bordure du glacier et dont l'abrupt est dirigé vers l'aval. Les débris supraglaciaires s'accumulent sous forme d'éboulis au pied de ces escarpements, dont ils peuvent aussi recouvrir la surface, avec une épaisseur plus importante dans des creux d'ablation (*ablation cusps*). Les escarpements de glace correspondent à des têtes de blocs de poussée (*thrust blocks*), qui finissent par jouer le rôle d'obstacle à l'écoulement de la glace ce qui fait apparaître de nouveaux blocs chevauchant à l'amont. Durant la transition d'un stade actif à un stade passif, l'ablation de la glace provoque un abaissement général de la surface.

La topographie finale de la moraine (figure IV.19) est déterminée par la forme du cœur de glace (qui disparaît progressivement complètement) et par la distribution du manteau de débris. La répétition de ce processus aboutit à la formation d'une série de rides morainiques transverses. Des mares d'eau de fonte se forment entre les rides. Des sédiments peuvent s'y déposer avant qu'elles ne regèlent. On peut donc avoir une imbrication complexe de débris d'origine supraglaciaire et de débris stratifiés (figure IV.19).

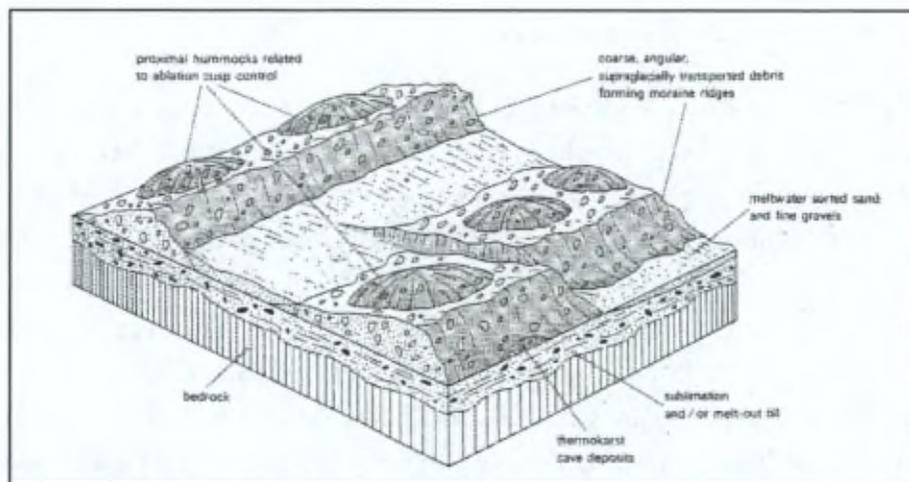


Figure IV.19: Schéma idéalisé de la morphologie et des sédiments constituant une moraine "régulée". Voir texte pour explications. Source: Rains et Shaw, 1981.

Ce modèle de Rains et Shaw pose problème à plus d'un titre dans le cas de la moraine du glacier Wright Lower. En effet, il laisse supposer qu'il n'y a plus de glace au sein des rides les plus éloignées du glacier, ce qui n'est pas le cas. De plus, il ne tient pas compte de la présence du lac proglaciaire Brownworth. Il représente les moraines comme développées directement au-dessus du bedrock. Enfin, il associe le même

processus de formation pour le complexe morainique de la partie sud et les rides de la partie nord de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth.

IV.3.2.2. Hypothèse de Fitzsimons

Fitzsimons (1996) propose, lui, un modèle basé sur la présence du lac Brownworth en contact avec le glacier. Contrairement au modèle de Rains et Shaw (1981) principalement basé sur la topographie de surface, celui-ci est aussi basé sur la structure interne et la sédimentologie de la moraine. Ce modèle correspond à celui de la formation des moraines de poussée en bloc présenté au point II.4.2.2. Comme nous l'avons vu, ces moraines sont selon ce modèle formées par accrétion successive de couches de glace et de sédiments à la base d'un glacier froid qui avance dans un lac. Si la glace de la moraine s'est formée suivant ce modèle, ses propriétés doivent refléter les processus de congélation qui l'ont générée. L'analyse multiparamétrique de la composition de la glace constitue dès lors un outil primordial pour tester cette hypothèse dans le cas de la moraine du glacier Wright Lower.

IV.3.3. Résultats

IV.3.3.1. Présentation de la séquence

Cette séquence est schématisée à la figure IV.20, avec un profil vertical sur lequel sont reprises les différentes unités rencontrées, décrites sur le terrain. Ces unités ont été regroupées en plusieurs catégories, correspondant à des faciès de glace distincts. L'ensemble de la séquence peut être qualifié de *stratifié*, c'est-à-dire présentant une alternance de couches d'aspect très varié allant de bandes de glace dépourvue de bulles à des niveaux de sédiments à ciment de glace. Les différents faciès qui la composent sont le faciès dispersé bulleux, le faciès dispersé transparent, le faciès "clotted" et le faciès massif. Les termes utilisés pour désigner ces faciès ont été repris de classifications présentées dans la littérature pour la description de la glace basale de glaciers tempérés (Lawson, 1979; Sharp, 1994; Hubbard and Sharp, 1995). Les faciès décrits ici ont néanmoins leurs caractéristiques propres, que nous reprenons ci-dessous.

a) Faciès dispersé bulleux – *dispersed bubbly facies* (figures IV.20 C et D))

La glace ne contient presque aucun débris. Quand ils sont présents, ils le sont de manière dispersée. Les bulles y sont relativement nombreuses, mais moins que dans de la glace météorique. Elles sont soit regroupées en amas, soit réparties de manière homogène.

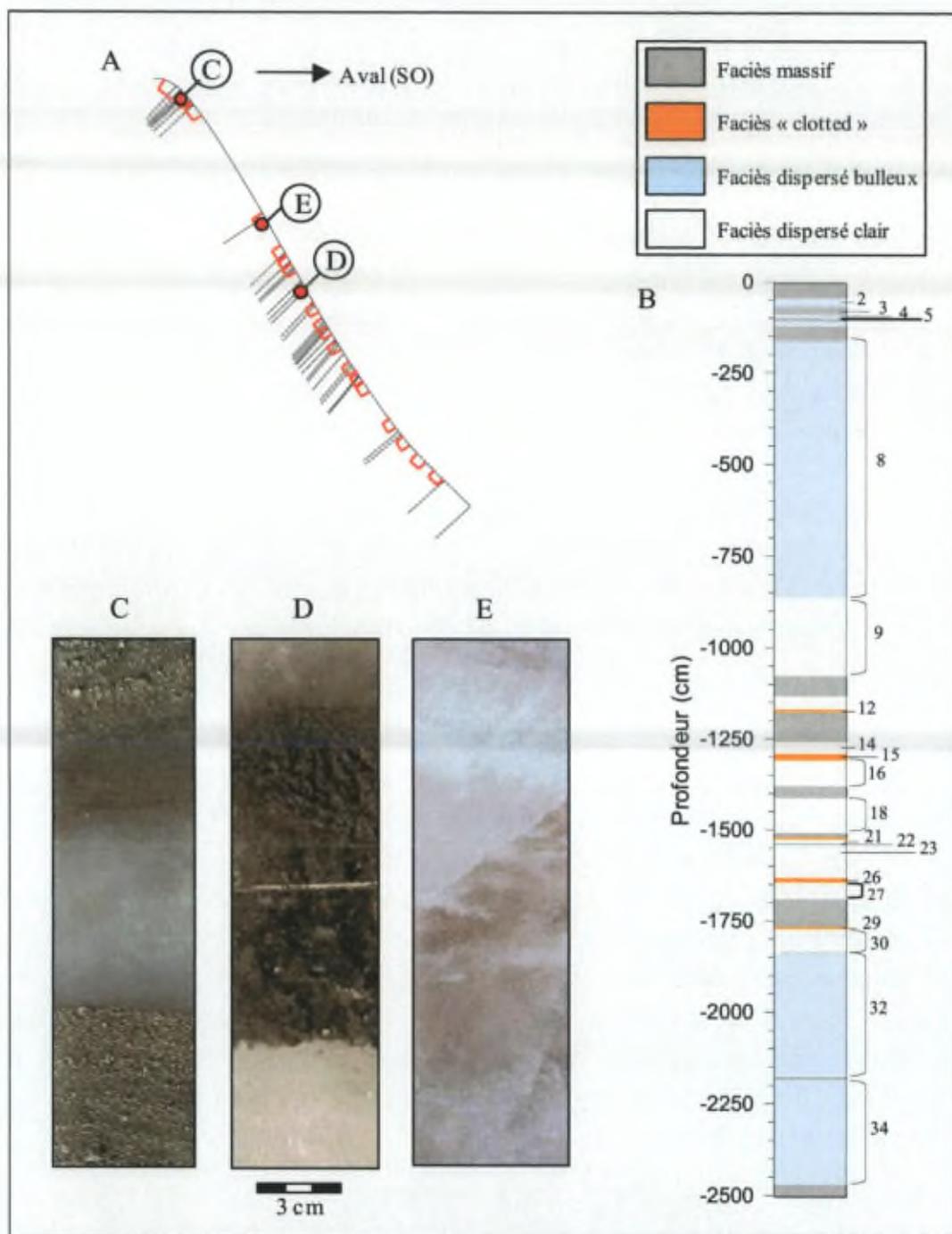


Figure IV.20: Présentations schématiques de la séquence échantillonnée dans la ride morainique du glacier Wright Lower et photos des différents faciès rencontrés. (A): Schéma en coupe de la séquence prélevée sur une ride morainique, donnant une idée du pendage des couches et montrant l'emplacement des blocs de glace échantillonnés (rectangles rouges); (B): Profil schématique vertical de la séquence reprenant les différents faciès de glace et les numéros des unités décrites sur le terrain et citées dans le texte; le niveau "0" correspond au sommet de la ride morainique; (C): Faciès dispersé bulleux entouré de deux unités de faciès massif (photo du bloc représentant les unités 3-4-5); (D): Faciès "clotted" entre deux unités de faciès dispersé bulleux (photo du bloc représentant les unités 14-15-16); (E): Faciès dispersé clair (photo du bloc représentant l'unité 9 - la couleur brune est liée à la transparence de la glace qui laisse apparaître la couleur brune du support). Les emplacements des blocs photographiés en C, D et E sont repris sur le schéma A.

b) Faciès dispersé transparent – *dispersed clear facies* (figure IV.20.E)

Ce faciès a les mêmes caractéristiques que le précédent en termes de concentration en débris. En revanche, la concentration en bulles y est nettement inférieure, voire nulle. Quand elles existent, elles sont regroupées par bandes.

c) Faciès "à grumeaux" - *clotted facies* (figure IV.20.D)

Ce faciès est caractérisé par un contenu important en débris très fins, concentrés en amas ("clots", littéralement "grumeaux"). Les bulles y sont présentes, assez nombreuses au contact direct avec les sédiments. Les échantillons prélevés dans ce faciès dégagent une odeur nauséabonde.

d) Faciès massif – *solid facies* (figure IV.20.C)

Ce faciès est composé de sables et fins graviers cimentés par de la glace interstitielle. Quelques lentilles de glace sont présentes à proximité de la bordure de ce faciès.

IV.3.3.2. Texture

Des lames minces verticales ont été réalisées le long de la moitié inférieure du profil (à partir de l'unité 18 – figure IV.20). Elles sont représentatives de l'ensemble des faciès de glace rencontrés dans la séquence. Les cristaux qui composent la glace de la moraine sont très différents de ceux qui composent la glace bleue. La figure IV.21 reprend les principaux types de textures observés. Il n'a pas été possible techniquement de produire des lames minces dans le faciès massif, la quantité de glace y étant réduite à la taille des pores. Les cristaux, à caractère équi-granulaire, sont en moyenne plus grands dans le faciès dispersé clair.

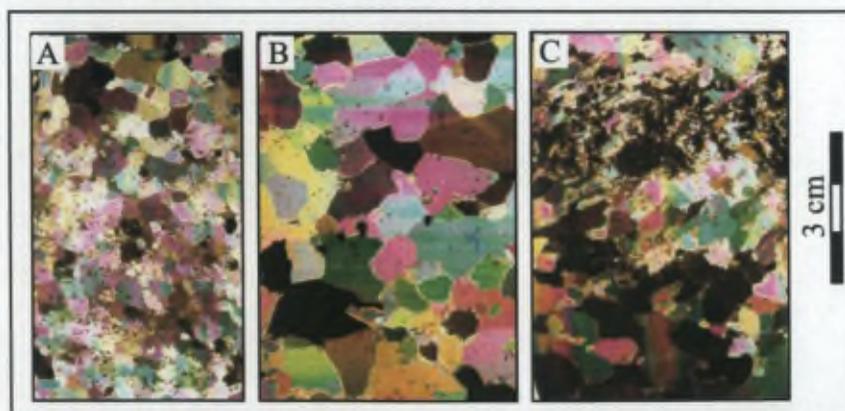


Figure IV.21: Lames minces de glace de la moraine du glacier Wright Lower photographées en lumière polarisée. (A) : Unité 34 – faciès bulleux ; (B) : Unité 21 – faciès clair ; (C) : Unités 29 et 30 – faciès « clotted » dans la partie supérieure, et dispersé bulleux dans la partie inférieure.

IV.3.3.3. Isotopes et gaz

Les profils des compositions isotopiques et des compositions et contenus en gaz sont repris figure IV.22. Les données isotopiques sont présentées sous forme de tableau en annexe (tableau annexe 4).

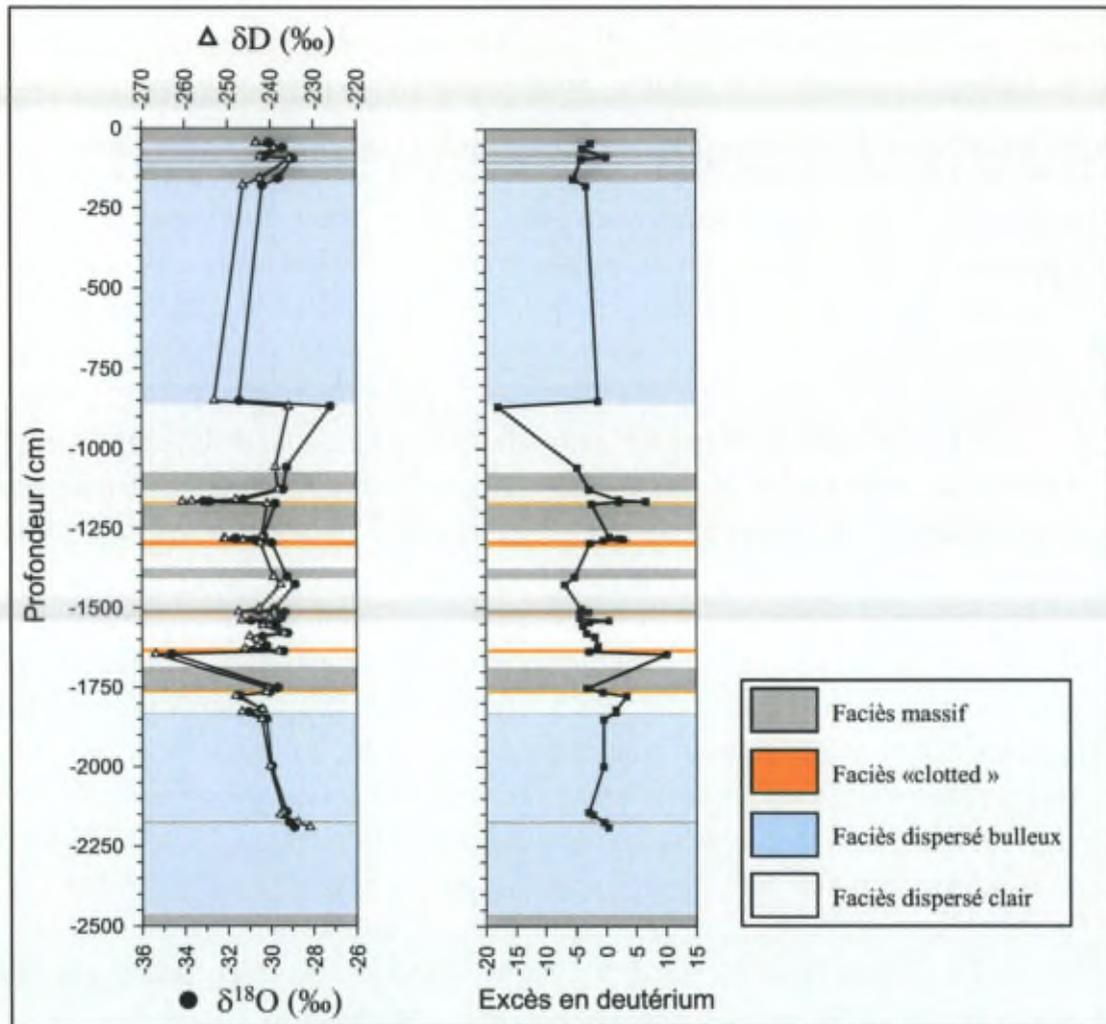


Figure IV.22: Profils du δD et $\delta^{18}O$, de l'excès en deutérium, avec la disposition des faciès de glace, de la séquence de glace prélevée dans la moraine du glacier Wright Lower.

Les **profils isotopiques** présentent des oscillations dont l'amplitude maximale est de l'ordre de 6 ‰ en $\delta^{18}O$ et de 28 ‰ en δD . La gamme des valeurs est comprise entre -34,62 et -27,21 ‰ en $\delta^{18}O$ et entre -266,8 et -230,9‰ en δD . Aucune corrélation significative ne se dégage entre les caractéristiques isotopiques et les faciès de glace. Excepté à la base de la séquence, le profil de l'excès en deutérium se présente comme une image miroir des profils des valeurs- δ . Les oscillations marquées dans le profil isotopique contrastent avec les valeurs constantes selon la profondeur dans la glace bleue (voir point IV.2.3.3.).

Les teneurs en gaz (tableau IV.4) sont très différentes de celles de la glace météorique classique.

Le **contenu total en gaz** s'échelonne entre 0,004 et 0,0567 cm^3g^{-1} de glace (conditions STP³⁸). Sa valeur moyenne est de 0,0247 cm^3g^{-1} . Ces contenus en gaz sont largement inférieurs à ceux de glace météorique typique. Martinerie et al. (1992) ont mentionné des valeurs comprises entre 0,075 et 0,140 cm^3g^{-1} pour de la glace de glacier de sondages polaires et le contenu total moyen mesuré dans quatre échantillons de surface du glacier Wright Lower a une valeur de 0,096 cm^3g^{-1} . Il convient néanmoins d'être prudent dans l'interprétation du volume total de glace dans laquelle les bulles ne sont pas distribuées de manière homogène: la valeur mesurée dépend de l'endroit où l'échantillon a été prélevé. Ainsi, le volume total est parfois aussi élevé dans le faciès clair que dans le faciès bulleux, si l'analyse dans le faciès clair s'est faite au niveau d'une bande de bulles.

La **composition en gaz** est aussi très différente de celle de la glace de glacier typique, qui reflète celle de l'atmosphère³⁹. Les concentrations des différents gaz sont très variables. La concentration en CO_2 est dans tous les cas supérieure à la concentration atmosphérique: elle oscille entre 1016 et 30846 ppmv. Le rapport O_2/N_2 est très contrasté au sein des échantillons, de 0 (concentration d'oxygène indétectable) à 0,373. Plus de la moitié des échantillons analysés sont appauvris, de manière plus ou moins radicale, en oxygène. Dans tous les échantillons, la concentration en méthane est supérieure à la concentration atmosphérique, allant de 2,5 ppmv à des niveaux très élevés proches de 2000 ppmv. L'Ar est lui aussi plus concentré que dans l'atmosphère, dans tous les cas. Enfin, la présence d'un composé sulfuré, du DMS, a été détectée dans deux échantillons voisins.

Les échantillons de glace du faciès "clotted" se démarquent des autres à plusieurs titres. Ils sont caractérisés par une concentration en O_2 très faible, voir indétectable. Les concentrations en CO_2 et en CH_4 y sont relativement élevées (de 9000 à 30000 ppmv et de 70 à 500 ppmv, respectivement). La concentration en Ar y est largement supérieure à la concentration atmosphérique. Ces caractéristiques sont cependant moins marquées pour les échantillons prélevés au sein de l'unité 26, qui présentent moins de CO_2 , moins de CH_4 et moins d'Ar. Du DMS a été détecté dans deux échantillons de ce faciès, au niveau de l'unité 15.

³⁸ Conditions Standard de Température et de Pression (0°C et 1 atm).

³⁹ Valeurs atmosphériques: 78,08% de N_2 ; 20,95% de O_2 ; 0,93% d'Ar; entre 280 et 360 ppm de CO_2 ; 0,6 à 1,7 ppmv de CH_4 (pour le CO_2 et le CH_4 , la première valeur correspond à la concentration pré-industrielle et la seconde à la concentration actuelle).

En dehors de ces niveaux de glace contenant des amas de sédiments, aucune signature typique de chaque faciès de glace ne se dégage en termes de composition en gaz. Quelques tendances peuvent cependant être soulignées. Plusieurs échantillons du faciès dispersé bulleux (WL I 8(2), 32(a), 34(a) et 34 Ter(a)), ainsi qu'un échantillon du faciès dispersé transparent (WL I 9(2)), présentent un rapport O_2/N_2 supérieur au rapport atmosphérique (0,29 à 0,37). Les 3 échantillons du faciès dispersé bulleux prélevés entre deux bandes du faciès massif, dans la partie supérieure de la séquence (unité 2) sont, eux, caractérisés par une teneur en CH_4 exceptionnelle, allant jusqu'à près de 2000 ppmv. Leur concentration en O_2 est plus faible que la valeur atmosphérique, mais leur concentration en CO_2 est nettement plus élevée (jusqu'à 23349 ppmv).

Faciès	Echantillon	Profondeur cm	Volume total $cm^3 g^{-1}$	CO_2 ppmv	O_2 %	N_2 %	CH_4 ppmv	Ar %	O_2/N_2	DMS
Dispersé bulleux	WL I 2 (a)	-44	0,0152	11160	13,82	83,88	911,0	1,09	0,16	
Dispersé bulleux	WL I 2 (b)	-47	0,0364	23349	14,73	81,64	1878,8	1,11	0,18	
Dispersé bulleux	WL I 2 (c)	-49		18507	18,01	78,85	1999,3	1,10	0,23	
Dispersé clair	WL I 4(2)	-95	0,0242	6070	19,75	78,69	25,9	0,98	0,25	
Dispersé bulleux	WL I 8 (2) *	-849	0,0534	14321	22,84	74,73			0,31	
Dispersé transparent	WL I 9 (1) *	-880	0,0167	1016	20,88	78,02			0,27	
Dispersé transparent	WL I 9 (2)	-1055	0,0304	1930	22,17	77,11			0,29	
"Clotted"	WL I 12(2)	-1167		30846	2,17	91,28	70,4	3,46	0,02	
"Clotted"	WL I 12 bis	-1170	0,0206	9089	2,25	94,76	107,5	2,08	0,02	
"Clotted"	WL I 15 (2) bis	-1295	0,0187	10648	5,54	92,18	501,2	2,00	0,06	OUI
"Clotted"	WL I 15 ter bis	-1293		15698	0,00	97,81	221,1	2,11	0,00	OUI
Dispersé transparent	WL I 16 *	-1308	0,0133	8815	17,86	80,26			0,22	
Dispersé transparent	WL I 21	-1515	0,0040	3682	17,19	81,13	10,5	1,31	0,21	
Dispersé transparent	WL I 22(1) *	-1542	0,0133	2710	16,89	81,84			0,21	
Dispersé transparent	WL I 23 (2) *	-1557	0,0219	2420	20,54	78,22			0,26	
"Clotted"	WL I 26(2)	-1629	0,0229	5947	4,80	93,23	25,5	1,57	0,05	
"Clotted"	WL I 26(2) bis	-1633		1980	10,33	87,93	11,7	1,25	0,12	
Dispersé transparent	WL I 27	-1646	0,0132	15742	17,89	80,53			0,22	
Dispersé bulleux	WL I 32 (1) *	-1850	0,0229	1252	20,96	77,91			0,27	
Dispersé bulleux	WL I 32 a	-1999	0,0389	2966	24,25	74,35	8,0	1,10	0,33	
Dispersé bulleux	WL I 34 a *	-2175	0,0567	19010	22,03	76,07			0,29	
Dispersé bulleux	WL I 34 Ter a	-2445	0,0220	15377	26,50	71,26	2,5	1,04	0,37	

Tableau IV.4: Résultats des analyses de volume total et de composition en gaz pour les échantillons prélevés dans la moraine du glacier Wright Lower. Les compositions en gaz des échantillons indiqués avec un * ont été mesurées avec le chromatographe Varian 3300; les autres ont été mesurés avec le chromatographe Interscience Trace 2000. Le niveau de profondeur "0" correspond au sommet de la ride morainique.

IV.3.4. Discussion

Nous allons comparer la composition de la glace de la moraine avec celle de la glace basale prélevée dans le tunnel en amont et celle de la glace du lac Brownworth. Nous évaluerons la part relative de l'héritage d'une signature basale présente en amont du lac et l'influence directe du lac au contact du glacier.

IV.3.4.1. Isotopes

Sur un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ (figure IV.23), les valeurs isotopiques des glaces de la moraine forment une droite de régression ayant pour équation :

$$\delta D = 5,65 \delta^{18}O - 72,476 \quad (r^2 = 0,95).$$

Cette droite se démarque significativement de la LMWL représentée en noir sur le même diagramme, et déjà décrite dans le cadre de la glace bleue⁴⁰ (rappel: pente de la LMWL = 7,19). Les échantillons de la moraine diffèrent donc clairement du point de vue composition isotopique de ceux de la glace de glacier.

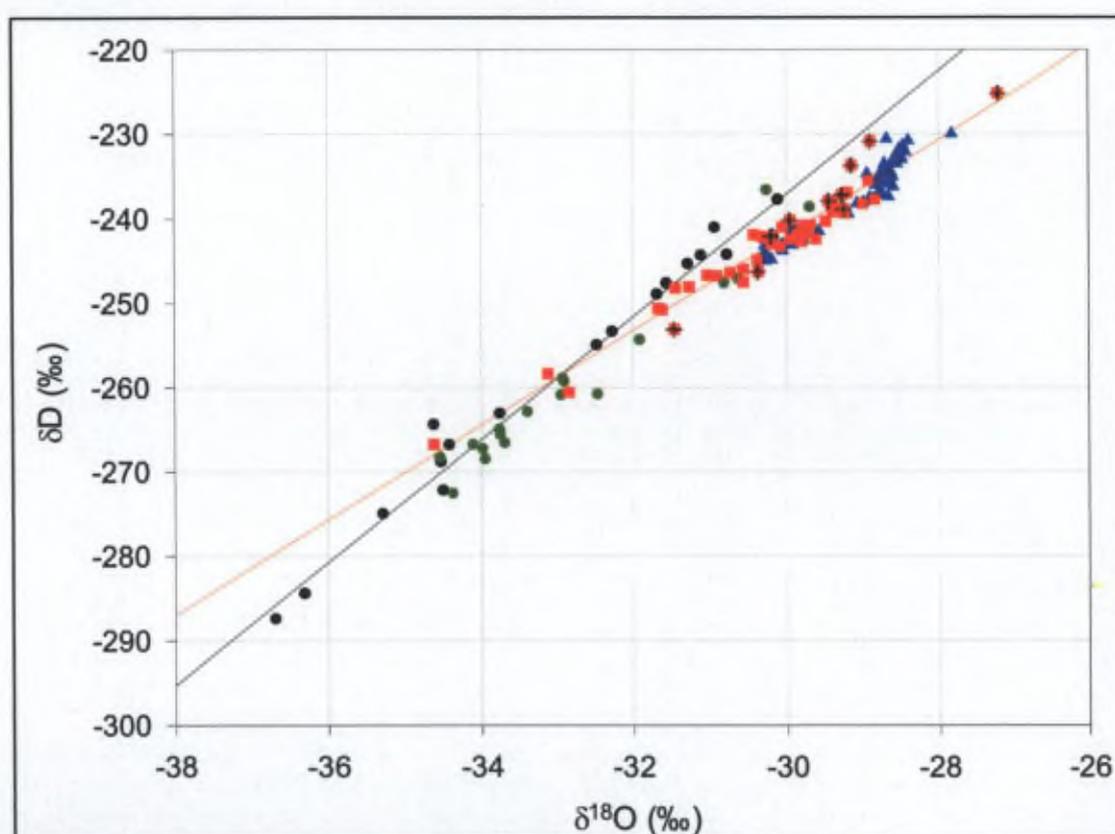


Figure IV.23: Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ présentant les valeurs des échantillons de glace de la moraine du glacier Wright Lower (en rouge), des échantillons de glace basale du tunnel (en vert), et des échantillons de glace de lac et glace bleue du lac Brownworth (en bleu). Les échantillons de glace de surface sont représentés en noir ainsi que la droite de régression qui leur est associée et qui peut être considérée comme la LMWL. La droite de régression des échantillons de glace de la moraine est représentée en rouge.

En revanche, la pente de cette droite est fort proche de la valeur de la pente de gel, signature isotopique de glace formée par congélation d'eau⁴¹. En appliquant le

⁴⁰ Voir point IV.2.4.1.1

⁴¹ Voir annexe 1 sur les informations données par les analyses isotopiques.

modèle développé par Souchez et Jouzel (1984), il est possible de calculer la pente de gel théorique en fonction de la composition isotopique de l'eau au départ de la congélation et des coefficients de fractionnement à l'équilibre entre la glace et l'eau pour le deutérium et l'oxygène-18. La composition de l'eau parente est donnée par l'intersection de la ligne météorique locale (LMWL) et de la droite de régression des points résultant du gel (Souchez and Jouzel; 1984). Les valeurs isotopiques à l'intersection sont ici de -33,16 et -259,8 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et δD respectivement. Elles conduisent à une pente de gel théorique dont la valeur est de 5,31, ce qui est fort proche de la valeur observée. Cette pente est aussi proche de celle de 5,38 calculée à partir de la moyenne des eaux prélevées dans le lac Brownworth (-31,42 et -248,3 en $\delta^{18}\text{O}$ et δD respectivement). Par ailleurs, le fait que cette pente soit inférieure à celle de la droite météorique explique l'image miroir entre l'excès en deutérium et les profils- δ .

Ces résultats isotopiques indiquent que l'eau a joué un rôle déterminant dans la formation de la glace de la moraine. Cette hypothèse est étayée par le fait que les échantillons de la moraine sont isotopiquement proches de ceux de la glace bleue et de la glace de lac (figure IV.23 – triangles bleus), qui, comme nous l'avons vu, résultent du gel d'eau du lac. En regroupant l'ensemble de ces échantillons (moraine + glace bleue + glace de lac), nous obtenons une droite de régression dont l'équation est pratiquement celle de la glace de la seule moraine:

$$\delta\text{D} = 5,71 \delta^{18}\text{O} - 70,85 \quad (r^2 = 0,95).$$

Afin de voir si ces caractéristiques isotopiques sont propres à la glace de la moraine ou si elles sont déjà présentes dans la glace basale du glacier, nous avons comparé ces résultats avec ceux obtenus pour les échantillons prélevés dans le tunnel (figure IV.23, ronds verts). Ces derniers peuvent être considérés comme représentatifs de glace basale du glacier Wright Lower n'ayant pas subi l'influence du lac Brownworth. La droite de régression entre ces échantillons a une pente de 6,79 - valeur intermédiaire entre celle de la LMWL et celle de la signature de gel. Cette valeur ne peut être interprétée comme résultant d'un processus particulier, mais elle indique que la glace basale du tunnel a été isotopiquement modifiée par rapport à la glace météorique. Cette modification implique que des changements de phase se sont produits, probablement à partir de volumes d'eau limités puisque la température mesurée au niveau du tunnel est largement sous le point de fusion (-15°C). L'eau peut y être présente sous forme de fins films localisés à l'interface entre les cristaux de glace (Rempel et al., 2001), même à ces basses températures (Cuffey et al., 1999).

Au niveau isotopique, la glace de la moraine a donc une signature de gel marquée qui la distingue de la glace basale du tunnel. L'eau liquide a joué un rôle significatif dans sa formation, ce qui conforte l'hypothèse d'une genèse par accréation de

glace à la base du glacier au contact du lac telle que proposée dans le modèle de Fitzsimons (1996).

IV.3.4.2. Gaz

Les résultats des analyses de gaz confirment cette influence de l'eau liquide dans la formation de la glace de la moraine.

Les résultats des mesures du contenu total en gaz des échantillons de glace de la moraine (tableau IV.4.) confortent l'hypothèse selon laquelle cette glace a été formée, en partie du moins, par le gel d'eau liquide. La glace formée par congélation d'eau a en effet un faible contenu total en gaz en raison du fait qu'au cours de sa formation, elle rejette dans l'eau liquide les impuretés, dont les gaz. La quantité de gaz emprisonnée dans ce type de glace va principalement dépendre de la vitesse de congélation, dont dépend la formation des bulles.

De même, les résultats des analyses de compositions en gaz (tableau IV.3), très différents de ceux de la glace météorique, ne peuvent s'expliquer sans la présence d'eau liquide dont les concentrations en gaz peuvent être très variables.

Nous complétons cette interprétation en comparant ci-dessous ces résultats avec d'une part ceux de la glace basale du tunnel et d'autre part ceux de la glace du lac Brownworth.

IV.3.4.2.1. Comparaison avec la glace basale

Plus de la moitié des échantillons de glace de la moraine analysés sont appauvris, de manière plus ou moins radicale, en oxygène. Cela contraste avec les échantillons prélevés dans le tunnel (tableau IV.5), qui, presque tous, ont un rapport O_2/N_2 supérieur au rapport atmosphérique (0,268).

Néanmoins, certains échantillons de la moraine, prélevés dans les unités 8, 32 et 34 (faciès dispersé bulleux) présentent des similitudes avec la glace basale du tunnel. Leur rapport O_2/N_2 est supérieur au rapport atmosphérique. Leurs concentrations en CO_2 ainsi que leur volume total en gaz, se situent dans les mêmes gammes de valeurs que celles de la glace basale. Il est donc très probable que ces unités ne se soient pas formées "in situ" au contact du lac mais soient constituées de glace basale apportée à la moraine depuis une localisation située plus en amont. Nous avons mis les échantillons isotopiques correspondant en évidence (carrés rouges surmontés d'une croix) sur le

diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ à la figure IV.23. Les résultats isotopiques ne sont, dans ce cas, pas discriminants, mais il ne sont pas en opposition avec l'hypothèse que ces glaces aient la même origine que celles du tunnel. Par ailleurs, les cristaux rencontrés dans ces unités sont similaires à ceux qui ont été observés dans les glaces échantillonnées dans le tunnel.

De toute évidence, la glace basale prélevée dans le tunnel présente des propriétés en gaz différentes de celles de la glace météorique. De telles modifications de composition indiquent l'influence d'une phase liquide. Cette observation va dans le même sens que ce qu'indiquent les compositions isotopiques de cette glace basale (voir point IV.3.4.1 ci-dessus). La compréhension des mécanismes qui ont mené à de telles compositions au sein du tunnel ne fait toutefois pas l'objet de ce travail. Les résultats obtenus dans le tunnel sont seulement présentés à titre de comparaison.

Type de glace	Echantillon	Profondeur cm	Volume Total cm^3g^{-1}	CO ₂ ppmv	O ₂ %	N ₂ %	CH ₄ ppmv	Ar %	O ₂ /N ₂
Glace basale (Glacier Wright Lower)	WLT 4bis	-152	0,0349	1431	31,36	67,49			0,46
	WLT 4	-155	0,0513	1546	29,08	69,77			0,42
	WLT 6	-237	0,0332	689	23,95	74,98			0,32
	WLT 6bis	-243	0,0395	807	22,64	76,26			0,30
	WLT 7	-273	0,0231	3432	20,29	78,36			0,26
	WLT 9 bis	-347	0,0227	13878	23,28	74,33			0,31
	WLT 9	-351	0,0180	7119	23,32	74,97			0,31
	WLT 9 ter	-355	0,0194	11776	23,04	74,79			0,31
	WLT 9 quater	-366	0,0299	55335	23,22	70,24			0,33
	WLT 10	-373	0,0367	70048	23,98	68,02			0,35
	WLT 10bis	-376	0,0294	5726	22,11	76,32			0,29
	WLT 10 ter	-379	0,0412	3611	25,24	73,40			0,34
Glace de lac	BR I 3	80	0,006	717	23,17	75,45	16,3		0,31
	Lac Brownworth	BR II 1 bot	21	0,005	1141	24,99	74,14	21,9	0,34
	BR II 3	45	0,012	735	22,37	76,34	5,9	1,22	0,29
	BR V 2 bot	56		859	23,93	74,97		1,02	0,32
Lac Bonney	LB V 1 bot	16	0,010	994	25,28	73,50	4,0	1,12	0,34
	LB V 8	285	0,026	198	35,26	63,29	6,9	1,43	0,56
Lac Trough	TL 1 bot	20		3774	29,14	68,71		1,77	0,42
	TL 2 bot	50		2070	22,57	76,08	3,3	1,14	0,30

Tableau IV.5: Résultats des analyses de volume total et de composition en gaz des échantillons de glace basale prélevés dans le tunnel creusé à la base du glacier Wright Lower et des échantillons de glace de lac. Les compositions en gaz des échantillons du tunnel ont été mesurées avec le chromatographe Varian 3300, les autres avec le chromatographe Interscience Trace 2000. Le niveau de profondeur "0" dans le tunnel correspond à la limite entre la glace de glacier et la glace basale

IV.3.4.2.2. Comparaison avec la glace de lac

Afin de vérifier l'hypothèse qu'une grande partie de la séquence de la glace de la moraine s'est formée par gel d'eau du lac au contact du glacier, la comparaison des résultats des analyses de gaz de la moraine avec ceux de la glace de lac s'impose.

Les résultats des analyses de gaz obtenus pour des échantillons de glace du lac Brownworth (tableau IV.5) se révèlent en fait très différents de ceux de la glace de la moraine. Ils présentent un rapport O_2/N_2 élevé et une faible teneur en CO_2 . Les concentrations en CH_4 , quoique supérieures à la concentration atmosphérique, sont loin d'atteindre les valeurs élevées rencontrées dans la moraine. L'Ar, enfin, est aussi supérieur à la valeur atmosphérique. Le volume total y est extrêmement faible.

Les compositions en gaz des bulles du couvert de glace du lac Brownworth diffèrent aussi sensiblement de celles de l'air dissous à l'équilibre dans de l'eau aux conditions STP (19300 ppmv de CO_2 ; $O_2/N_2 = 0,56$; Ar = 1,77 – Stauffer et al., 1985b) qui reflètent les coefficients de solubilité des différents gaz.

Les faibles concentrations en CO_2 dans la glace du lac Brownworth par rapport à celle de l'air dissous dans l'eau semblent indiquer une nette sous-saturation en CO_2 dans l'eau à proximité du couvert de glace. Nous avons par ailleurs aussi mesuré de faibles concentrations en CO_2 dans les couverts de glace des lacs Bonney et Trough (tableau IV.5). Les concentrations en CO_2 mesurées dans la glace de la moraine sont toutes supérieures, parfois de plusieurs ordres de grandeur, à celles mesurées dans la glace du lac Brownworth.

Les rapports O_2/N_2 de l'air des bulles du couvert de glace du lac Brownworth, ainsi que de celui des lacs Bonney et Trough, sont compris entre 0,29 et 0,56 (tableau IV.5). Ces valeurs, inférieures à celle du rapport de l'air dissous dans l'eau, s'expliquent en grande partie par les coefficients de diffusion⁴² de ces deux gaz qui gouvernent leur concentration à l'interface entre la glace et l'eau. Excepté les échantillons des unités 8, 9, 32 et 34 dont nous avons parlé plus haut, tous les échantillons de glace de la moraine présentent des concentrations en O_2 inférieures à celles de la glace de lac.

En fait, les compositions en gaz des échantillons de la moraine qui sont appauvris en O_2 , enrichis en CO_2 et CH_4 ont été affectées par d'autres processus que ceux qui régulent la composition en gaz dans l'eau du lac près du couvert de glace. Il s'agit de processus biogéochimiques complexes qui peuvent se produire à proximité de

⁴² Voir annexe 2.

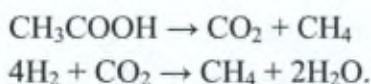
sédiments, comme par exemple les sédiments présents au fond du lac. Nous allons donner un aperçu de ces processus au point suivant.

IV.3.4.2.3. Processus biogéochimiques

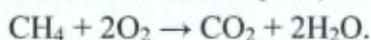
Les faibles concentrations en O_2 ainsi que les concentrations élevées en CO_2 et en CH_4 que nous avons mesurées, en particulier dans les échantillons du faciès "clotted" de la moraine, impliquent des processus bio-géochimiques qui peuvent se produire dans des sédiments.

Des réactions d'oxydo-réduction peuvent en effet se dérouler dans des sédiments qui contiennent de la matière organique. L'oxydation de la matière organique se fait suivant une séquence en général bien définie. Ces réactions peuvent se faire spontanément et l'ordre d'utilisation des différents oxydants varie selon l'importance et la disponibilité de ceux-ci. La présence de bactéries spécifiques influence et facilite ces réactions. Le premier oxydant utilisé est l'oxygène, qui va oxyder la matière organique selon l'équation générale $CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O$. Cette réaction consomme donc de l'oxygène et produit du CO_2 . Du CH_4 peut aussi être produit, en parallèle avec du CO_2 dans des conditions anaérobies.

Le méthane peut être produit par des bactéries méthanogènes, selon deux mécanismes possibles, uniquement dans des conditions anaérobies (Fenchel et al., 1988):



Par ailleurs, dans certains cas particuliers, les bactéries oxydent directement le CH_4 (bactéries méthanotrophes) selon une équation du type (Fenchel et al., 1988):



Enfin, le DMS rencontré dans deux échantillons voisins du faciès "clotted" (unité 15) témoigne de la présence d'autres facteurs biologiques. Des concentrations importantes en DMS ont par ailleurs été mesurées dans la colonne d'eau du lac Bonney (Lee et al., 2004).

Vu la complexité et la diversité des processus pouvant se dérouler au niveau de sédiments contenant de la matière organique, une investigation plus approfondie et multidisciplinaire devrait être menée pour expliquer les réactions qui ont mené aux concentrations mesurées dans nos échantillons. Cependant, vu l'abondance de CH_4 dans

certaines échantillons, il est peu douteux qu'une activité biologique soit responsable de certains aspects de la composition en gaz des glaces étudiées.

IV.3.4.3. Hypothèse de formation de la moraine

L'ensemble des résultats des analyses faites sur les échantillons prélevés dans la moraine indique que l'eau liquide a joué un rôle important dans la formation d'une grande partie de ces glaces.

Ces résultats valident dans une large mesure le modèle de Fitzsimons (1996). En effet, de l'eau du lac a pu geler au contact du glacier froid et des sédiments du fond du lac ont pu être incorporés à la base du glacier comme le suggère le modèle. Les caractéristiques particulières des échantillons qui ne contiennent pas ou très peu d'oxygène et qui sont riches en méthane sont indicatifs de processus actifs au voisinage immédiat de sédiments dans le fond d'un lac.

Cependant, la réalité est plus complexe. Vu la similitude de plusieurs unités de la séquence avec la glace basale rencontrée dans le tunnel (unités 8-32-34), nous supposons que la moraine ne s'est pas formée uniquement par accrétion de glace et de sédiments au contact du glacier avec le lac. Ces unités proviennent probablement d'une localisation sous-glaciaire en amont de la zone de contact. Les structures de déformation complexe que Fitzsimons (1996) a observées par ailleurs indiquent que, sous l'effet de contraintes, des plissements peuvent se produire et provoquer des discontinuités dans la séquence basale de glace et de sédiments. Cela explique l'alternance de glace similaire à celle rencontrée en amont dans le tunnel et de glace formée par le gel d'eau du lac à proximité des sédiments.

Le modèle de Rains et Shaw (1981) - qui fait abstraction totale du lac - ne permet en revanche pas d'expliquer les résultats que nous avons obtenus. Il peut néanmoins compléter la compréhension de la formation de la moraine. En effet, la taille et l'abondance des débris de surface de la moraine peuvent difficilement s'expliquer sans faire appel à l'apport de débris d'origine supraglaciaires.

Ce faisceau d'éléments cohérents nous permet de considérer que des débris, dont certains sont d'origine supraglaciaires, recouvrent une structure à cœur de glace complexe, composée d'une part de glace provenant de l'amont, et d'autre part d'une alternance de couches de glace et de sédiments gelés incorporés par le glacier à son contact avec le lac Brownworth.

IV.4. COMPARAISON ENTRE LES ZONES DE CONTACT DANS LA PARTIE NORD ET LA PARTIE SUD DU LAC BROWNORTH

Les analyses réalisées sur les glaces provenant des parties nord et sud de la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth ont montré de grandes différences, mais ont dans les deux cas permis de mettre en évidence l'influence du lac dans la formation des glaces en question. Comment deux structures morphologiques si distinctes peuvent-elles se développer pour le même glacier en contact avec le même lac?

La principale différence entre les deux sites est que la glace bleue, dépourvue de sédiments, s'est formée en aval de la *ligne d'ancrage*, tandis qu'une partie importante de la glace affleurant à la moraine s'est formée par accréation au niveau de la *ligne d'ancrage*. Plusieurs éléments sont à prendre en compte pour expliquer cette différence.

Les deux parties du lac ont des profondeurs sensiblement différentes. Le lac est plus profond dans sa partie nord que dans sa partie sud. Nous avons mesuré une profondeur de 38,7 mètres au sondage BRVII, qui est situé à environ 150 mètres de la zone de contact entre la glace de glacier et la glace bleue (voir figure IV.4). Sur base de premières interprétations de mesures par radar (Ground Penetrating Radar – GPR), Fitzsimons (communication personnelle) a estimé la profondeur du lac à une dizaine de mètres sous la glace à proximité de la moraine échantillonnée. Par ailleurs, des zones de hauts fonds émergent dans le lac en aval de la moraine. L'une d'elles est visible sur la figure IV.24.



Figure IV.24: Photo montrant une zone de haut fond formant une île au sein du lac Brownworth en aval de la moraine. Photo: R.Lorrain.

Selon nous, la profondeur du lac est un des facteurs qui déterminent le type de contact qui se développe.

Dans la partie nord du lac, où l'épaisseur immergée est plus grande, nous considérons que la glace de regel ne se forme pas au fond du lac en contact direct avec les sédiments lacustres. Nous avons émis l'hypothèse au point IV.2.4.2. qu'en présence d'une cellule de convection au sein du lac, il pouvait y avoir fonte de glace à proximité de la *ligne d'ancrage*, dans le cas où le glacier est dans une situation d'équilibre. Il n'est cependant pas possible d'affirmer que cette hypothèse est correcte car nous ne disposons pas de mesures de température dans les parties les plus profondes du glacier. Cette hypothèse serait plausible si la température était plus élevée que celle de -15°C mesurée dans le tunnel situé en amont dans la zone marginale nord du glacier.

Dans la partie sud du lac, la faible profondeur de celui-ci favorise l'accrétion de glace et de sédiments gelés au niveau de la *ligne d'ancrage*, en confinant l'eau dans un "coin" de faible épaisseur à la base du front du glacier. Le front de gel atteint le lit du lac. La glace et les sédiments gelés incorporés à la base du glacier au niveau de la *ligne d'ancrage* ne subissent pas de fonte et se retrouvent en surface. L'accrétion de glace et de sédiments gelés suivant le modèle de Fitzsimons (1996) traduit par ailleurs une situation dynamique, où le glacier avance dans le lac: le glacier n'est donc pas en équilibre au moment de la formation de la glace qui compose la ride morainique.

Par ailleurs, la faible profondeur rencontrée dans la partie sud du lac va de pair avec une compression marquée, qui se traduit par des structures de déformation et un pendage très fort au sein de la moraine. Dans cette partie du lac, il n'y a pas de progression d'une langue de glace de glacier ou de regel à l'avant du glacier mais formation d'une ride morainique qui constitue une limite nette entre le glacier et le couvert de glace de lac.

En fait, le type de contact qui se développe entre le glacier et le lac dépend de plusieurs paramètres, dont:

- La température des eaux du lac;
- La température du glacier au contact des eaux du lac;
- La profondeur du lac;
- La présence ou non d'une cellule de convection au sein du lac (celle-ci peut mieux se développer si le lac est plus profond et que l'eau n'est pas confinée sous le glacier);
- L'épaisseur de la masse de glace en contact avec le lac, qui détermine la température à la base de celle-ci;
- La dynamique du glacier (avancée, retrait ou stabilité).

Des investigations supplémentaires dans les deux parties du lac devraient permettre d'affiner ces hypothèses, voire de les dépasser. Des mesures de température des eaux du lac ainsi que de celle du glacier, des mesures radar complémentaires afin de déterminer l'épaisseur de la glace et la profondeur de l'eau, et des relevés de position du front glaciaire indiquant la dynamique du glacier permettraient de mieux comprendre les phénomènes actifs dans la zone de contact. En particulier, le prélèvement de sondages juste au front du glacier et dans la glace moins épaisse en aval, ainsi que des mesures de températures en ces différents sites, permettraient de répondre à certaines questions en suspens.

CHAPITRE V

***ETUDE DE LA ZONE DE CONTACT
ENTRE LE GLACIER SUESS ET
LE LAC POPPLEWELL
(VALLÉE DE TAYLOR)***

V.1. INTRODUCTION

La vallée de Taylor comprend de nombreux lacs, dont les lacs Bonney, Mummy Pond, Popplewell, Chad, Hoare et Fryxell. De multiples traces, telles que moraines, sédiments lacustres et lits algaires, témoignent de l'histoire complexe de la vallée à la fin du Pléistocène et à l'Holocène (Chinn, 1993). On peut observer d'anciens rivages lacustres étagés sur les flancs de vallée, qui attestent des changements du niveau du lac Washburn⁴³ présent durant le dernier maximum glaciaire et aujourd'hui disparu.

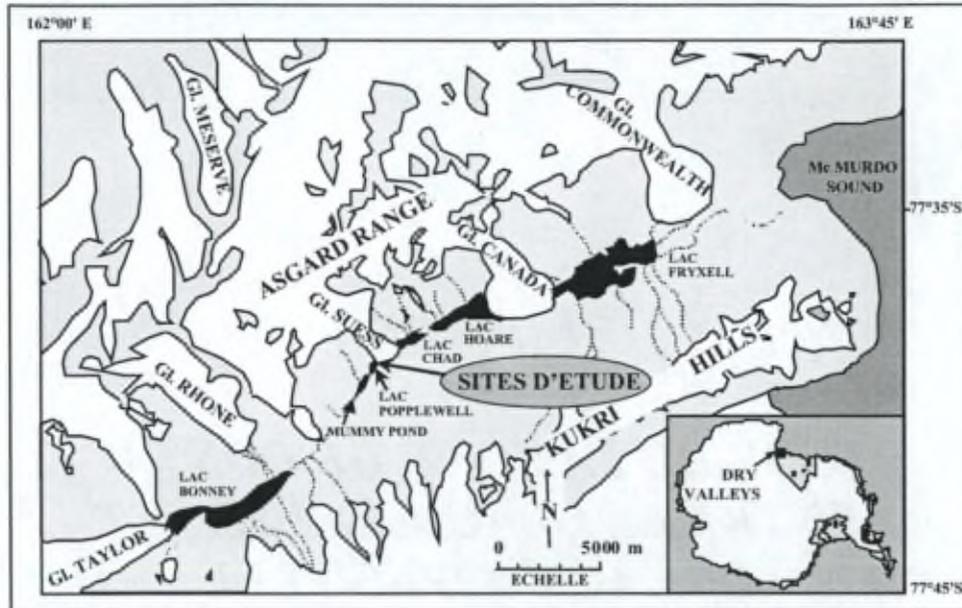


Figure V.1: Carte de la vallée de Taylor montrant la localisation des sites d'étude. Les lignes en pointillés représentent les cours d'eau intermittents. D'après Sleewaegen et al., 2003.

Dans cette partie de notre travail, nous nous intéressons en particulier au lac Popplewell et à son contact avec le glacier Suess (figure V.1).

Le **glacier Suess**, est un glacier *dry-based* de type alpin, de 5 km de long. Il s'écoule depuis la chaîne de Asgard Range, à 1750 mètres d'altitude et atteint le fond de la vallée de Taylor qu'il couvre jusqu'au versant opposé (Lorrain et al., 1999). Il se situe dans la partie centrale de la vallée de Taylor, qui est la plus étroite et encaissée. Il se termine sur sa bordure droite par une falaise de 18 mètres de haut, composée de glace dépourvue de débris dans l'ensemble. Au pied de celle-ci se trouve un **apron** constitué d'une alternance de couches de glace dépourvue de débris visibles et de glace riche en sédiments. Enfin, une moraine fait saillie au pied de l'**apron**.

Le **lac Popplewell** résulte du barrage formé par le glacier Suess (figure V.2). C'est un lac relativement petit, d'environ 350 mètres de longueur et de largeur moyenne

⁴³ Voir point II.1.3.

de quelque 150 mètres. Ses berges sont constituées de sédiments meubles glacio-lacustres, disposés en pente faible.

La problématique du contact entre un glacier *dry-based* et un lac gelé a déjà fait l'objet de plusieurs études sur le site du glacier Suess en contact avec le lac Popplewell.

Ces études ont dans un premier temps porté sur la zone marginale du glacier à proximité du lac Popplewell. Fitzsimons (1996) a émis l'hypothèse que la ride morainique présente au pied de l'*apron* pouvait être un exemple de « thrust block moraine » liée à l'avancée d'un glacier froid dans un lac proglaciaire et formée selon son modèle que nous avons présenté au point II.4.2.2. Afin de tester cette hypothèse, Lorrain et al. (1999) ont étudié la composition de la glace de l'*apron* du glacier Suess au voisinage du lac Popplewell. Ils ont montré par des analyses isotopiques et de gaz que l'eau avait joué un rôle majeur dans sa formation. Ils en concluent que ces résultats confortent l'hypothèse de la formation d'une "thrust block moraine" par avancée du glacier dans le lac adjacent.

Parallèlement, Fitzsimons et al. (1999, 2000, 2001) ont montré que les structures que présentent les couches de glace et de sédiments visibles à l'*apron* se retrouvent également à l'intérieur d'un tunnel sous-glaciaire creusé en amont. Ils en concluent que ces structures ont pu être incorporées à la base du glacier en amont du tunnel, ce qui montre que la situation est plus complexe qu'une simple accrétion en marge au contact d'un lac. Ils émettent l'hypothèse que des sédiments peuvent être incorporés à la base du glacier en raison de zones de faiblesse présentes au sein du substrat⁴⁴.

Les études que nous avons réalisées (Lorrain et al., 2001; Sleewaegen et al., 2002, 2003) apportent des éléments supplémentaires qui mettent encore plus en évidence la complexité du système.

D'une part, il s'avère que le lac Popplewell est un lac *dry-based* (Lorrain et al., 2001; Sleewaegen et al., 2002). Dans les conditions actuelles, le modèle de Fitzsimons (1996) n'est donc pas applicable. La question de l'influence potentielle du lac sur la formation de l'*apron* est donc posée.

D'autre part, nous avons étudié la composition de la glace basale présente au sein du tunnel, et nous avons observé qu'elle se distinguait sensiblement de celle de l'*apron* (Sleewaegen et al., 2003). Malgré l'apparente similarité de faciès, des mécanismes différents ont affecté les propriétés des glaces en ces deux localisations.

⁴⁴ Voir point II.2.3.

Dans cette partie de notre travail, nous allons d'abord étudier en détails le couvert de glace du lac Popplewell afin d'en comprendre sa formation et l'influence potentielle de ce lac sur la marge du glacier. Nous analyserons ensuite de manière approfondie la composition de la glace de l'*apron*, en présentant des résultats d'analyses isotopiques et de gaz supplémentaires, en parallèle avec les analyses de composition de la glace du tunnel. Nous allons expliciter la complexité de la séquence de glace qui compose l'*apron* et la difficulté d'associer sa formation à un mécanisme unique.

V.2. ETUDE DU LAC POPPLEWELL

V.2.1. Description du site et présentation des sondages de glace

La figure V.2.A. présente le lac Popplewell, avec le glacier Suess en arrière plan. La surface du lac a un aspect lisse et bleuté, excepté au niveau de bombements circulaires de la surface de la glace d'environ un mètre de hauteur et quelques mètres de diamètre (voir figure II.6 p. 25).

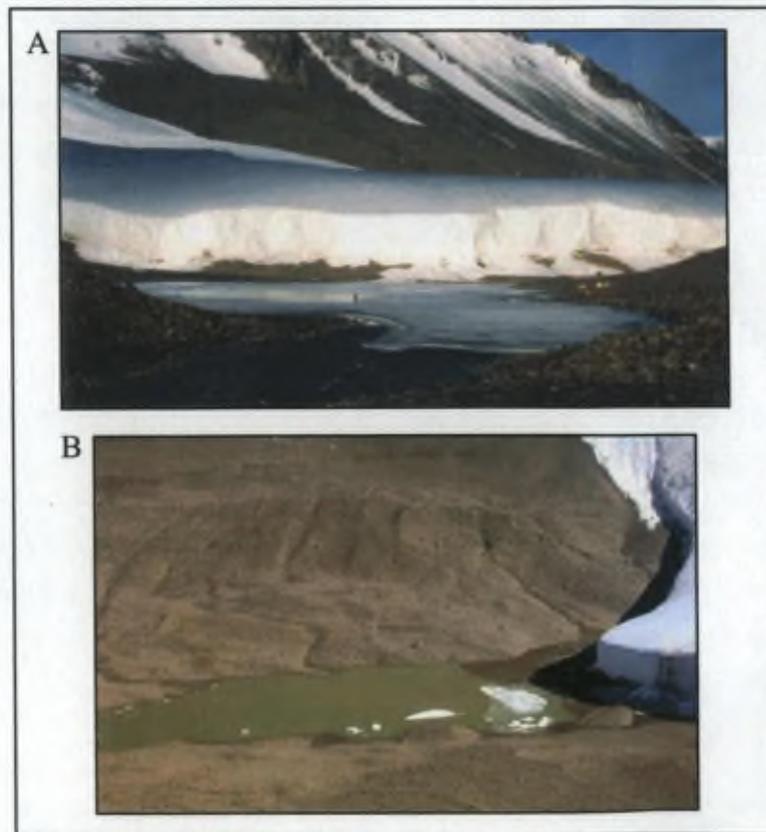


Figure V.2: Photos du lac Popplewell et de la partie terminale du glacier Suess. (A): Photo prise en janvier 1998 (R. Lorrain); vue vers le NE. Les tentes sur la rive à droite du lac donnent une idée de l'échelle. (B): Photo prise en janvier 2002 (S. Fitzsimons); vue vers le NO. La surface du lac est complètement recouverte d'eau. Le delta sur la bordure droite du glacier, à proximité du lac, est bien visible.

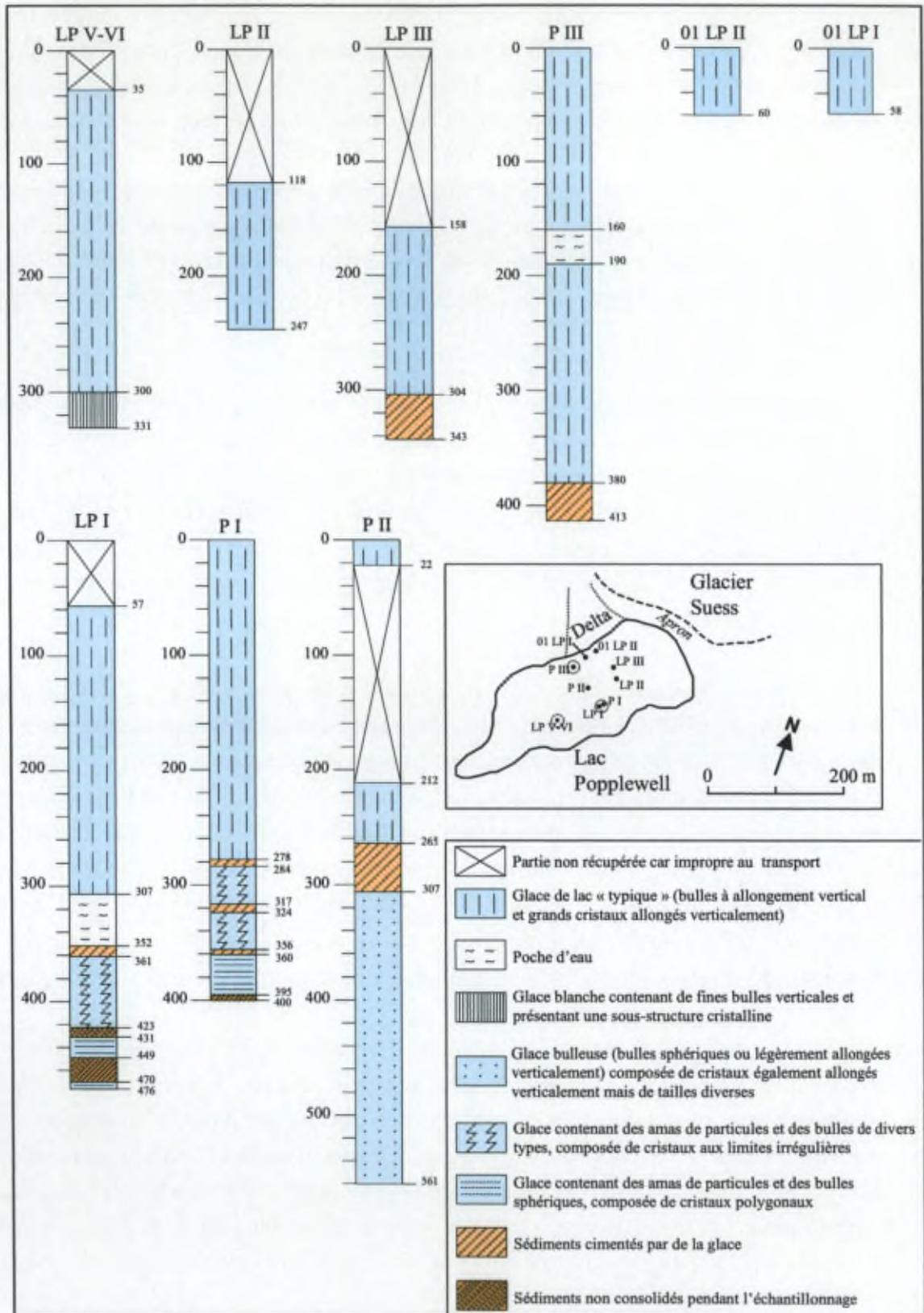
Un cours d'eau intermittent alimenté par les eaux de fonte du glacier s'écoule sur la bordure droite de celui-ci et aboutit au lac en formant un petit delta (figure V.2.B). Dans certaines circonstances, le cours d'eau peut inonder la surface du lac. C'était le cas par exemple en janvier 1998, où le gel de l'eau apportée en surface a formé un glaçage (*icing*) de 2-3 cm d'épaisseur (Lorrain, communication personnelle). En été 2001-2002, la surface du lac Popplewell était complètement recouverte d'eau (Fitzsimons, communication personnelle, figure V.2.B), probablement à cause de l'effet combiné d'une fonte de surface et d'une inondation liée à un apport exceptionnel d'eau de fonte. Pour des raisons logistiques, il n'a cependant pas été possible d'étudier cette situation temporaire.

Plusieurs sondages ont été réalisés dans le couvert de glace de ce lac, durant trois missions différentes effectuées avant cet été 2001-2002 particulièrement chaud. La figure V.3 montre la localisation de ces sondages sur le lac. Les sondages LPI à LPVI ont été prélevés en été 1997-1998, les sondages PI à PIII en été 1999-2000 et les sondages 01LP1 et 01LP2 en été 2000-2001. Les sondages LPI, LPV-VI⁴⁵, PI et PIII ont été prélevés sur des bombements de la surface de la glace (représentés par un cercle sur la carte à la figure V.3).

Des profils schématiques de chaque sondage ont aussi été représentés à la figure V.3. Les sondages LPVI, LPIII, LPVI et PIII s'arrêtent sur un niveau de sédiments. Les sondages LPI, PI et PII ont pu pénétrer au-delà et traverser une ou plusieurs couches de sédiments intercalées dans la masse de glace. Les sondages 01 LPI et II sont limités à une soixantaine de cm de profondeur. De l'eau liquide n'a été rencontrée en masse qu'au niveau de deux poches d'eau, telles que celles présentées au point II.3.2.4, l'une dans le sondage LPI et l'autre dans le sondage PIII. Cela indique que, dans chaque cas, la sonde a atteint soit un niveau de sédiments épais et compact, soit le fond du lac. Nous pouvons donc considérer que le lac Popplewell était gelé à bloc au moment des échantillonnages.

Les profondeurs varient sensiblement d'un sondage à l'autre (de 247 à 561 cm) et sont difficilement comparables, puisque certains sondages ont été prélevés sur un bombement de la surface de la glace, d'autres pas. Néanmoins, la profondeur de la première couche de sédiments rencontrée, qu'elle corresponde à la base d'un sondage ou à une couche intermédiaire sous laquelle de la glace a pu être prélevée, est relativement comparable entre les différents sondages. Elle se situe dans une fourchette comprise entre 247 et 380 cm, les profondeurs les plus grandes correspondant aux sondages prélevés sur un bombement de la surface.

⁴⁵ Pour des raisons pratiques, les sondages LPV et LPVI ont été fusionnés. En effet, le sondage LPV n'a pas été prolongé au-delà de 176 cm, tandis que le sondage LPVI est constitué de cristaux qui se désagrègent jusqu'à la profondeur de 200 cm. Comme ces deux sondages sont très proches l'un de l'autre, nous les avons regroupés en un seul.



La glace observée dans les différents sondages est en général très transparente depuis la surface jusqu'au premier lit de sédiments rencontré. L'élément qui y présente le plus de variabilité est sans conteste l'aspect des bulles, du fait de leur forme et de leur taille (bulles cylindriques allongées verticalement, bulles en forme de larmes inversées, fines bulles dendritiques ou sinueuses, entre autres). Les cristaux y sont majoritairement colonnaires (grands cristaux allongés verticalement) et présentent des orientations préférentielles de leurs axes optiques soit horizontales, soit verticales. Sous et entre les niveaux de sédiments, la glace change d'aspect : elle devient moins transparente et les types de bulles y sont différents.

Dans cette partie de notre travail, nous allons nous concentrer sur les sondages dont la typologie est la plus représentative. Nous allons présenter le sondage combiné LPV-LPVI, qui a des caractéristiques particulières à sa base, ainsi que deux sondages plus profonds, prolongés au-delà de niveaux de sédiments : il s'agit des sondages LPI et PII, qui présentent à leur base des types de glace d'aspect très différents. Les analyses effectuées sur ces sondages comportent des analyses cristallographiques, à partir de lames minces verticales réalisées sur toute la profondeur, des analyses chimiques (cations et anions majeurs), des analyses isotopiques (δD et $\delta^{18}O$) et des analyses de gaz (contenu total et composition en CO_2 , O_2 , N_2 , Ar et CH_4). Quelques investigations sédimentologiques ont été réalisées sur des échantillons prélevés dans les niveaux de sédiments présents dans le couvert de glace. L'ensemble des données recueillies nous permettra de proposer une explication pour la formation du couvert de glace du lac Popplewell, l'origine des niveaux de sédiments rencontrés au sein de celui-ci et la particularité de la glace sous-jacente à ces sédiments.

V.2.2. Résultats

V.2.2.1. Aspect et cristallographie de la glace

V.2.2.1.1. Sondage LPV-VI

Ce sondage, de 331 cm de longueur, a été analysé par Lorrain et al. (2002). Il ne contient ni poche d'eau ni particules minérales visibles, à l'exception d'environ 1 cm de sédiments gelés prélevés à sa base. Sur la grande majorité du profil, la glace est composée de grands cristaux de plusieurs décimètres de long (figure V.4.A), certains atteignant 1 mètre de longueur, dont les axes optiques présentent une orientation préférentielle verticale (figure V.12 p.137). Des bulles cylindriques, de 1 à 6 cm de long et de 1 à 3 mm de diamètre sont présentes sur tout le profil (figure V.4.B). Une observation plus détaillée du sondage, en particulier entre 110 et 180 cm de profondeur,

révèle la grande variabilité de la forme des bulles. Les principaux types rencontrés sont de fines bulles cylindriques, parfois dendritiques, de moins d'1 mm de diamètre (figure V.4.C), de larges bulles cylindriques irrégulières de 5 mm de diamètre (figures V.4.D et E), ainsi que de bulles approximativement sphériques allant jusqu'à 10 mm de diamètre (figure V.4.C), similaires aux bulles en larmes inversées décrites par Adams et al. (1998).

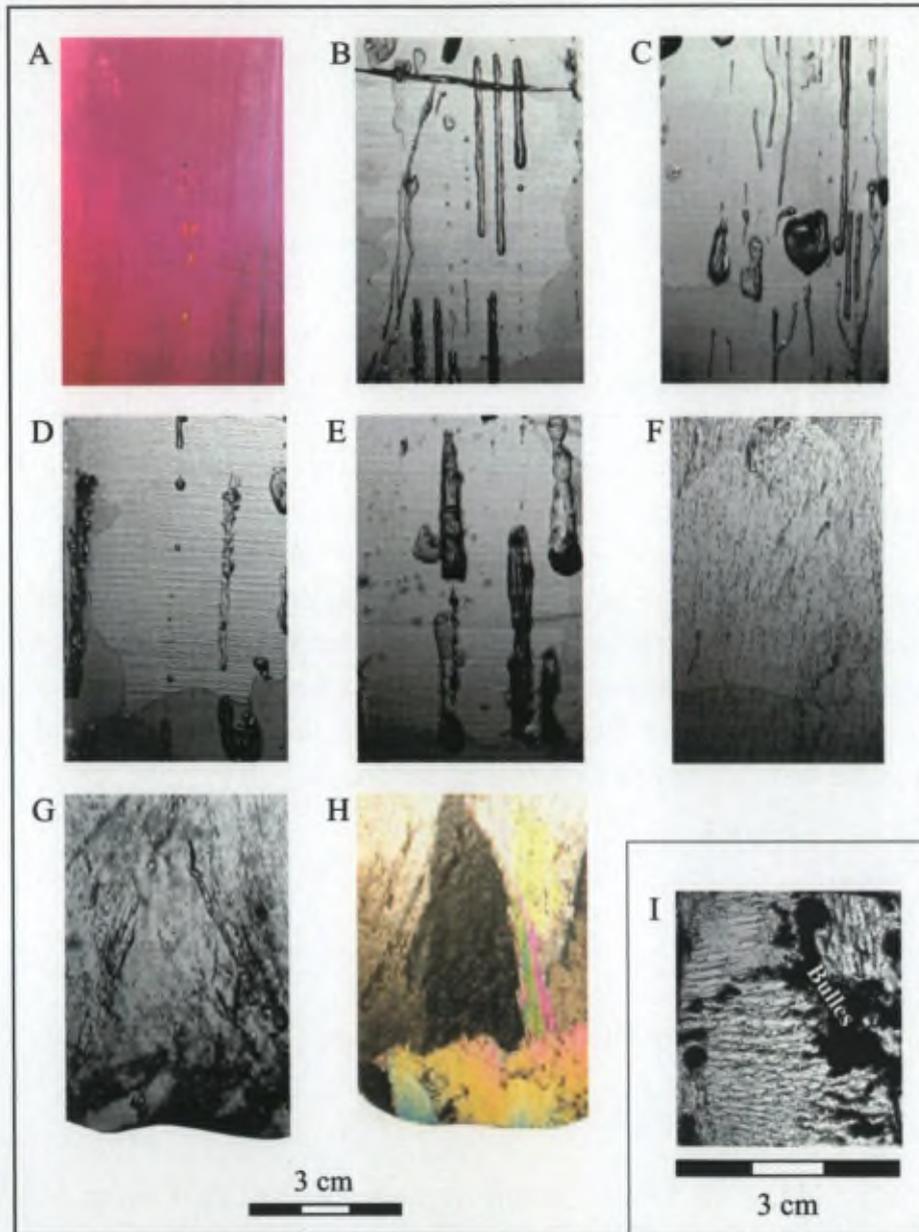


Figure V.4: Principaux types de cristaux et de bulles rencontrés dans le sondage LPV-VI et sous-structure. (A): Texture macrocristalline; (B): Bulles cylindriques verticales typiques; (C): Bulles cylindriques étroites et sinueuses, parfois dendritiques, et grosse bulle quasi sphérique similaire à une bulle en forme de larme inversée; (D) et (E): Bulles cylindriques verticales aux contours irréguliers; (F): Très fines bulles allongées verticalement, à l'aspect de fins filaments; (G): Bulles cylindriques situées le long des limites de cristaux plus petits visibles sur la photo de la lame mince verticale en lumière polarisée en (H); (I): Lamme horizontale de la partie basale du sondage LPV-VI montrant des cristaux aux surfaces striées similaires à la sous-structure de "brine-layer - ice plate" développée dans la glace de mer (Gow et al., 1987). Toutes les photos, excepté les photos (A) et (H) ont été prises sur des lames épaisses (5mm) en lumière normale. Les photos (A) et (H) sont des photos de lames minces en lumière polarisée.

Dans les 30 derniers cm du sondage, les bulles apparaissent comme de fins filaments verticaux de quelques millimètres à 1 cm de long et d'un diamètre de l'ordre du dixième de millimètre (figure V.4.F). Les cristaux y sont encore allongés, mais leurs axes optiques ont des orientations horizontales. En revanche, dans les 10 derniers cm, les cristaux deviennent relativement petits (1 à quelques cm de long) avec des axes optiques d'orientations variables et des bulles cylindriques situées le long de leurs limites (figures V.4.G et H). En lames minces horizontales, chaque cristal individuel présente des limites irrégulières ainsi qu'un aspect "gauffré" (figure V.4.I), qui a été décrit dans le cas de certains types de glace de mer par Gow et al. (1987) comme une sous-structure constituée de plaquettes de glace séparées par de la saumure (*brine layer - ice plate substructure*). Enfin, de petits fragments algaires sont présents dans le dernier cm de glace ainsi que dans les sédiments gelés qui constituent l'extrême fin du sondage.

V.2.2.1.2. Sondage LPI

Ce sondage a fait l'objet d'une analyse détaillée par Sleewaegen et al. (2002). Sa partie supérieure, jusqu'à la profondeur de 307 cm, est composée de glace de lac avec des cristaux allongés (d'environ 40 cm de long), dont les axes optiques ont une orientation préférentielle horizontale (figures V.5.A et B et V.12 – p.137). Cette partie du sondage est dépourvue de particules visibles et contient des bulles cylindriques verticales de quelques millimètres de large (figure V.5.C).

Une poche d'eau d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur a été rencontrée dans le sondage, au-dessus du premier niveau de sédiments cimentés par de la glace. Des particules s'infiltrèrent depuis la base de ce niveau dans la glace sous-jacente, sous forme de fines langues verticales (figure V.5.D), qui disparaissent sous 365 cm de profondeur. De 361 à 423 cm, la glace comprend quelques amas de particules. Les cristaux y présentent encore un allongement vertical mais ont des limites irrégulières (figures V.5.E et F). Leurs formes et leurs tailles sont très variées: de petits cristaux de quelques millimètres de diamètre côtoient de grands cristaux à ramifications multiples (figure V.5.E). Leurs axes optiques ont des orientations subhorizontales ou plus aléatoires. Les bulles y ont un aspect très différent de celui rencontré au-dessus des sédiments : des bulles sphériques côtoient des bulles en fins filaments d'une longueur de l'ordre du centimètre (figures V.5 D et G); des bulles aux formes irrégulières se situent à proximité des amas de particules (figure V.5.G).



Figure V.5: Principaux types de bulles et de cristaux rencontrés dans le sondage LPI. (A et B): Cristaux allongés verticalement, typiques de la partie supérieure du sondage; (C): Bulles cylindriques verticales présentes dans ces mêmes cristaux; (D): Fines langues verticales de sédiments s'infiltrant dans la glace sous le lit de sédiments présent à une profondeur de 352 cm; quelques bulles sphériques sont visibles; (E) et (F): Cristaux allongés verticalement, aux limites irrégulières, composant la glace entre 361 et 423 cm de profondeur; (G): Bulles en filaments verticaux et bulles irrégulières à proximité d'amas de particules vers 470 cm de profondeur; (H): Cristaux polygonaux rencontrés à la base du sondage; (I): Petites bulles sphériques et amas de particules vers 445 cm de profondeur. Les photos (A), (B), (E), (F) et (H) sont des photos de lames minces verticales en lumière polarisée; les photos (C), (D), (G) et (I) sont des photos de lames épaisses verticales en lumière normale.

Sous 423 cm de profondeur, le sondage est caractérisé par une alternance de couches de sédiments non consolidés au moment du prélèvement et de couches de glace comprenant quelques amas de particules. La glace présente dans ces couches est riche en bulles sphériques et est composée de cristaux polygonaux de 0,1 à 1,3 cm de diamètre (figures V.5 H et I).

Le sondage PI prélevé deux ans plus tard à proximité présente à peu près les mêmes caractéristiques que ce sondage LPI. Cela indique une certaine pérennité des structures de la glace étudiée. Nous n'avons réalisé des analyses de composition que sur le sondage LPI.

V.2.2.1.3. Sondage PII

Les 212 cm supérieurs de ce sondage se sont désagrégés en petits fragments irréguliers au moment de l'échantillonnage. Nous avons effectué des analyses de composition dans la partie inférieure.

Juste au-dessus du niveau de sédiments cimentés par de la glace présent entre 265 et 307 cm de profondeur, la glace a le même aspect que dans la partie supérieure des autres sondages: glace transparente, macrocristalline, contenant des bulles aux formes diverses présentant un allongement vertical.

Sous le niveau de sédiments, la glace a un aspect fort différent (figure V.6). Les bulles y sont très nombreuses, sphériques ou allongées verticalement (maximum ~1 cm de longueur). Les cristaux n'ont pas l'aspect colonnaire classique de la glace de lac. Ils sont de beaucoup plus petite taille mais présentent aussi un certain allongement vertical (figure V.6).

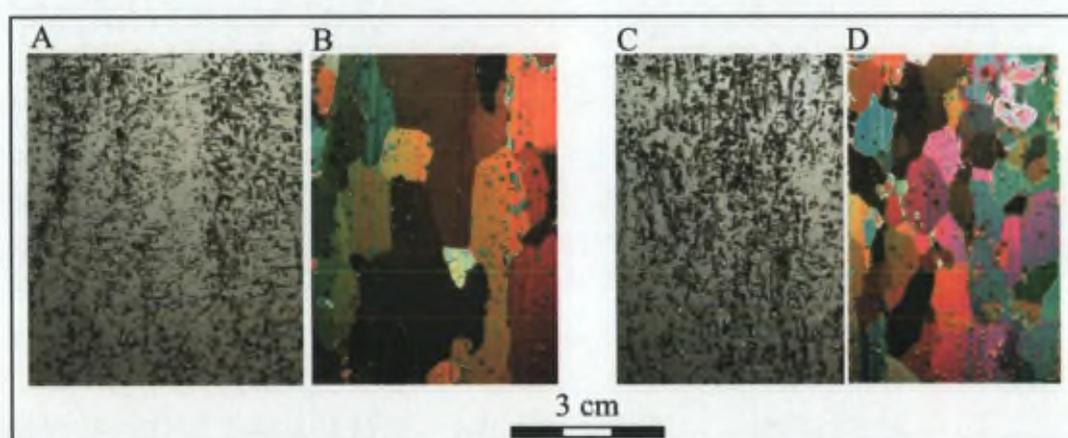


Figure V.6: Types de bulles et cristaux présents sous la couche de sédiments (à partir de 305 cm de profondeur) dans le sondage PII. Photos de lames minces verticales en lumière polarisée (B et D) et de lames épaisses verticales en lumière normale (A et C).

V.2.2.1.4. Sondages 01 LPI et 01 LPII

Ces deux petits sondages de surface sont composés de glace transparente aux bulles diverses (sphériques de quelques millimètres de diamètre, allongées verticalement ou difformes – figure V.7.A). Les cristaux y sont majoritairement colonnaires (figure V.7.B).

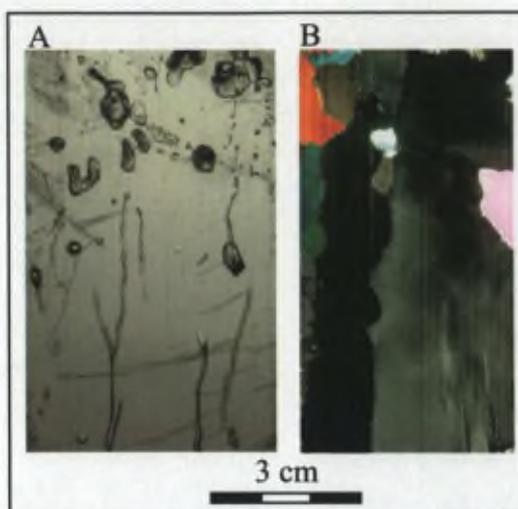


Figure V.7: Types de bulles (A) et cristaux (B) présents dans le sondage 01 LPI. (A): Lamme épaisse verticale photographiée en lumière normale; (B): Lamme mince verticale photographiée en lumière polarisée.

V.2.2.2. Résultats des analyses isotopiques et ioniques

V.2.2.2.1. Sondage LPV-VI

Les **profils isotopiques** présentent des tendances marquées (figure V.8 – tableau annexe 6.A). Les valeurs de δD et $\delta^{18}O$ deviennent de plus en plus négatives avec la profondeur, indiquant un appauvrissement en isotopes lourds jusque 230 cm de profondeur. Une tendance inverse se manifeste sous ce niveau jusqu'à 256 cm, profondeur à partir de laquelle un nouvel appauvrissement est visible jusqu'à la base du sondage. Les valeurs sont de $-232,8 \text{ ‰}$ en δD et $-28,76 \text{ ‰}$ en $\delta^{18}O$ au sommet du profil et atteignent $-290,0 \text{ ‰}$ et $-39,33 \text{ ‰}$ respectivement près du fond. La tendance inverse détectée entre 230 et 256 cm représente des décalages beaucoup plus petits, entre $-270,2 \text{ ‰}$ et -240 ‰ en δD et $-35,68 \text{ ‰}$ et $-30,19 \text{ ‰}$ en $\delta^{18}O$. Le profil de l'excès en deutérium apparaît comme une image miroir des profils- δ .

Les **profils des ions majeurs** sont plus simples (figure V.8 – tableau annexe 7.C et 7.D). Ils montrent tous des concentrations relativement faibles sur toute la profondeur excepté à la base où les concentrations augmentent brutalement, pour atteindre des valeurs très élevées. Sur les 30 derniers cm, le Cl^- , anion dominant, voit sa

concentration se multiplier par 100 (0,3864 à 38,4979 meqL⁻¹, soit 1,37 à 1364,75 ppm), et la concentration du Na⁺, cation dominant, croît de 0,0435 à 30,1960 meqL⁻¹ (1,00 à 694,20 ppm). Les autres ions analysés présentent la même tendance mais dans une moindre mesure.

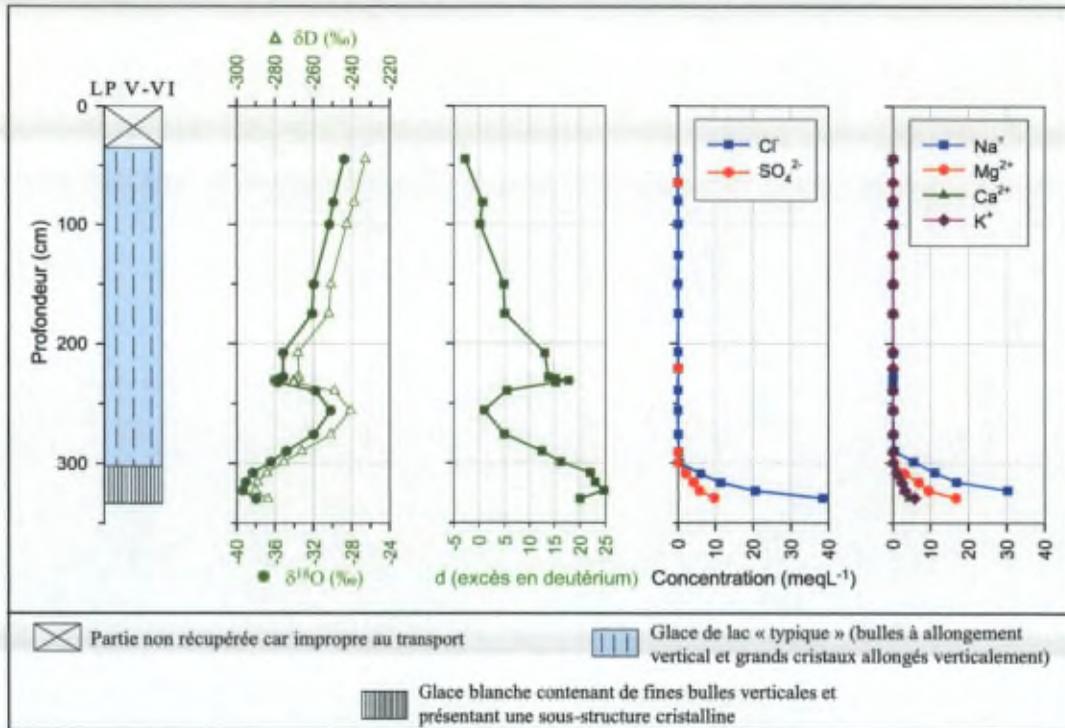


Figure V.8: Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium et profils des concentrations en anions (Cl^- et SO_4^{2-}) et en cations majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et K^+) mesurés dans la glace du sondage LPV-VI.

V.2.2.2.2. Sondage LPI

Les **profils isotopiques** (figure V.9 – tableau annexe 6.A) montrent dans leur partie supérieure (au-dessus des sédiments) la même tendance que dans le sondage LPV-VI. Les valeurs de δD et $\delta^{18}O$ présentent un appauvrissement en isotopes lourds jusque 287 cm de profondeur. Cet appauvrissement est suivi par un enrichissement entre 287 et 306 cm. En revanche, nous n'observons pas ensuite un nouvel appauvrissement comme dans le sondage LPV-VI, en raison de la présence de la poche d'eau. Sous les sédiments, les compositions isotopiques deviennent de nouveau de plus en plus négatives ; les valeurs les plus basses (jusqu'à -286,7 ‰ en δD et -38,65 ‰ en $\delta^{18}O$) sont localisées dans la glace entre deux niveaux de sédiments non consolidés, près de la base du sondage. Le profil de l'excès en deutérium est une image miroir des profils en δD et $\delta^{18}O$.

Les **profils de concentrations ioniques** (figure V.9 – tableaux annexes 7.A et 7.B) présentent des valeurs basses dans toute la partie supérieure du sondage, au-dessus

de la poche d'eau. Les concentrations augmentent ensuite, avec quelques fluctuations, jusqu'à une valeur maximale de presque 19 meqL^{-1} (672,46 ppm) en Cl^- par exemple (à comparer avec une valeur moyenne de $0,10 \text{ meqL}^{-1}$ dans la partie supérieure du sondage).

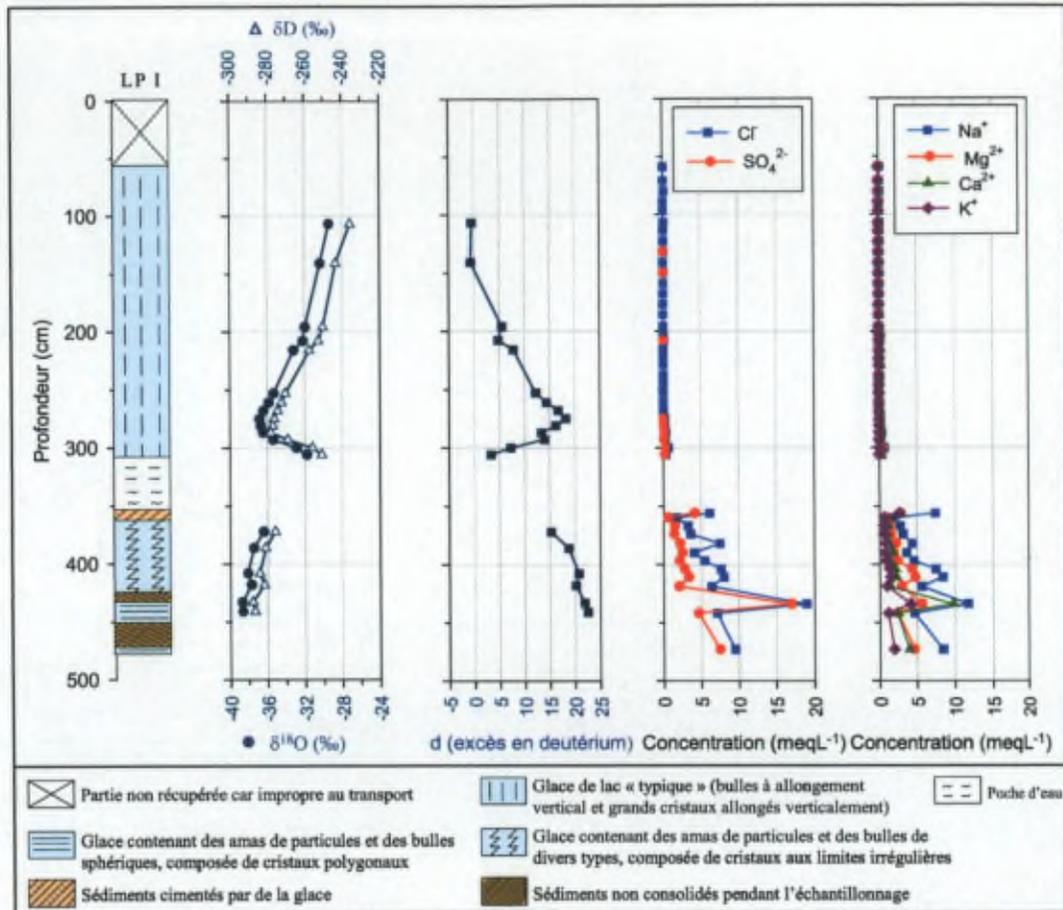


Figure V.9: Profils du δD , du $\delta^{18}\text{O}$ et de l'excès en deutérium et profils des concentrations en anions majeurs (Cl^- et SO_4^{2-}) et en cations majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et K^+) mesurés dans la glace du sondage LPI.

V.2.2.2.3. Sondage PII

Les résultats des **analyses isotopiques** (figure V.10 – tableau annexe 6.B) montrent un appauvrissement entre 228 et 258 cm de profondeur (variation de composition de $-33,81\text{‰}$ et $-259,1\text{‰}$ à $-34,98\text{‰}$ et $-267,6\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et δD), suivi d'un enrichissement juste au-dessus des sédiments (jusque $-33,60\text{‰}$ et $-259,2\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et δD). Sous les sédiments, les compositions isotopiques présentent un appauvrissement avec la profondeur, qui se marque à partir de 430 cm. Les valeurs minimales sont atteintes à la base du sondage ($-35,20\text{‰}$ et $-268,7\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et δD). Le profil de l'excès en deutérium est, comme dans les autres sondages, une image miroir des profils δ (valeurs comprises entre 7,64 et 14,06).

Les concentrations en cations et anions majeurs (figure V.10 – tableaux annexes 7.E et 7.F) présentent une tendance inverse à celle des compositions isotopiques au-dessus de la couche de sédiments: une augmentation (de 0,2722 à 1,0428 meqL⁻¹, soit 9,65 à 36,97 ppm, pour le Cl⁻, anion dominant) suivie d'une diminution (jusque 0,7451 meqL⁻¹, soit -26,42 ppm, de Cl⁻). En dessous des sédiments, les concentrations sont en moyenne plus élevées pour tous les ions (1,1850 meqL⁻¹ pour le Cl⁻ par exemple). Elles présentent cependant des profils quelque peu différents d'un ion à l'autre.

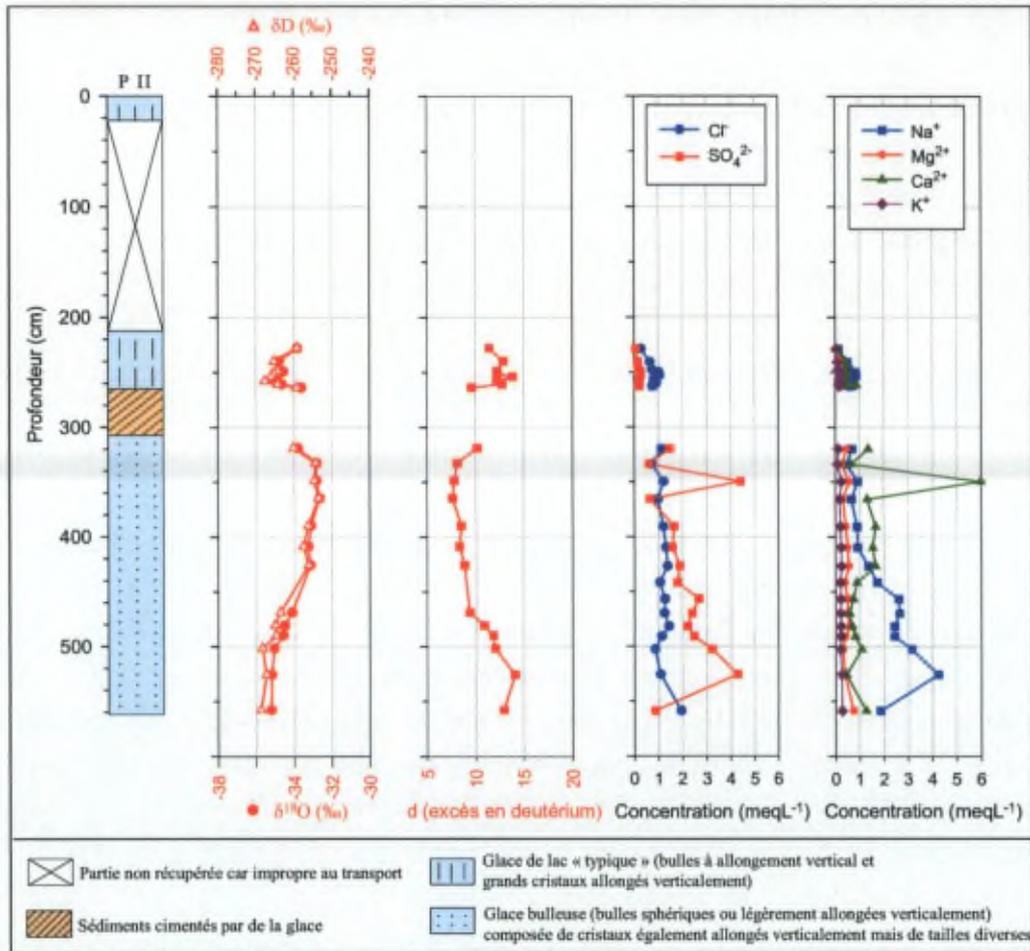


Figure V.10: Profils du dD, du d18O et de l'excès en deutérium et profils des concentrations en anions majeurs (Cl⁻ et SO₄²⁻) et en cations majeurs (Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ et K⁺) mesurés dans la glace du sondage PII.

V.2.2.2.4. Sondages 01LPI et 01 LPII

Les composition en δ¹⁸O et δD se situent dans une fourchette de valeurs beaucoup plus étroite que dans les autres sondages (-28,12 à -29,29 ‰ et -227,5 à -234,0 ‰, respectivement). Ces valeurs sont moins négatives que l'ensemble de celles des autres sondages.

V.2.2.3. Résultats des analyses de gaz

L'ensemble de ces résultats est repris au tableau V.1.

V.2.2.3.1. Sondage LPV-VI

Les **analyses de gaz** ont été réalisées sur 8 échantillons. Le contenu total en gaz est bas (environ $0,020 \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$) sauf dans un échantillon de la partie inférieure du sondage ($0,080 \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$). Ce contenu total en gaz rend compte de la concentration en bulles des échantillons, mais il faut noter que certaines bulles sont tellement grandes qu'elles sont inévitablement coupées lors de l'échantillonnage et que leurs gaz sont donc perdus. La concentration en CO_2 est relativement faible le long du sondage (entre 317 et 4557 ppmv), ce qui contraste avec les valeurs extrêmement élevées près du fond (695284 et 582522 ppmv). Le rapport O_2/N_2 est supérieur à la valeur atmosphérique sur tout le profil : de 0,301 (valeur rencontrée à la base) jusque 0,55.

V.2.2.3.2. Sondage LPI

Au-dessus des sédiments, dans la glace contenant des bulles cylindriques, le contenu en CO_2 est relativement faible, variant de 866 à 2250 ppmv. Le rapport O_2/N_2 est élevé, compris entre 0,40 et 0,64. Ces caractéristiques sont similaires à celles rencontrées dans la majorité du profil LPV-VI. Par contraste, la glace située entre les niveaux de sédiments présente des concentrations de CO_2 très élevées (supérieure à 200000 ppmv) et un rapport O_2/N_2 nettement inférieur (sous 0,20), hormis une exception à 0,27. Le CH_4 est présent en concentrations élevées sous les sédiments (un ordre de grandeur supérieur à la concentration mesurée dans la partie supérieure du sondage). La concentration en Ar est dans tous les cas supérieure à la concentration atmosphérique. Le volume total en gaz est faible (maximum $0,025 \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$).

V.2.2.3.3. Sondage PII

Un contraste se marque dans les concentrations au-dessus et en dessous de la couche de sédiments. Au-dessus des sédiments, le rapport O_2/N_2 est supérieur à la valeur atmosphérique. Sous les sédiments, ce rapport est inférieur (entre 0,20 et 0,25). La concentration en CO_2 oscille sous les sédiments dans une gamme de valeur comprise entre 27962 et 61265 ppmv, ce qui est supérieur aux concentrations dans la partie supérieure. Les concentrations en CH_4 et en Ar sont très proches dans les trois échantillons mesurés sous les sédiments (8,5 ppmv et 0,935 % respectivement) et différent des valeurs dans la partie supérieure. Le contenu total en gaz est compris entre $0,031$ et $0,050 \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$ dans les échantillons de glace sous les sédiments, ce qui est

supérieur à la majorité des valeurs rencontrées dans les autres sondages du lac Popplewell.

V.2.2.3.4. Sondages 01LPI et 01 LPII

Les mesures de composition en gaz réalisées sur un échantillon du sondage 01LPI donnent des concentrations comparables avec celles obtenues dans la partie supérieure du sondage LPV à une profondeur similaire (tableau V.1). Le contenu total en gaz y est faible.

Echantillon	Profondeur cm	Volume Total cm ³ g ⁻¹	CO ₂ ppmv	O ₂ %	N ₂ %	CH ₄ ppmv	Ar %	O ₂ /N ₂
LPV 2 c*	79		564	27,31	72,64			0,37
LPV 3	102,5		659	34,87	63,12	129,6	1,94	0,55
LPV 4 e*	173	0,020	4557	29,95	69,60			0,43
LPVI 16 a*	236	0,022	2244	32,92	66,86			0,49
LPVI 18 a*	269,5	0,019	317	35,29	64,68			0,54
LPVI 19 Ab*	295	0,080						
LPVI 19 Bb*	319	0,022	695284	7,92	14,89			0,53
LPVI 19C	328		582522	9,56	31,79	7,3	0,39	0,30
LPI 3	165,5		2244	24,91	73,74	21,2	1,12	0,34
LPI 3 Ba*	185	0,025	2250	28,57	71,20			0,40
LPI 5 A*	240	0,015	866	38,19	60,76			0,64
LPI 7 D	394,5		241394	7,91	65,54	232,2	2,39	0,12
LPI 7 E	417		261626	15,44	57,08	106,9	1,31	0,27
LPI 9 b	445,5	0,011	240575	2,22	71,44	243,2	2,25	0,03
LPI 11*	475	0,009	252076	8,06	66,73			0,12
PII D1 a	217		6088	21,94	76,37	6,1	1,08	0,29
PII D2 middle	229		15334	23,13	74,21	25,4	1,12	0,31
PII F1	325,5*	0,031	43642	18,44	77,20			0,24
PII G2 B	389	0,050	27962	19,28	76,99	8,6	0,93	0,25
PII H1	416*	0,046	24399	19,49	78,07			0,25
PII H2 b	440	0,034	46665	18,41	76,00	8,5	0,93	0,24
PII J	488,5*	0,049	49249	18,47	76,60			0,24
PII K1d	524	0,039	61265	18,01	74,92	8,5	0,95	0,24
PII L3	556*	0,031	32001	12,48	84,32			0,15
01 LPI 1 B	53	0,011	363,53	25,31	73,72	17,8	0,94	0,34

Tableau V.1: Résultats des analyses de gaz (volume total et composition) pour les échantillons prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell. L'emplacement des couches de sédiments au sein des sondages est symbolisé par des lignes tiretées. Les compositions en gaz des échantillons marqués d'une * ont été mesurés avec le chromatographe Varian 3300; les autres ont été mesurés avec le chromatographe Interscience Trace 2000.

V.2.2.4. Résultats des analyses sédimentologiques

Des **investigations sédimentologiques** ont été réalisées sur des sédiments prélevés dans la couche située à 352 cm dans le sondage LPI. Les résultats ont été publiés dans Sleewaegen et al. (2002). Nous en reprenons ci-après les principaux. La distribution granulométrique est bimodale avec un pic dans la classe des sables et un autre dans celle des limons fins (figure V.11). La classe intermédiaire vers 80 μ m est très peu représentée. Les observations faites par microscope électronique à balayage montrent que la plupart des particules ont des caractéristiques typiques d'un faciès éolien. Quelques diatomées sont accolées aux particules.

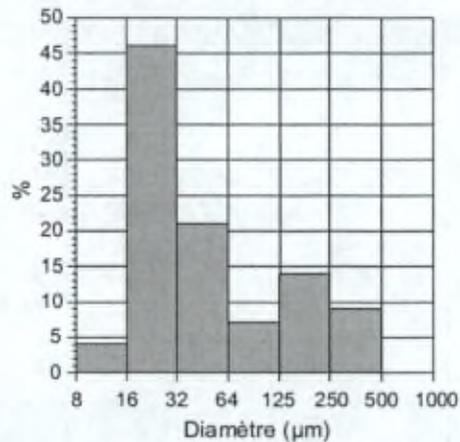


Figure V.11: Distribution granulométrique d'un échantillon de sédiments prélevé à 352 cm de profondeur dans le sondage LPI.

V.2.3. Discussion

Nous allons dans un premier temps nous pencher sur l'interprétation des caractéristiques de la glace présente au-dessus des couches de sédiments. Ensuite, nous allons nous intéresser à la glace située sous ceux-ci. Nous formulerons et étudierons les hypothèses quant à la genèse des couches de sédiments. Enfin, sur base de tous ces éléments, nous présenterons un mécanisme de formation de l'ensemble du couvert de glace du lac Popplewell.

V.2.3.1. Glace présente au-dessus des sédiments

Nous avons pu voir les similitudes entre les glaces au-dessus des sédiments dans les différents sondages. Toutes les caractéristiques de la glace présente dans les différents sondages au-dessus des sédiments sont typiques de glace de lac résultant de la progression verticale vers le bas d'un front de gel. Nous allons le voir dans la discussion qui suit. De plus, les résultats des analyses de composition de la glace confirment

l'hypothèse que le lac Popplewell est gelé sur toute sa profondeur : un effet de fermeture de réservoir est particulièrement bien marqué et illustré de manière multi-paramétrique pour le sondage LPV-VI.

V.2.3.1.1. Aspect et cristallographie de la glace

Les caractéristiques des cristaux allongés et des bulles cylindriques verticales indiquent une progression vers le bas d'un front de gel dans une masse d'eau (Gow et Langston, 1977). Les bulles sont produites par occlusion des gaz dans la glace pendant la congélation et sont orientées dans la direction de la croissance de la glace (Adams et al., 1998). Dans la zone immédiatement adjacente au front de gel qui progresse, les gaz dissous deviennent sursaturés jusqu'à la nucléation de bulles qui forment une phase gazeuse. Les gaz sont transférés de la solution vers les bulles avant que celles-ci ne soient emprisonnées dans la glace qui se forme (Craig et al., 1992).

Les cristaux de glace, au-dessus des sédiments, présentent deux orientations préférentielles: verticale ou horizontale. Ces deux orientations sont courantes pour de la glace de lac. Nous l'avons déjà mentionné au point IV.2.4.1.1. à propos de la glace bleue formée au contact du lac Brownworth. Les cristaux à axe optique horizontal croissent préférentiellement vers le bas, tandis que ceux qui ont un axe optique vertical croissent plus rapidement sur un plan horizontal. Les cristaux à axes optiques verticaux sont en général massifs, tabulaires, pouvant atteindre des diamètres jusqu'à 1 mètre. Ils forment une glace macrocristalline. Les cristaux à axes optiques horizontaux ont un aspect colonnaire et n'atteignent que 4 à 5 centimètres de diamètre (Gow, 1986). Cela se confirme dans le cas du couvert de glace du lac Popplewell : des orientations verticales des axes optiques coïncident avec une glace macrocristalline (sondages LPV-VI), alors que les cristaux fins et allongés, tels que rencontrés dans le sondage LPI, ont une dominance d'axes optiques subhorizontaux (figure V.12).

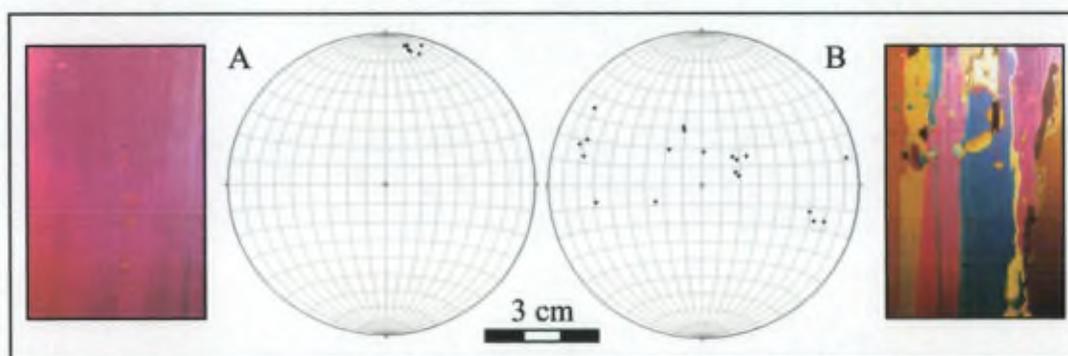


Figure V.12: Exemples d'orientations des axes optiques de cristaux de la glace du lac Popplewell. (A): Texture macrocristalline présentant une orientation préférentielle verticale des axes optiques; (B): Texture colonnaire présentant une orientation préférentielle subhorizontale des axes optiques.

V.2.3.1.2. Isotopes

Reportées sur un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ (figure V.13), l'ensemble des valeurs des échantillons de glace prélevés dans les sondages du lac Popplewell forment une droite d'équation:

$$\delta D = 5,52 \delta^{18}O - 73,69 \quad (r^2 = 0,996).$$

Les droites de régression pour chaque sondage pris individuellement ont des équations très proches de celle de la droite de régression globale. La pente de cette droite correspond à une pente de gel, signature isotopique de glace formée par le gel progressif d'un réservoir d'eau fermé⁴⁶.

La droite météorique locale (LMWL) représentée sur le même diagramme a été obtenue par Sleewaegen et al. (2003) à partir des échantillons de glace météorique du glacier Suess prélevés d'une part dans 7 sondages de surface (de 1,6 m de profondeur) et d'autre part dans un sondage de 51 mètres de profondeur. La droite obtenue a l'équation suivante :

$$\delta D = 8,21 \delta^{18}O + 11,5 \quad (r^2 = 0,98),$$

ce qui est pratiquement identique à la LMWL définie par Lorrain et al. (1999) à partir des échantillons de surface seulement.

L'intersection de la LMWL et de la droite de gel donne des valeurs isotopiques théoriques de l'eau parente au départ de la congélation (Souchez et Jouzel, 1984). Elles sont de $-31,67 \text{ ‰}$ en $\delta^{18}O$ et $-248,69 \text{ ‰}$ en δD . Ces valeurs mènent à une pente de gel théorique⁴⁷ de 5,38 très proche de la pente de 5,52 obtenue pour nos échantillons. La relation inverse (image miroir) entre les valeurs- δ et l'excès en deutérium est bien visible sur la figure V.14 ($r^2 = 0,96$). Elle est liée au fait que la pente de gel est inférieure à la pente météorique (Souchez et al., 2000).

L'appauvrissement en isotopes lourds le long d'une pente de gel, observé dans les sondages LPI et LPVI jusqu'aux profondeurs de 287 cm et 230 cm respectivement ainsi que jusque 258 cm dans le sondage PII (figures V.8, V.9 et V.10), indique donc que le lac a gelé du haut vers le bas dans un réservoir fermé.

⁴⁶ Voir annexe 1.

⁴⁷ En appliquant le modèle développé par Souchez et Jouzel (1984) et présenté en annexe 1.

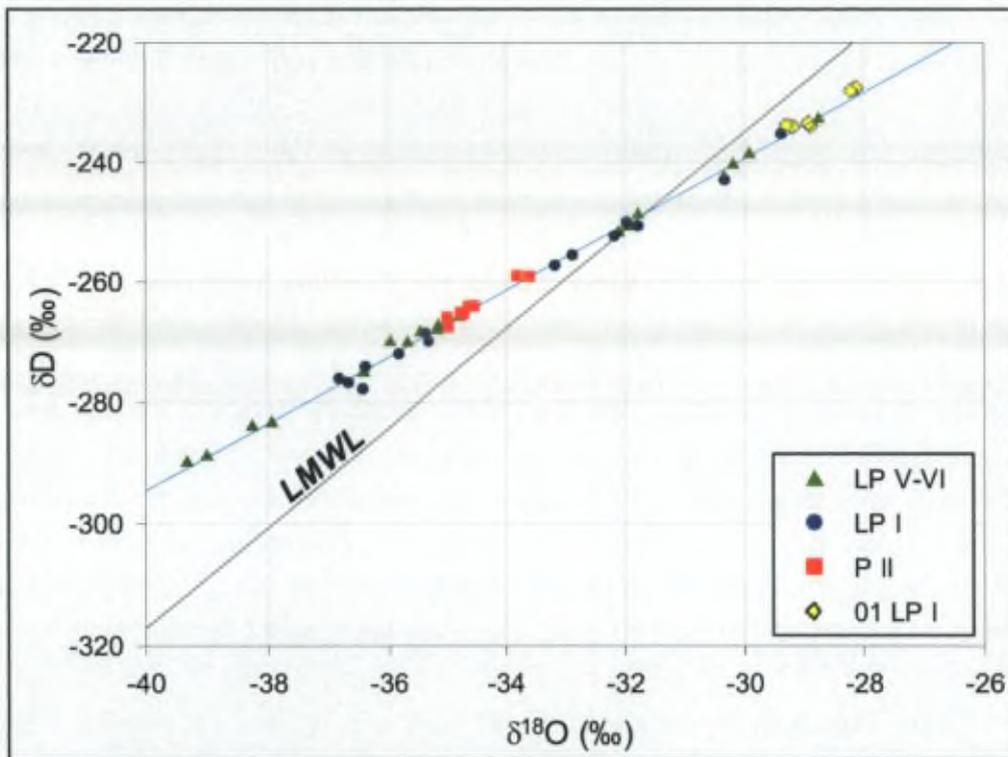


Figure V.13: Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ présentant les échantillons prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell, au-dessus des couches de sédiments. Les différents sondages sont indiqués par des symboles différents repris dans la légende. La droite de régression, en bleu, tient compte de la totalité des échantillons représentés. La LMWL a été représentée en noir.

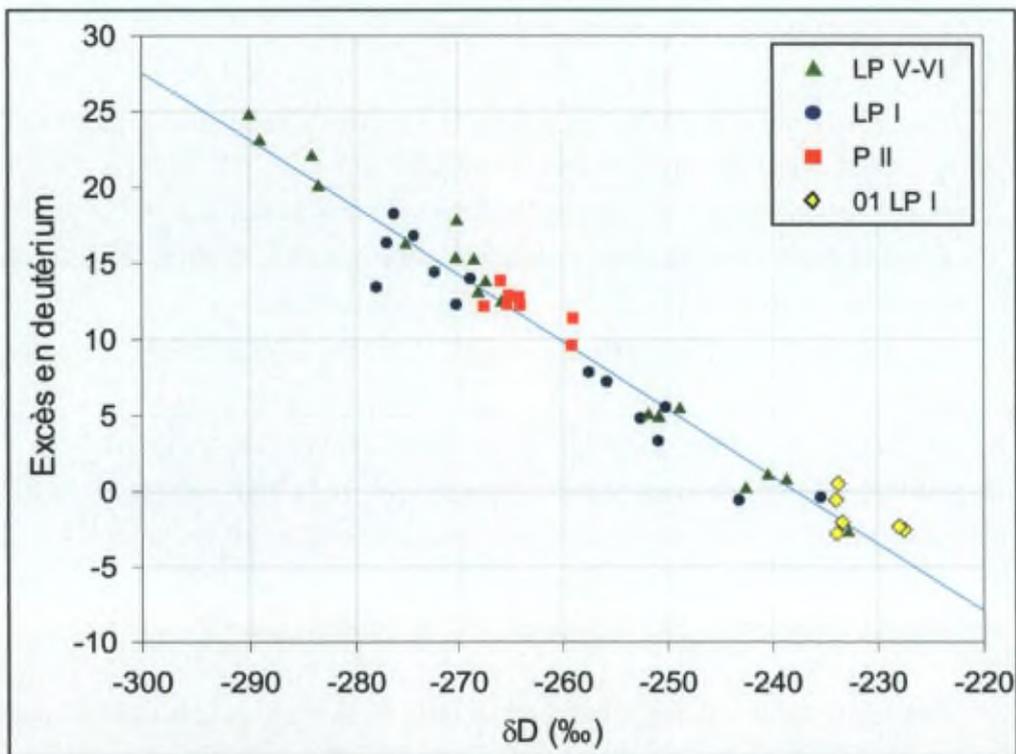


Figure V.14: Relation inverse entre le δD et l'excès en deutérium pour les échantillons du couvert de glace du lac Popplewell prélevés au-dessus des couches de sédiments. Les différents sondages sont indiqués par des symboles différents repris dans la légende. La droite de régression, en bleu, tient compte de la totalité des échantillons représentés.

Cependant, entre 287 et 306 cm de profondeur dans le sondage LPI, entre 230 et 256 cm dans le sondage LPVI, et juste au-dessus des sédiments dans le sondage PII (entre 258 et 265 cm), on observe un enrichissement en isotopes lourds avec la profondeur. Ceci peut être expliqué par un mélange de l'eau résiduelle du lac avec de l'eau contenant plus d'isotopes lourds et qui se situe sur la pente de gel citée ci-dessus. C'est seulement à cette condition que les valeurs isotopiques de la glace formée après le mélange peuvent se situer sur la même pente de gel. Nous proposons que le mélange a pu se produire quand, durant l'été, l'eau résiduelle située près du fond du lac a pu entrer en contact avec l'eau du *moat*, permettant une diffusion isotopique (le coefficient de diffusion de ces isotopes dans l'eau est de l'ordre de $10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$). Le fait que, dans le sondage LPV-VI, il y ait à nouveau un appauvrissement en isotopes lourds avec la profondeur sous cet enrichissement suggère une réduction progressive du volume d'eau résiduelle jusqu'à ce que le niveau de sédiments ait été atteint. Ces effets ne sont pas visibles dans le sondage LPI en raison de la présence de la poche d'eau, la glace qui avait probablement des propriétés isotopiques similaires ayant fondu.

Afin d'appuyer l'hypothèse de fin de réservoir, il est aussi possible d'estimer la composition isotopique de la glace qui se forme quand le front de gel atteint le fond du réservoir d'eau. Dans un système fermé, ce qui est gagné par la phase solide durant la congélation est perdu par la phase liquide. Dès lors, comme cela a été démontré par Jouzel et Souchez (1982), nous avons :

$$\delta_s = \alpha (1000 + \delta_0) [(N_0 - N_s)/N_0]^{\alpha-1} - 1000$$

où

N_0 est le nombre total de moles dans le système, c'est-à-dire le nombre de moles dans le liquide au départ de la congélation,

N_s est le nombre de moles dans la phase solide au temps t ,

δ_s est la valeur- δ de la phase solide près de l'interface liquide/solide au temps t ,

δ_0 est la valeur- δ de la solution quand le gel commence,

α est le coefficient de fractionnement à l'équilibre entre le solide et le liquide.

A partir de cette équation, on peut estimer les valeurs- δ de la glace correspondant à une fraction gelée donnée ($N_s - N_0$). Par exemple, à 97,5% de congélation, la valeur isotopique correspondante est $\delta^{18}\text{O} = -39,45 \text{ ‰}$ et $\delta\text{D} = -289,7 \text{ ‰}$. Ces valeurs sont très proches de celles mesurées dans les échantillons les plus profonds du sondage LPVI ($\delta^{18}\text{O} = -39,33 \text{ ‰}$ et $\delta\text{D} = -290,0 \text{ ‰}$).

Par ailleurs, les valeurs relatives à la base de la partie supérieure du sondage PII (à 258 cm de profondeur) sont nettement moins négatives que celles mesurées à la base du sondage LPVI. Nous supposons que dans le cas du sondage PII le réservoir n'était

pas hermétiquement fermé localement, et que l'eau résiduelle a pu migrer vers d'autres parties du lac.

V.2.3.1.3. Ions majeurs

Les résultats des mesures de concentrations en ions majeurs confirment l'interprétation des données isotopiques. Leurs profils présentent des valeurs basses dans toute la partie supérieure des sondages LPI et V-VI. Ces faibles concentrations témoignent de l'effet de la migration du front de gel. Pendant la progression du front de gel vers le bas, la plupart des ions sont expulsés de la glace et diffusent dans l'eau résiduelle (Terwilliger and Dizio, 1970 ; Hallet, 1976). Nous avons déjà observé ce processus au niveau de la glace bleue⁴⁸ du lac Brownworth.

L'augmentation brutale des concentrations à la base du sondage LPV-VI, au-dessus des sédiments du sondage PII et, dans une moindre mesure, juste au-dessus de la poche d'eau du sondage LPI, indiquent un effet de fin de réservoir. Quand le front de gel s'approche du fond du réservoir, la concentration en ions devient très élevée dans l'eau résiduelle, et par conséquent la concentration augmente aussi dans la glace qui se forme. Au final, quand le front de gel atteint le fond, les derniers incréments de glace incorporent la plupart des ions expulsés auparavant.

La forte concentration ionique de la glace, même si elle est inférieure à celle de la glace de mer, est responsable de la présence d'une sous-structure de "brine layer / ice plate" présente dans le sondage LPVI et qui est typique de glace de mer (figure V.4.I). Cette sous-structure est liée à une croissance dendritique des cristaux de glace. Des excroissances de glace allongées et régulièrement espacées apparaissent à l'interface glace/eau pendant la croissance de la glace. Les sels présents dans des inclusions liquides sont emprisonnés dans cette sous-structure (Lofgren et Weeks, 1969).

Par ailleurs, Doran et al. (2003) ont étudié le lac Vida, situé dans la vallée de Victoria, qui était considéré comme étant un lac gelé jusqu'à sa base (Calkin et Bull, 1967). Les nouveaux sondages et les mesures de températures que Doran et al. (2003) ont récemment effectués dans ce lac ont montré que sous 19 mètres de glace ancrée au lit du lac se trouvait une masse d'eau extrêmement salée (sept fois la salinité de l'eau de mer), dont la profondeur n'a pas pu être mesurée. La partie inférieure (environ les trois derniers mètres) du couvert de glace est constituée de glace salée, contenant des veines de saumure (*brine channels*). La situation observée à la base du sondage LPV-VI est donc, toute proportion gardée, similaire. Chinn (1993) mentionne aussi le fait que les

⁴⁸ Voir point IV.2.4.1.1.

lacs *dry-based* peuvent contenir un niveau d'eau extrêmement salée à leur base, qui ne gèle pas vu l'abaissement du point de congélation avec la salinité.

Remarque

La comparaison des profils ioniques avec les profils isotopiques pose la question du manque de symétrie entre eux. On pourrait en effet s'attendre à ce que les uns soient l'image miroir des autres, puisque d'une part les ions sont expulsés de la phase solide en croissance, tandis que d'autre part les isotopes lourds sont préférentiellement incorporés dans la glace qui se forme. La réalité est différente. Premièrement, l'effet « fin de réservoir » apparaît plus haut dans le profil isotopique que dans le profil ionique. Deuxièmement, l'enrichissement isotopique observé dans les sondages LPI et LPV-VI n'a pas d'équivalent dans le profil chimique. Ces différences peuvent être expliquées comme suit. Le profil ionique dépend surtout des inclusions présentes à la limite des cristaux de glace tandis que le profil isotopique reflète principalement la composition isotopique des cristaux eux-mêmes. Comme les cristaux sont grands dans la majorité du sondage, les échantillons prélevés pour les analyses chimiques n'ont intercepté qu'un petit nombre de limites entre cristaux. En revanche, à la base du sondage LPVI, les cristaux de glace sont plus petits et les limites interceptées plus nombreuses. En outre, la concentration en ions résiduels est telle qu'une sous-structure semblable à celle présente dans la glace de mer a pu se développer, emprisonnant des saumures.

V.2.3.1.4. Gaz

Les résultats des analyses de gaz confortent les interprétations des autres données.

Le contenu total en gaz est très faible en comparaison avec les valeurs typiques pour de la glace météorique, qui sont d'environ $0,1 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ de glace aux conditions STP (Martinerie et al., 1992). Les valeurs obtenues pour les échantillons sont proches de $0,020 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$, avec une exception près du fond du sondage LPVI où un maximum de $0,080 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ a été observé. Ces valeurs sont comparables, quoique supérieures, à celles mesurées dans les couverts de glace des lacs Brownworth et Bonney (tableau IV.4). Des expériences de congélation de solutions diluées⁴⁹ dans un réservoir fermé ont été réalisées par Killawee et al. (1998) en faisant progresser le front de gel verticalement de haut en bas à vitesse contrôlée. L'une d'elles, réalisée avec une vitesse de congélation constante de $0,8 \mu\text{m s}^{-1}$, a conduit à un contenu total en gaz compris entre 0,05 et $0,06 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ dans le dernier incrément, c'est-à-dire dans la glace formée quand le front de gel approche du fond du réservoir.

⁴⁹ contenant différents ions (tels que Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Cl^- , NO_3^- et HCO_3^-)

La concentration en CO₂ mesurée dans la glace au-dessus des sédiments est généralement supérieure à la concentration atmosphérique, mais largement inférieure à celle de l'air dissous dans l'eau à 0°C à une pression de 1 atm (19300 ppmv). Le rapport O₂/N₂ est quant à lui compris entre la valeur atmosphérique et celle de l'air dissous dans l'eau. Ces caractéristiques sont similaires à celles que nous avons observées dans les couverts de glace des lacs Brownworth, Bonney et Trough⁵⁰. Ces faibles concentrations en CO₂ mesurées semblent indiquer une sous-saturation en CO₂ dans l'eau à proximité du couvert de glace. Une telle sous-saturation en CO₂ a effectivement été observée dans les eaux de surface de plusieurs lacs au couvert de glace permanent, comme les lacs Bonney et Hoare dans la vallée de Taylor (Neumann et al., 2001), le lac Joyce dans la vallée de Pearse, et le lac Miers dans la vallée de Miers (Anderson et al., 1998). Les valeurs des rapports O₂/N₂ que nous avons mesurées sont liées aux coefficients de diffusion de ces deux gaz qui gouvernent leur concentration à l'interface entre la glace et l'eau⁵¹ : l'O₂ diffuse plus rapidement dans l'eau sous-jacente au front de gel qui progresse, tandis que le N₂, qui diffuse moins vite, a une concentration qui reste plus élevée à l'interface. Les valeurs de ce rapport que nous avons mesurées sont presque toutes inférieures à celles mesurées par Craig et al. (1992) dans des bulles du couvert de glace du lac Hoare (valeurs comprises entre 0,48 et 0,51). Craig et al. (1992) ont mis en évidence la sursaturation en O₂ dans ce lac, dans lequel la production locale d'O₂ par photosynthèse a été estimée à 11% de l'apport total en O₂. Cette activité photosynthétique est une des causes de la sous-saturation en CO₂. Celui-ci est consommé pour la production biologique primaire, et est perdu pour l'eau du lac quand la matière organique sédimente.

Les compositions en gaz sont en revanche très différentes près du fond du sondage LPV-VI. La concentration en CO₂ y atteint la valeur exceptionnellement élevée de 695000 ppmv, ce qui à notre connaissance est la valeur la plus élevée rapportée pour de la glace naturelle. Dans les expériences de Killawee et al. (1998), citées plus haut, la concentration en CO₂ a régulièrement atteint les 30 %. Une de ces expériences, réalisée à une vitesse de congélation constante de 2,2 μm s⁻¹ a conduit à une concentration en calcium d'environ 1,3 mmolL⁻¹ (ce qui équivaut à 2,6 meqL⁻¹) dans les derniers incréments de glace. La concentration en CO₂ y a atteint la valeur de 63 % (630000 ppmv), ce qui est proche de la valeur de 695000 ppmv mesurée à la base du sondage LPVI. Cette expérience a montré que de très fortes concentrations en CO₂ peuvent être expliquées par la formation de CO₂ produit par précipitation de CaCO₃ selon l'équation générale: $Ca^{2+}_{(aq)} + 2 HCO_3^{-}_{(aq)} \rightarrow CaCO_3 (s) + H_2O_{(aq)} + CO_2 (aq \text{ ou } gaz)$. Des cristaux de calcite ont, en effet, été observés au sein des derniers incréments de glace formés durant cette expérience. Une telle influence de la précipitation de carbonates sur la concentration en CO₂ a aussi été plus récemment mise en évidence par

⁵⁰ Voir tableau IV.4 au point IV.3.4.2.1.

⁵¹ Voir annexe 2.

Tison et al. (2002), dans de la glace de mer expérimentale. Ils ont mesuré des concentrations en CO_2 supérieures à 50% dans de la glace contenant des précipités de carbonate de calcium.

Dans notre cas, la concentration en calcium dans les échantillons les plus profonds du sondage LPV-VI ($2,187 \text{ mmolL}^{-1} = 4,4 \text{ meqL}^{-1}$) est même supérieure aux valeurs de l'expérience de Killawee et al. (1998) mentionnée ci-dessus ($1,3 \text{ mmolL}^{-1}$). Ce processus d'enrichissement en CO_2 est tout à fait probable dans le cas de précipitation de calcite dans une solution eutectique calcite-glace-eau telle que décrite par Hallet (1976). Le contenu en particules de la glace à l'extrême base du sondage LPV-VI a été examiné par microscope électronique à balayage. Des précipités de calcite ont été observés (figure V.15), ce qui confirme la présence de ce processus. La concentration en solutés par congélation conduit donc à une sursaturation pour la calcite à l'interface glace/eau. Quand la solution devient fortement sursaturée, de la précipitation se produit et est associée à un dégazage et à une formation de bulles contenant plus de 50% de CO_2 , qui sont emprisonnées dans la glace.

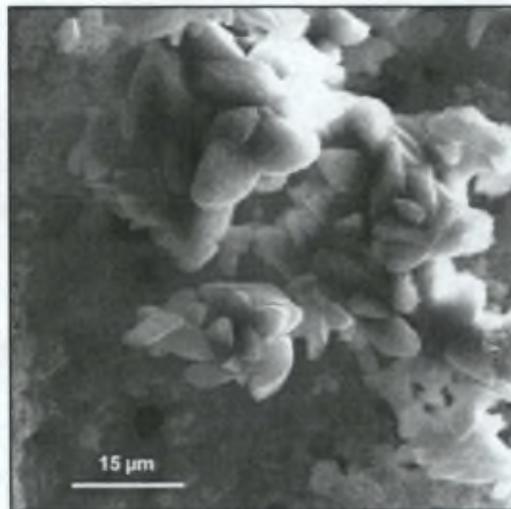


Figure V.15: Photographie au microscope électronique à balayage de précipités de carbonate de calcium prélevés dans la glace à l'extrême base du sondage LPVI. Les cristaux de calcite ont des formes de scalénoédres.

Par ailleurs, on remarquera que le rapport O_2/N_2 est relativement élevé même à la base du sondage LPV-VI (tableau V.1). Cela indique qu'il n'y a pas eu d'apport significatif en CO_2 par oxydation de la matière organique. La faible concentration en CH_4 va dans le même sens. La concentration en Ar, quant à elle, est particulièrement faible à la base du sondage LPV-VI (0,39 %). Ceci conforte la validité de l'hypothèse d'une source de gaz liée à la précipitation de calcite, qui diminue proportionnellement la concentration en Ar.

V.2.3.2. Glace présente sous les niveaux de sédiments

Comme nous l'avons vu, la glace située sous les sédiments diffère nettement par son aspect de celle des parties supérieures des sondages. En outre, les caractéristiques de la partie inférieure du sondage LPI diffèrent de celles de la base du sondage PII. Cependant, les propriétés de cette glace nous amènent à la conclusion qu'il s'agit aussi de glace de lac.

Malgré les différences apparentes, on voit sur un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ que toutes les glaces situées sous les sédiments présentent la même **tendance isotopique** que celles des parties supérieures (figure V.16). Ces échantillons s'alignent sur une droite qui se confond quasiment avec celle présentée plus haut pour les échantillons prélevés au-dessus des sédiments (voir figure V.13). Son équation est:

$$\delta D = 5,57 \delta^{18}O - 72,32 \quad (r^2 = 0,997).$$

Comme nous l'avons vu plus haut, cette signature isotopique est celle du gel d'une eau parente ayant une composition similaire ou du moins située sur la pente de gel.

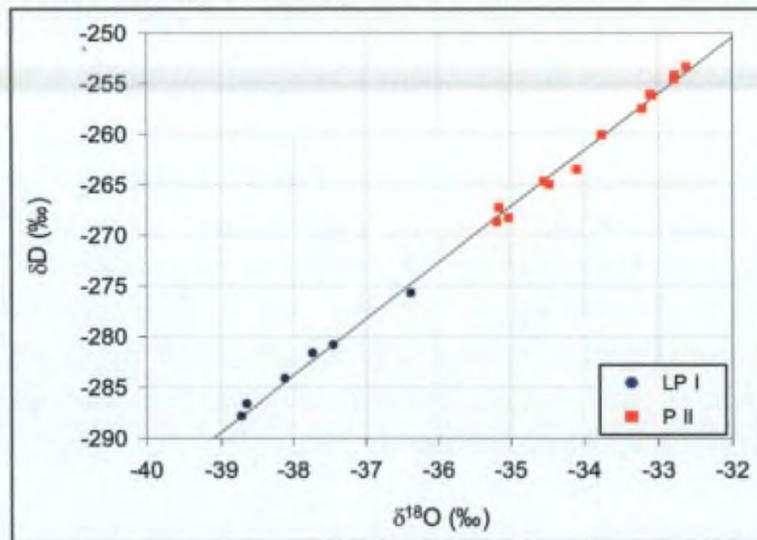


Figure V.16: Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ représentant les échantillons prélevés dans le couvert de glace du lac Popplewell, sous et entre les couches de sédiments (sondages LPI et PII).

La signature d'un processus de congélation est aussi apparente au niveau des **bulles et de la texture** de la glace, même si ces caractéristiques sont moins marquées que dans les parties supérieures des sondages.

Cette signature de congélation est manifeste dans la glace présente entre 361 et 423 cm de profondeur (entre deux couches de sédiments) dans le sondage LPI. Les bulles, quoique d'aspect très différent de celles rencontrées dans la partie supérieure des

sondages, sont en grande majorité allongées verticalement. Les cristaux y montrent aussi une élongation verticale, même s'ils présentent des limites irrégulières. Cette texture ressemble à celle de glace de mer à texture colonnaire qui a subi de la recristallisation à une température proche de celle du point de fusion. Tison et al. (2002) ont observé ce phénomène dans de la glace de mer expérimentale qui a été soumise à une phase de réchauffement. Ce processus a été mis en évidence par Tucker et al. (1987), sous le nom de "retexturisation", dans de la glace de mer arctique pluri-annuelle, qui est donc soumise à un réchauffement durant l'été. Il est principalement lié à l'élimination des poches de saumure et à une réorganisation de la sous-structure de la glace de mer. Les concentrations ioniques dans glace de la partie inférieure du sondage LPI sont de fait très élevées pour de la glace de lac (jusque $7,9799 \text{ meqL}^{-1}$ de Cl^- , soit 282,89 ppm). Même si elles sont inférieures à celles généralement mesurées dans la glace de mer, les concentrations en Cl^- à la base du sondage LPI sont néanmoins comprises dans la fourchette des valeurs minimales mesurées dans ce type de glace⁵².

Les cristaux et bulles qui présentent un allongement vertical dans la glace de la partie inférieure du sondage PII, sous les sédiments, indiquent aussi un processus de congélation même s'ils coexistent avec de nombreuses bulles sphériques.

Par ailleurs, les **compositions isotopiques** et les **concentrations ioniques** mesurées dans les glaces des parties inférieures de ces deux sondages indiquent également un effet de fin de réservoir, même dans les cristaux polygonaux à la base du sondage LPI, qui n'ont pas un aspect typique de glace de congélation. Dans les deux sondages, un appauvrissement en isotopes lourds est manifeste et les valeurs les plus négatives sont rencontrées à la base. Les concentrations ioniques croissent progressivement avec la profondeur dans la partie inférieure du sondage LPI, avec des pics rencontrés à proximité de sédiments qui pourraient correspondre à la base du réservoir dont l'eau a presque entièrement gelé.

Les **compositions en gaz** sont très contrastées par rapport à la partie supérieure des sondages (tableau V.1 p. 135): les rapports O_2/N_2 y sont inférieurs et les concentrations en CO_2 y sont plus élevées (hormis par rapport aux concentrations exceptionnelles de CO_2 rencontrées à la base du sondage LPV-VI – échantillons LPVI 19). Ce contraste se marque particulièrement dans le cas des échantillons mesurés à la base du sondage LPI. Les concentrations en CO_2 y sont proches de 250000 ppmv et les rapports O_2/N_2 sont faibles en raison de faibles concentrations en O_2 (seulement 2,22 % mesurés dans l'échantillon LPI 9b). Les concentrations en CH_4 y sont aussi élevées, et la concentration en Ar supérieure à la valeur atmosphérique. Il est à noter que les concentrations en gaz sont relativement homogènes pour tous les échantillons de la

⁵² Meese (1989) donne un aperçu des concentrations en Cl^- présentées dans la littérature pour de la glace de mer. Les valeurs minimale et maximale qu'il mentionne sont de 20 ppm et 10000 ppm.

partie inférieure de ce sondage, et ce malgré la différence de texture. Les mêmes processus se sont probablement déroulés dans la glace aux cristaux polygonaux des échantillons LPI 9 et LPI 11 que dans la glace aux cristaux aux limites irrégulières des échantillons LPI 7 D et E. Ces processus sont complexes. Nous les exposons ci-dessous.

Des carbonates ont pu précipiter et produire du CO_2 , à l'instar de ce qui s'est produit à la base du sondage LPVI⁵³ (échantillons LPVI 19). La concentration en calcium est en effet supérieure (jusque $9,83 \text{ meqL}^{-1}$, soit $4,91 \text{ mmolL}^{-1}$) dans certains de ces échantillons par rapport à celle mesurée à la base du sondage LPVI. Cependant, les compositions diffèrent par ailleurs sensiblement de celles des échantillons LP VI 19 dans lesquels le rapport O_2/N_2 est relativement élevé tandis que le CH_4 et l'Ar sont faibles.

D'autres processus ont dû se dérouler, comme de l'oxydation de la matière organique (qui peut être présente sous forme dissoute ou particulaire) ou autres réactions biogéochimiques telles que celles que nous avons présentées au point IV.3.4.2.3. La relation inverse entre le CH_4 et l' O_2 va dans ce sens, indiquant une production de CH_4 accrue dans des conditions localement anaérobies (la concentration en O_2 peut être presque nulle dans certains sous-systèmes). Ces processus ont pu affecter la composition en gaz dissous dans l'eau avant congélation. Ils ont pu aussi se produire au sein-même de la glace si celle-ci est relativement ancienne, contient de la matière organique et des bactéries actives. Nous n'avons cependant aucun élément pour confirmer cette dernière hypothèse.

Les compositions en gaz dans la partie inférieure du sondage PII indiquent que des processus de ce type ont aussi pu se dérouler, mais dans une moindre mesure.

Les couches de sédiments rencontrées au sein du couvert de glace du lac Popplewell marquent une limite nette entre différents types de glace de lac qui ont subi des effets de fin de réservoir. Les types de bulles, la texture et les compositions en gaz sont très différents de part et d'autre, mais la signature isotopique est identique. Afin de comprendre la genèse de ce couvert de glace, il convient d'essayer de cerner les processus de formation de ces couches de sédiments. C'est l'objet du point suivant.

V.2.3.3. Formation des couches de sédiments

Plusieurs hypothèses d'incorporation de sédiments dans la glace de lac ont été proposées dans la littérature. Nous en avons donné un aperçu au point II.3.2.3. Elles sont basées sur diverses observations qui ont montré que tout sédiment déposé sur la

⁵³ Voir point V.2.3.1.4.

surface du couvert de glace pouvait éventuellement traverser le couvert de glace et se déposer dans la colonne d'eau sous-jacente (Nedell et al., 1987; Wharton et al., 1989; Squyres et al., 1991; Hendy, 2000a). Il est cependant peu probable, dans le cas du lac Popplewell, que les couches de sédiments se soient formées par le mouvement progressif des particules vers le bas au sein de la glace comme suggéré par ces différents auteurs. En effet, il n'y a pas de particules visibles dans la glace susjacente. La surface du couvert de glace était par ailleurs dépourvue de débris lors des différentes missions de terrain.

Le lac Vida, dont le couvert de glace est aussi ancré au fond du lac, contient également plusieurs couches de sédiments. Calkin et Bull (1967) ont proposé un mécanisme d'incorporation de sédiments éoliens qui est le suivant. Pendant l'hiver, des sables et limons, apportés par le vent, forment une couche à la surface du couvert de glace. Certaines années, l'épaisseur de cette couche peut être plus importante. Durant l'été, de l'eau de fonte vient recouvrir le lac, avant de geler, emprisonnant les sédiments à sa base. Par des processus de fonte et d'absorption différentielle des radiations, les couches de débris de différents hivers peuvent se concentrer en horizons plus épais.

Récemment, un autre mécanisme, similaire à celui évoqué ci-dessus, mais à une autre échelle, a été proposé pour expliquer la présence des sédiments dans le couvert de glace du lac Popplewell (Sleewaegen et al., 2002). Des sédiments apportés par le vent se sont déposés pendant un certain laps de temps à la surface d'un couvert de glace, avant qu'une quantité substantielle d'eau liquide ne ré-envahisse le bassin lacustre et qu'un nouveau couvert de glace se forme par gel complet du nouveau réservoir d'eau ainsi constitué. Les sédiments analysés dans le sondage LPI présentent en effet un caractère éolien: le caractère bimodal de la distribution granulométrique des sédiments ainsi que la faible abondance des particules autour du diamètre de $80\mu\text{m}$ sont des propriétés souvent rencontrées dans les zones arides du monde. (pour un aperçu de la littérature, voir Pye 1987; Offer et Azmon, 1992). L'hypothèse est donc que le couvert de glace de lac s'est formé en deux étapes séparées par une période d'accumulation éolienne responsable de la formation de la couche de sédiments présente actuellement à 352 cm de profondeur. Dans un tel scénario, les processus de migration des sédiments dans la glace ont probablement pu avoir lieu dans la partie inférieure du couvert de glace au niveau des sondages LPI et PIII, sous la couche de sédiments, au moment où la partie supérieure de la glace de lac n'était pas encore présente. Ceci est indiqué par la pénétration de particules au sein de la glace à partir de la base du niveau de sédiments (figure V.5.D).

De nouveaux éléments nous permettent actuellement de proposer une variante de ce mécanisme pour la formation de cette couche de sédiments. Comme nous l'avons

signalé dans la description⁵⁴, la surface du lac Popplewell était complètement liquide en janvier 2002. Deux hypothèses, compatibles entre elles, peuvent être avancées : la surface du lac a fondu et/ou un apport d'eau de fonte considérable a inondé la surface du couvert de glace. Ces hypothèses sont détaillées ci-dessous.

S'il y a fonte du couvert de glace depuis la surface, il est tout à fait possible, dans le cas d'un lac *dry-based*, que la partie inférieure du couvert de glace ne fonde pas et reste ancrée au fond du lac. Une telle situation a été étudiée par Blake (1989), pour un lac gelé situé sur l'île d'Ellesmere au Canada. Il a pu observer que la glace en surface de ce lac avait fondu sur toute son étendue, mais que la partie la plus profonde du lac contenait encore de la glace ancrée sur le fond. Des sondages ont montré qu'environ 1 à 2 mètres d'eau recouvraient 3 à 4 mètres de glace. Dans un tel scénario, la surface de la glace résiduelle peut être considérée comme le fond d'un nouveau réservoir d'eau liquide. Des sédiments peuvent s'y déposer. Un couvert de glace peut se former en surface et progresser jusqu'à ce niveau de sédiments, en présentant toutes les caractéristiques isotopiques et ioniques d'une fin de réservoir.

Une nappe d'eau de fonte d'une grande épaisseur peut par ailleurs recouvrir complètement la surface du lac en cas d'été particulièrement clément. Doran et al. (2003) ont mentionné l'importance de ce type de phénomène pour le lac Vida. Ils expliquent que des nappes d'eau chargées en sédiments peuvent être à l'origine des couches de sédiments rencontrés dans le couvert de glace : les sédiments se déposent à la surface de la glace sous-jacente avant que la nappe d'eau ne gèle. Une nappe d'eau de ce type, d'environ 1 mètre d'épaisseur, a été observée sur le lac Vida pendant l'été 2001-2002, qui correspond justement à l'été durant lequel la surface du lac Popplewell a été liquide. Des inondations de plus petite ampleur ont déjà été observées par Lorrain (communication personnelle) sous forme de glaçages (*icings*), comme nous l'avons mentionné dans la description (point V.2.1).

Ces deux dernières hypothèses ne sont pas en contradiction avec le caractère éolien des sédiments analysés. En effet, comme le suggèrent Sleewaegen et al. (2002), le caractère éolien visible sur certaines particules examinées au microscope électronique à balayage (comme leur arrondi et leur surface criblée de trous) peut être une signature présente de manière généralisée dans les sédiments du fond de la vallée. Des héritages éoliens sont en effet présents dans les Dry Valleys. Des vents importants sont responsables de la corrasion des roches, du développement de pavement de pierres et de la présence de dunes de sable (dans la Vallée de Victoria). De plus, à des températures basses, telles que celles qui existent en hiver dans cette région (-20 °C et en dessous), les cristaux de glace ont la même dureté que des grains d'orthose et peuvent être en

⁵⁴ Voir point V.2.1.

suspension ou saltation durant les tempêtes, accentuant l'érosion éolienne. Par ailleurs, Fountain et al. (1999) mentionnent que les sédiments éoliens peuvent s'accumuler dans les chenaux des cours d'eau sporadiques, surtout en hiver, quand ceux-ci sont à sec et que les vents sont les plus violents. Ces sédiments sont transportés par l'eau en été quand le débit le permet. Ce transport a lieu sur de courtes distances avant leur arrivée dans les dépressions lacustres. Ils ne portent donc pas de trace de transport par l'eau, ce qui leur conserve leur caractère éolien.

V.2.3.4. Construction du couvert de glace du lac Popplewell

Si la surface du lac Popplewell était entièrement non gelée en janvier 2002, rien n'empêche de penser que cette situation a déjà pu se produire par le passé⁵⁵. Dans ce cas, la glace présente sous les sédiments correspondrait à la partie inférieure d'un « premier » couvert de glace, dans lequel l'effet de fin de réservoir était marqué. La partie supérieure de ce premier couvert de glace aurait fondu, laissant une masse de glace résiduelle ancrée au fond du lac. Il est probable, dans ces conditions, que la température de cette glace résiduelle ait augmenté en raison de la présence d'eau liquide à son contact et que cela ait ainsi favorisé une recristallisation⁵⁶ responsable du caractère irrégulier des cristaux allongés de la base du sondage LPI. Les compositions isotopiques et ioniques indiquent par ailleurs un effet de fin de réservoir assez marqué immédiatement en dessous des sédiments, confortant l'hypothèse que la partie supérieure de ce premier couvert de glace, dans laquelle l'effet de fin de réservoir était probablement moins marqué, aurait disparu. Allant de pair avec la fonte de la partie supérieure du couvert de glace, un apport fluvial accru aurait été responsable de l'accumulation des sédiments à la surface de la glace résiduelle ancrée au fond. Par la suite, toute cette eau aurait regelé complètement, reconstituant ainsi la couverture intégrale de glace du lac. Celle-ci a une épaisseur de l'ordre de 3 mètres au-dessus des sédiments. Nous ne disposons malheureusement d'aucune mesure de profondeur de l'eau en surface du lac en janvier 2002 qui permettrait de dire que cet épisode de fonte-apport fluvial ait eu une telle ampleur.

La glace présente au-dessus des sédiments correspondrait ainsi à ce « nouveau » couvert de glace. Au vu des différentes propriétés que nous avons mises en avant, il apparaît clairement que cette glace s'est formée par le gel progressant verticalement vers le bas d'un réservoir d'eau fermé ou quasi-fermé. Cependant, nous n'avons pas d'échelle de temps. Un couvert de glace d'environ 3 mètres peut se former en une année

⁵⁵ Chinn (1985) mentionne une période particulièrement chaude dans les Dry Valleys durant l'été austral 1973-1974. Il évoque la formation à cette occasion d'un étang d'eau de fonte de 20 mètres de profondeur à la marge du glacier Jeremy Sykes (vallée de Wright, voir figure IV.1). Cet étang a survécu pendant plus d'une dizaine d'années, révélant l'impact à moyen terme d'événements rares mais extrêmes.

⁵⁶ La "retexturation" décrite par Tucker et al. (1987) et mentionnée au point V.2.3.2.

à la surface d'un réservoir d'eau en contact avec l'atmosphère dans les conditions qui règnent dans les Dry Valleys (Chinn, communication personnelle). L'entièreté du couvert de glace au-dessus des sédiments aurait donc pu en théorie se former en un seul hiver. Cependant il nous semble improbable que ce soit le cas, parce que l'enrichissement isotopique visible après un appauvrissement marqué dans les différents sondages (voir point V.2.3.1.2.) implique un contact de l'eau résiduelle avec une eau moins négative, probablement l'eau du *moat*. Or, le *moat* ne se forme qu'en été, ce qui indique que la formation de la partie supérieure de la glace de lac s'est étendue sur une période incluant un été.

Nous ne savons pas depuis combien de temps ce « nouveau » couvert de glace s'est formé. La question de sa persistance potentielle au fil des années malgré l'ablation de surface se pose. Un lac *dry-based* est alimenté uniquement par écoulement d'eau de fonte des glaciers ou de la neige en surface du couvert de glace (Chinn, 1993). Le bilan entre l'alimentation et l'ablation de surface gouverne l'épaisseur de la glace. Dans le cas du lac Popplewell, comme nous l'avons vu, un petit cours d'eau sporadique s'écoule le long du côté droit du glacier Suess pendant les jours les plus ensoleillés de l'été, et atteint éventuellement le *moat*. En de rares occasions, celui-ci déborde. Par conséquent, un lit d'eau s'étale sur le couvert de glace et gèle sur place, formant des *icings*.

Paradoxalement, nous n'avons trouvé aucune trace d'*icing* dans les sondages prélevés dans le lac, même dans les deux petits sondages de surface. Les *icings* sont généralement lités (Schohl et Ettema, 1986) et sont habituellement caractérisés par de petits cristaux équigranulaires qui ne présentent pas de structure discernable ni d'orientation des axes optiques préférentielle (Pollard et van Everdingen, 1992). De plus, les *icings* présentent une composition isotopique particulière, dont une absence de corrélation entre les valeurs δ et l'excès en deutérium (Souchez et al., 2000). Ceci est l'opposé de la relation claire entre δD et d que nous avons observée (figure V.14). Nous supposons que, sur un laps de temps annuel, les *icings* sont éliminés par l'ablation en surface, qui est comprise entre 0,200 et 0,305 m an⁻¹ (Chinn, 1993). L'*icing* observé par Lorrain (communication personnelle) en janvier 1998 avait une épaisseur de 2 à 3 cm.

V.2.4. Conclusion

L'ensemble des investigations que nous avons menées sur le couvert de glace du lac Popplewell indique qu'il était gelé à bloc au moment des échantillonnages. Selon nous, la formation de ce couvert de glace s'est faite en au moins deux étapes. La glace présente sous les sédiments correspond à la partie inférieure d'un ancien couvert de glace, qui a fondu dans sa partie supérieure lors d'un événement particulièrement chaud.

Ces températures plus élevées ont en outre été responsables d'un apport important en surface du lac d'eau de fonte provenant du glacier. Les sédiments en suspension dans cette eau se sont déposés au fond du nouveau réservoir d'eau liquide, c'est-à-dire au sommet de la glace résiduelle ancrée sur le fond. La partie supérieure du couvert de glace, au-dessus des couches de sédiments, s'est formée par gel progressif vers le bas d'un réservoir d'eau fermé ou quasi-fermé.

Vu la spécificité de la glace présente sous les sédiments, des investigations supplémentaires sont nécessaires. Elles permettraient de mieux cerner les mécanismes qui ont conduit à des propriétés différentes de celles de la glace de lac au-dessus des sédiments. Suivant notre hypothèse de formation du couvert de glace, la glace sous les sédiments peut être relativement plus ancienne par rapport à la glace sus-jacente.

Par ailleurs, la particularité du lac Popplewell implique des interactions glacier-lac d'une autre nature, en tout cas dans les conditions actuelles, que celles que nous avons mises en évidence entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth, qui est *wet-based*. Le lac Popplewell a en effet un caractère *dry-based*, mais de l'eau liquide peut, parfois, être présente en abondance à sa surface et dans son voisinage immédiat. L'étude détaillée de la composition de la glace de l'*apron* du glacier Suess à proximité du lac Popplewell a pour but d'éclairer la nature de ces interactions.

V.3. ETUDE DE L'APRON DU GLACIER SUESS

Après une description du site, nous allons présenter les propriétés de la glace de l'apron ainsi que celles de la glace basale prélevée au sein du tunnel creusé en amont⁵⁷. Dans la discussion, nous exposerons les différentes signatures qui caractérisent la glace de l'apron.

V.3.1. Description du site

Les observations faites sur l'*apron* ont permis de décrire une séquence de 3 à 5 mètres de hauteur composée de couches de glace d'épaisseurs variables (1 cm à quelques décimètres), séparées par des lits de sable et fins graviers. En certains endroits, les couches de sable sont associées à une fine couche de boue organique ou à un niveau d'algues. L'ensemble de la séquence présente un pendage de 12 à 22 degrés vers l'amont du glacier. Quelques blocs de sédiments lacustres se retrouvent dans l'*apron*, en particulier dans sa partie supérieure (figure V.17 A). Les structures sédimentaires bien

⁵⁷ Voir figure II.22 pour localisation.

conservées suggèrent que les sédiments étaient gelés pendant leur entraînement. Cet *apron* diffère sensiblement de la glace bulleuse dépourvue de particules visibles qui compose la falaise sus-jacente. L'apron est en grande partie recouvert d'une couche de glace superficielle composée d'eau de fonte regelée et de blocs de glace effondrés de la falaise. En été 2002 cependant, cette couche superficielle a en partie disparu, laissant directement apparentes les structures sous-jacentes (figure V.17 B).

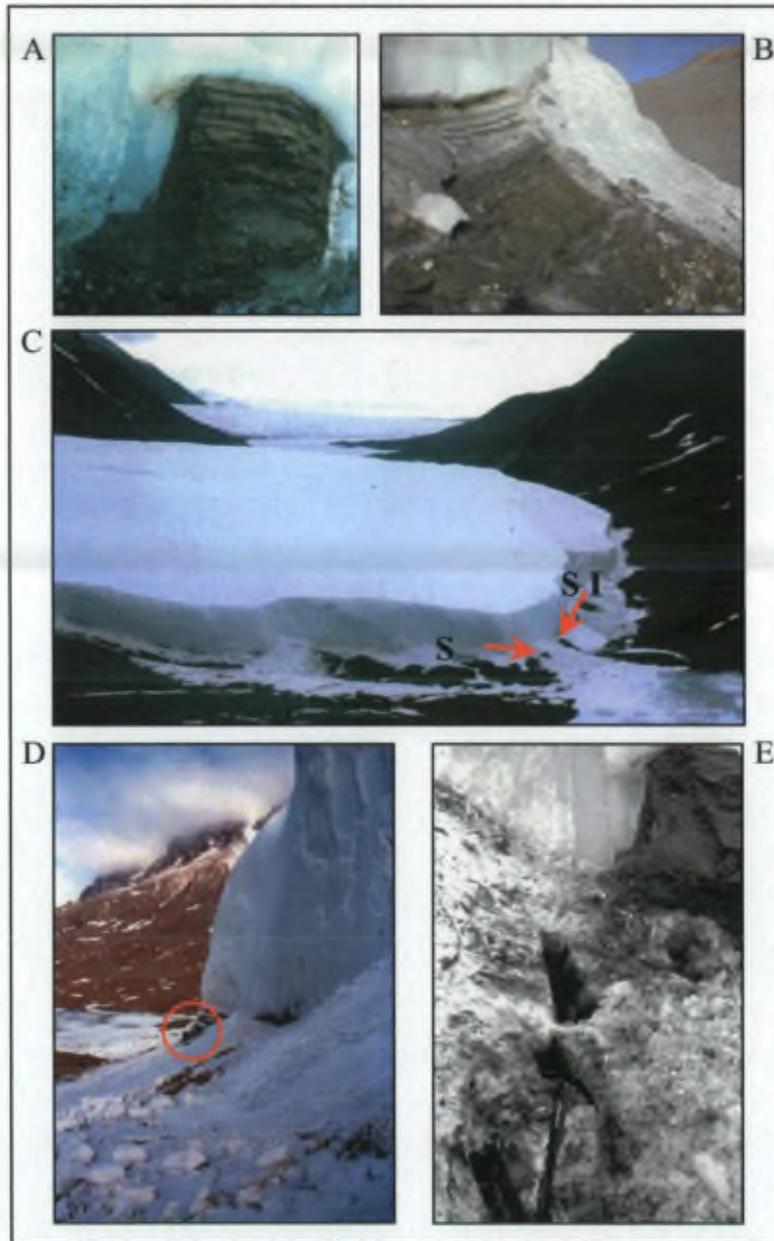


Figure V.17: Photos de l'apron du glacier Suess. (A): Bloc de sédiments lacustres bien lités affleurant à la surface de l'apron – la hauteur du bloc est de environ 1 mètre ; (C): Structures apparentes quand le couvert de glace superficielle a fondu (janvier 2002) ; (C): Vue d'ensemble de la partie terminale du glacier Suess sur sa bordure droite, montrant l'apron et le lac Popplewell en avant-plan ; la localisation des sites S I et S II est représentée ; (D): Emplacement de la séquence du site S I, avec le lac Popplewell en arrière-plan ; les hommes, donnent l'échelle ; (F): Tranchée du site S II à proximité du bloc de sédiments lacustres visible en (A); le piolet en avant-plan donne l'échelle. Photos prises en été 1996 par R. Lorrain sauf la photo (B) prise en janvier 2002 par S. Fitzsimons.

Deux tranchées ont été creusées dans l'apron, correspondant aux sites S I et S II (figures V.17 C, D et E et figure V.18 pour localisation). Des blocs d'environ 10 cm de large, 10 cm d'épaisseur et 30-40 cm de hauteur ont été prélevés le long d'une séquence taillée le plus près possible de la verticale en ces deux sites. Afin d'éviter des effets d'altération de surface, les blocs de glace ont été prélevés à 50 cm de celle-ci.

La figure V.18 reprend la localisation des sites S I et S II ainsi que celle de la séquence de glace basale prélevée dans un puits au fond du tunnel creusé à la base du glacier.

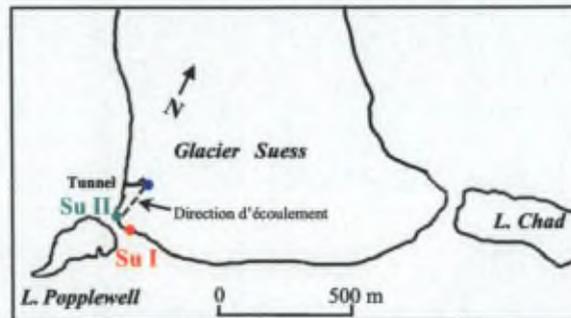


Figure V.18: Carte de la partie terminale du glacier Suess. Les localisations des sites Su I et Su II à l'apron sont représentées ainsi que celle du tunnel et du puits creusé à son extrémité (en bleu). La direction d'écoulement du glacier dans cette zone est aussi indiquée.

Les glaces prélevées ont fait l'objet d'analyses cristallographiques, d'analyses des isotopes stables de l'eau, ainsi que de mesures de composition et contenu total en gaz.

V.3.2. Résultats

Nous allons présenter ici les caractéristiques de la glace de l'apron, mais aussi celles de la glace basale prélevée dans le tunnel. Leur comparaison est en effet indispensable pour comprendre la constitution de l'apron.

V.3.2.1. Présentation des faciès de glace

Les glaces rencontrées à l'apron et dans le tunnel du glacier Suess présentent de nombreuses similarités visuelles. C'est la raison pour laquelle nous avons établi une classification en faciès (figure V.19) commune pour ces deux sites (Sleewaegen et al., 2003). Les faciès et sous-faciès ont été établis en fonction de la teneur en débris et en bulles de la glace. Certains d'entre eux sont assimilables aux faciès rencontrés dans la moraine du glacier Wright Lower (voir point IV.3.3.1) mais présentent ici des caractéristiques propres.

1. Faciès ambré (figure V.19 A)

Il est composé de glace qui a une couleur légèrement ambrée et qui contient une grande quantité de particules très dispersées. Ce faciès a été introduit par Holdsworth (1974) sous le nom d'*amber ice* pour décrire une partie de la glace basale du glacier Meserve, situé non loin du glacier Suess mais dans la vallée voisine (vallée de Wright – voir figure II.19).

2. Faciès massif (figure V.19 B)

Ce faciès est composé de sables et fins graviers gelés, dans lesquels on retrouve des structures sédimentaires bien préservées. La glace n'est présente que dans les pores entre les grains.

3. Faciès stratifié

Ce faciès consiste en une succession de couches allant de bandes de glace sans particules apparentes à des bandes de glace contenant beaucoup de débris. L'agencement des ces débris est très variable. Pour en tenir compte, nous avons distingué un sous-faciès *laminé* et un sous faciès *dispersé*. Ce dernier sous faciès a été lui-même divisé en deux catégories pour rendre compte du contenu en bulles de la glace.

3.1. Sous-faciès laminé (figure V.19 C et D)

Ce sous-faciès contient des couches de glace sans particules de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, séparés par des lamines de glace riches en débris (de moins d'un millimètre à plusieurs millimètres d'épaisseur). Ces couches sont parfois superposées et forment des bandes de quelques centimètres d'épaisseur. L'épaisseur des niveaux de glace sans débris est plus grande à l'*apron* (figure V.19.D) que dans le tunnel (figure V.19.C).

3.2. Sous-faciès dispersé bulleux⁵⁸ (figure V.19 B et E)

Celui-ci contient des débris dispersés en concentrations variables, mais inférieures à celles des lamines riches en débris du sous-faciès laminé. Les bulles y sont nombreuses et sont pour la plupart allongées (de quelques dixièmes de millimètres à quelques centimètres de long), parallèlement à la direction de l'écoulement du glacier.

⁵⁸ Le type et l'agencement des bulles distinguent ce sous-faciès du faciès dispersé bulleux observé dans la moraine du glacier Wright Lower.

3.3. Sous-faciès dispersé transparent (figure V.19 F)

Ce dernier sous-faciès a les mêmes caractéristiques du point de vue débris que le sous-faciès dispersé bulleux, mais il contient moins de bulles. Quand elles existent, elles sont en général concentrées en des niveaux parallèles à la direction du flux. En certains endroits de l'*apron*, les bulles de ce sous-faciès présentent une forme particulière en éventail (figure V.19 G).

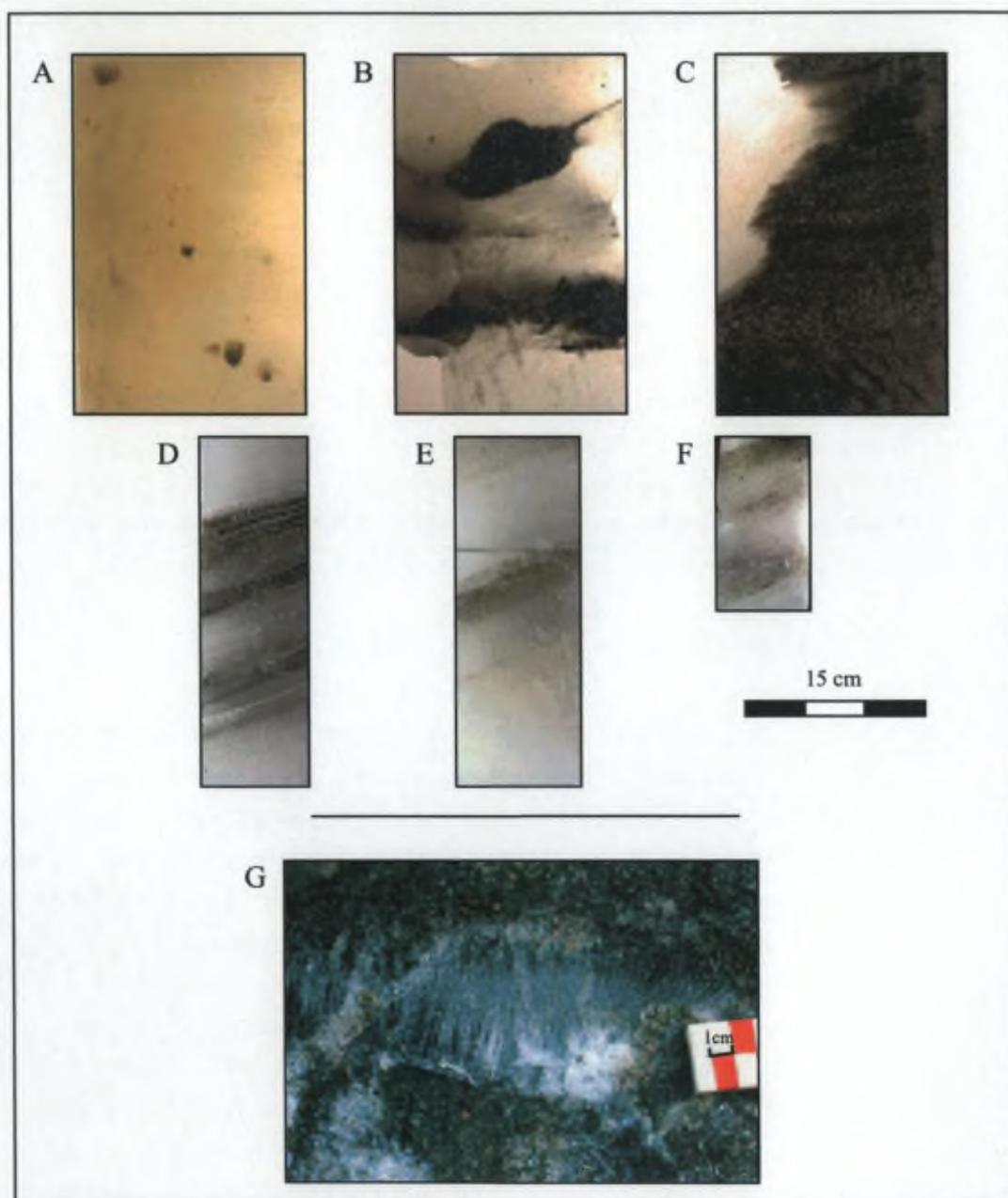


Figure V.19: Photos des faciès et sous-faciès rencontrés à l'apron et dans le tunnel du glacier Suess. (A): Faciès ambré; (B): Amas de faciès massif au sein du sous-faciès dispersé bulleux; (C): Sous-faciès laminé présent dans le tunnel; (D): Sous-faciès laminé de l'apron; (E): Sous-faciès dispersé bulleux; (F) : Sous-faciès dispersé transparent – la couleur brune est liée à la transparence de la glace qui laisse apparaître la couleur brune du support ; (G): Sous-faciès dispersé transparent avec des bulles en forme d'éventail, entre deux bandes de sédiments.

La figure V.20 montre la disposition de ces faciès à l'*apron* et dans le tunnel. L'épaisseur et la position relative de leurs affleurements diffèrent significativement d'un site à l'autre. Le faciès ambré, par exemple, n'a que 20 cm d'épaisseur au site I de l'*apron*, et est inexistant au site II, ce qui contraste avec les 125 cm d'épaisseur rencontrés dans le tunnel. Les séquences de l'*apron* ne contiennent pas de faciès massif (excepté à l'extrême base de la séquence S II), même si des couches de glace très riches en débris ont été observées. Dans la séquence du tunnel qui a été échantillonnée, ce faciès massif a été observé uniquement sous forme d'amas inclus dans le sous faciès dispersé bulleux. Par contre, ailleurs dans le tunnel, ce faciès est beaucoup plus développé et peut atteindre jusque 60 cm d'épaisseur dans le fond du tunnel (Fitzsimons et al.; 1999). Le sous-faciès dispersé transparent rencontré à la base du profil S II correspond à une zone de glace transparente dans laquelle on retrouve des bulles en forme d'éventail.

La disposition de ces faciès au sein de la glace basale du glacier Suess diffère par ailleurs nettement de celle observée dans la glace basale d'autres glaciers alpins voisins qui n'atteignent pas le fond de vallée. Il s'agit par exemple du glacier Meserve. A la base de celui-ci, la glace ambrée est en contact direct avec le lit au sein du tunnel à une vingtaine de mètres de la falaise de glace marginale (Holdsworth, 1974; Cuffey et al., 2000). Par contre, à la base du glacier Suess, même 25 mètres à l'intérieur du tunnel, la glace ambrée se situe à 2,15 mètres du lit effectif (défini comme le niveau où le déplacement est nul) et surmonte un épais faciès stratifié.

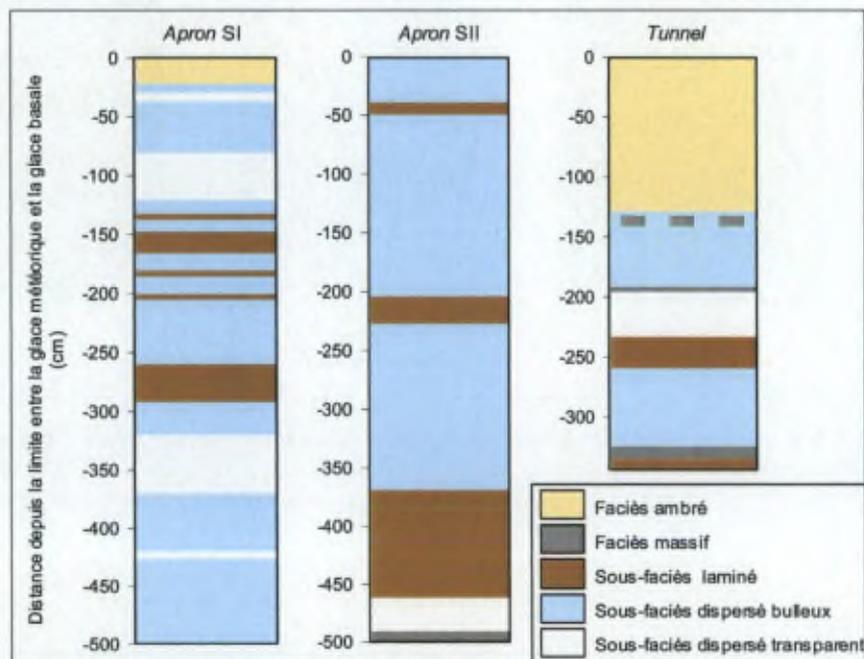


Figure V.20: Disposition des faciès et sous-faciès de glace dans les séquences de l'*apron* et du tunnel du glacier Suess.

V.3.2.2. Résultats des analyses de composition réalisées sur la glace de l'apron

Dans le faciès ambré, les **cristaux** de glace sont équigranulaires et très petits (diamètre moyen de 0,7 mm – figure V.21.A). Dans le faciès stratifié, la taille des cristaux varie de ~1 à ~10 mm de diamètre. Les plus petits cristaux sont observés en présence de particules sédimentaires, comme dans le sous faciès laminé (figure V.21.B). Les plus grands cristaux se retrouvent dans le sous faciès dispersé transparent (figure V.21.C) et dans une partie du sous-faciès dispersé bulleux (figure V.21.D). Ce dernier sous-faciès présente aussi de petits cristaux (diamètre d'environ 3 mm - figure V.21.E). Les cristaux sont par ailleurs particuliers dans le sous-faciès dispersé transparent au niveau des bulles en éventail, à la base de la séquence S II: ils sont très petits à l'endroit où les bulles se rejoignent (figure V.21.F).

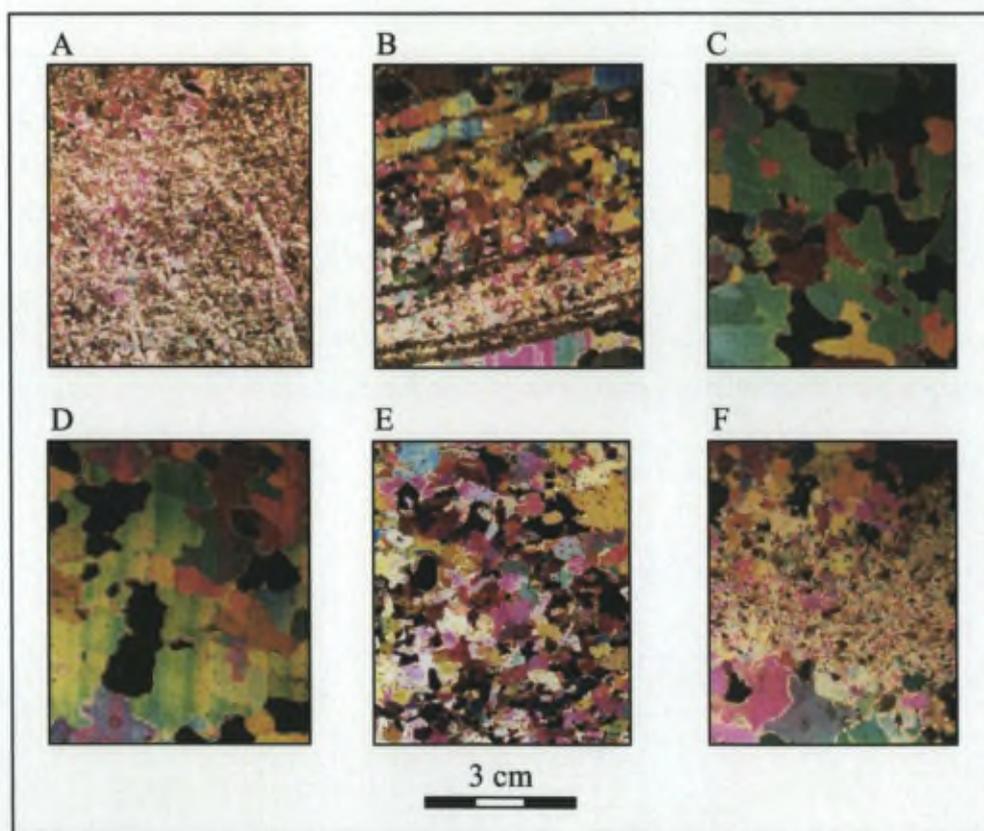


Figure V.21: Exemples de textures rencontrées dans l'apron du glacier Suess. (A): Faciès ambré (S I 2 ~5 cm de profondeur); (B): Sous-faciès laminé (S I 8 ~160 cm); (C): Sous-faciès dispersé transparent (S I 4 ~100 cm); (D): Sous-faciès dispersé bulleux (S II 10 ~200 cm); (E): Sous-faciès dispersé bulleux (S I 18 ~375 cm); (F): Sous-faciès dispersé transparent au niveau de bulles en éventail (S II 14 ~480 cm). Photos de lames minces verticales en lumière polarisée.

Les **profils isotopiques** sont présentés à la figure V.22 (voir aussi tableaux annexes 8.A et 8.B). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD varient peu dans la glace ambrée du site I (entre $-33,51$ et $-32,37$ ‰ et entre $-264,0$ et $-260,0$ ‰ respectivement). En

revanche, elles varient beaucoup dans le faciès stratifié (de $-38,64$ à $-28,10\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et de $-286,8$ à $-228,5\text{‰}$ en δD). Le sous-faciès laminé présente des valeurs majoritairement basses (de $-36,97$ à $-31,26\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et de $-278,7$ à $-253,3\text{‰}$ en δD). Une large gamme de valeurs se retrouve dans le sous faciès dispersé bulleux: de $-33,92$ à $-28,31\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et de $-267,6$ à $-228,5\text{‰}$ en δD . Ce sous-faciès présente peu de variations des compositions isotopiques dans la partie centrale de la séquence du site S I, mais présente des valeurs élevées dans sa partie inférieure. Le sous-faciès dispersé transparent affiche les écarts les plus marqués en contenant les valeurs les plus basses (à -35 cm dans le site S I) et les plus élevées (à -339 cm dans le site S I). Dans l'échantillon contenant des bulles en éventail à la base de la séquence du site S II, les valeurs isotopiques présentent un appauvrissement en isotopes lourds très marqué suivi directement d'un enrichissement. L'excès en deutérium varie de $-4,5$ à $22,3$ sur l'ensemble des échantillons mesurés à l'apron. Son profil varie comme une image miroir des profils en $\delta^{18}\text{O}$ et δD .

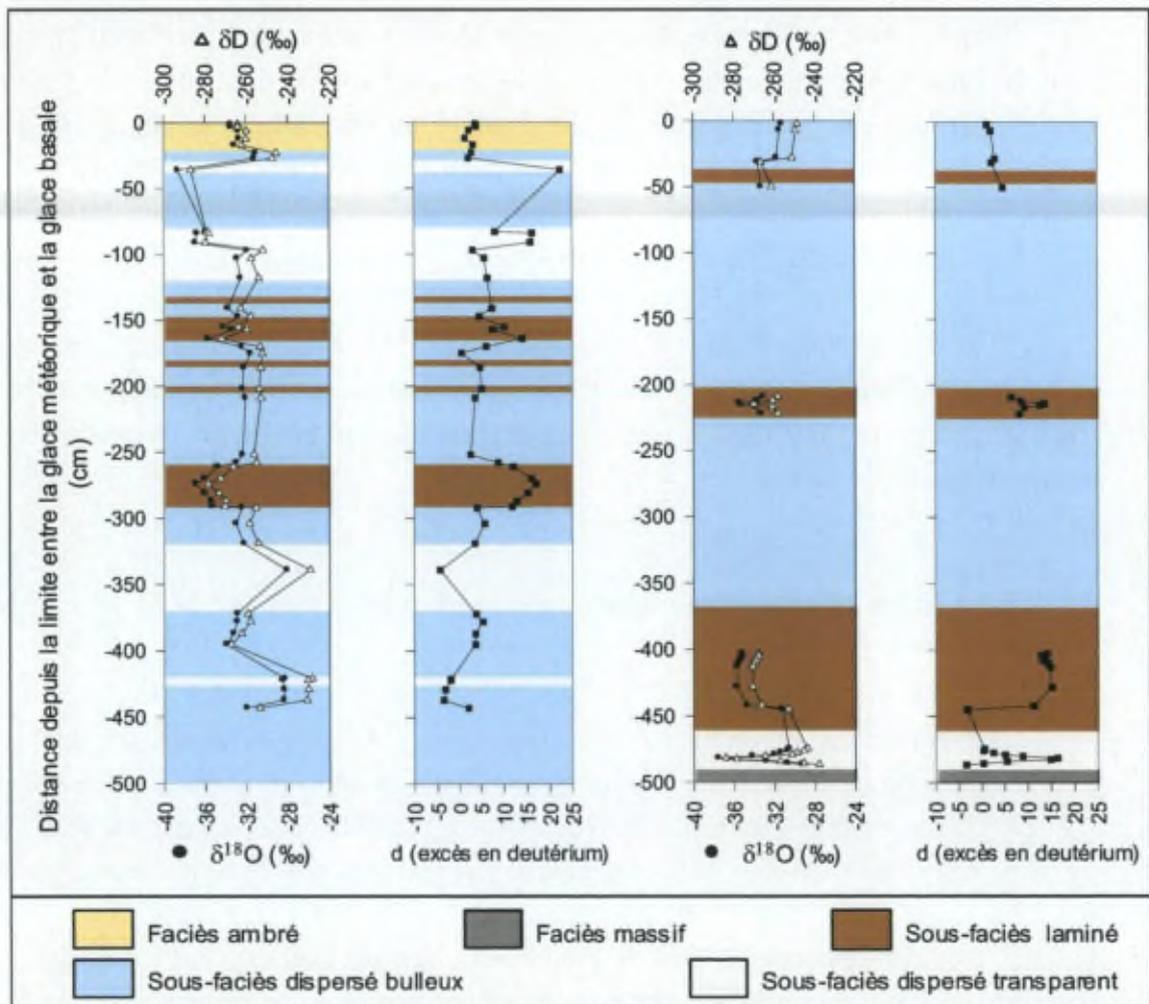


Figure V.22: Profils du δD , du $\delta^{18}\text{O}$ et de l'excès en deutérium pour les séquences S I (à gauche) et S II (à droite) de l'apron du glacier Suess. La disposition des faciès de glace est aussi représentée.

Les résultats des **analyses de gaz** sont repris au tableau V.2. (voir p. 162) Les échantillons de l'*apron* ont un contenu total en gaz largement inférieur à celui de la glace météorique classique (jusqu'à une valeur minimale de $0,006 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$), excepté pour quelques échantillons du sous faciès dispersé bulleux et un échantillon du sous-faciès laminé. La concentration en CO_2 et le rapport O_2/N_2 sont extrêmement variables, compris respectivement entre 446 et 222900 ppmv et entre 0,04 et 0,68. La concentration en CH_4 couvre aussi une vaste gamme de valeurs (de 1,1 à 682,0 ppmv).

A l'instar de ce que nous avons observé à la moraine du glacier Wright Lower (voir point IV.3.3.3), un même faciès peut présenter des compositions très variables. Seul le sous faciès laminé est relativement homogène dans les 3 échantillons mesurés: il a la particularité d'avoir un rapport O_2/N_2 particulièrement bas (de 0,04 à 0,15), associé à une concentration en CO_2 et en CH_4 relativement élevée (entre ~11000 et ~90000 ppmv, et entre 72 et 541 ppmv respectivement).

Par ailleurs, les compositions en gaz montrent aussi des variations marquées entre échantillons qui ont des compositions isotopiques situées dans la même gamme de valeurs. C'est le cas par exemple des échantillons du faciès bulleux dans une grande partie de la séquence SI (comprenant les échantillons de gaz SI 13, 15, 16 Ter a et 18(2)) qui ont des valeurs isotopiques très proches mais dont les teneurs en gaz sont très diverses (variation de 1233 à 42635 ppmv de CO_2 par exemple).

Les échantillons S II 14, correspondant au sous-faciès dispersé transparent contenant des bulles en éventail, voient leur concentration en CO_2 augmenter de 1177 à 112078 ppmv sur une dizaine de centimètres, en parallèle avec l'appauvrissement marqué en isotopes lourds.

V.3.2.3. Résultats des analyses de composition réalisées sur la glace basale du tunnel

Excepté dans la glace ambrée (figure V.23.A), les **cristaux** de glace sont généralement plus petits dans le tunnel qu'au niveau de l'*apron*. Dans le faciès stratifié, les plus grands cristaux (environ 5 mm de diamètre) ont été observés dans le sous-faciès dispersé transparent (figure V.23.B), tandis que les plus petits cristaux se retrouvent dans les niveaux de glace riches en débris (figure V.23.C). Le sous-faciès dispersé bulleux contient des cristaux dont le diamètre moyen est compris entre 1,5 et 2,5 mm (figure V.23.C).

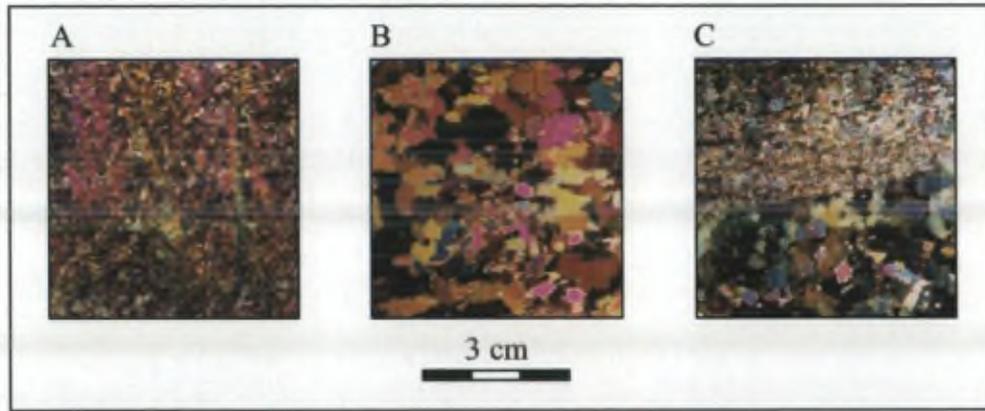


Figure V.23: Exemples de textures rencontrées dans la glace basale du glacier Suess au niveau du tunnel. (A): Faciès ambré (~20 cm de profondeur); (B): Sous-faciès dispersé transparent (~200 cm); (C): sous-faciès dispersé bulleux riche en débris dans la partie supérieure de la photo (~250 cm). Photos de lames minces verticales en lumière polarisée.

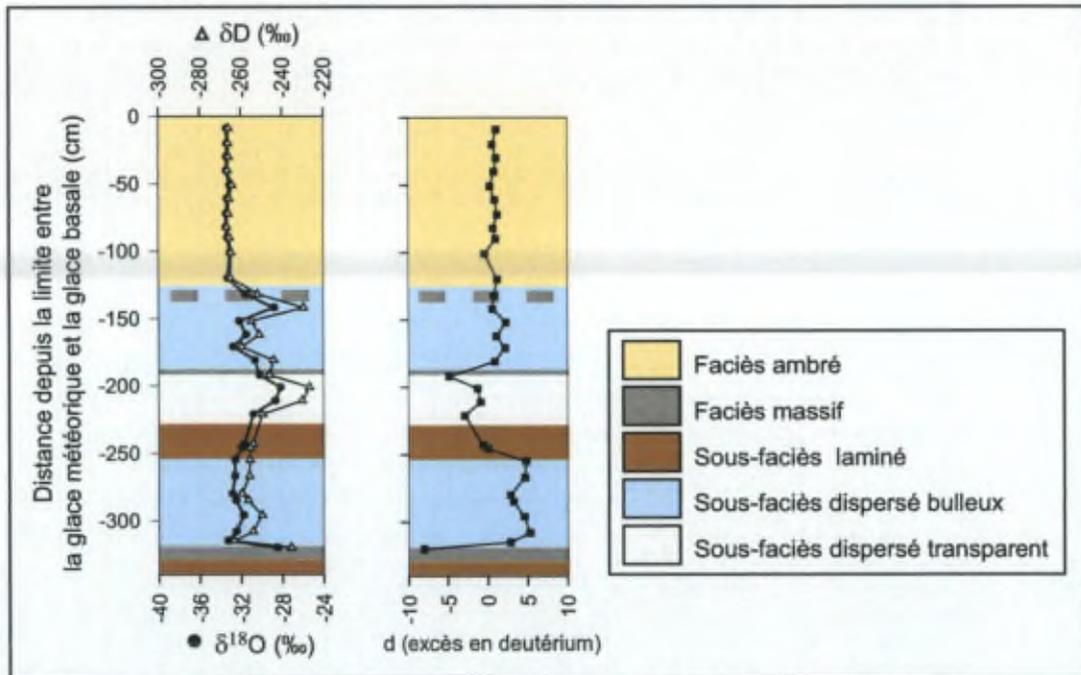


Figure V.23: Profils du δD , du $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium pour la séquence de glace basale prélevée dans le tunnel du glacier Suess. La disposition des faciès de glace est aussi représentée.

Les **profils isotopiques** sont repris à la figure V.24. Comme à l'apron, les valeurs isotopiques sont homogènes dans la glace ambrée ; elles sont situées dans la même gamme de valeurs (de $-33,43$ à $-33,03\text{‰}$ en $\delta^{18}O$ et de $-266,7$ à $-264,1\text{‰}$ en δD). Des contrastes se marquent dans le faciès stratifié, où les valeurs les plus élevées (jusque $-28,17\text{‰}$ en $\delta^{18}O$ et $-226,7\text{‰}$ en δD) ont été rencontrées dans le sous-faciès dispersé transparent et dans un échantillon à -142 cm correspondant à un niveau de glace transparente au sein du sous-faciès dispersé bulleux. Ce dernier sous-faciès présente une gamme de valeurs relativement étroite (de $-33,27$ à $-30,63\text{‰}$ en $\delta^{18}O$ et de $-263,2$ à $-244,1\text{‰}$ en δD) si l'on excepte le dernier échantillon à la base du profil juste

au-dessus du faciès massif qui est moins négatif (-28,40‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et -235,8‰ en δD). Par ailleurs, nous ne retrouvons pas dans le tunnel des valeurs aussi négatives que celles rencontrées dans la glace de l'apron. Le sous-faciès laminé du tunnel se démarque de ce fait de celui de l'apron. L'excès en deutérium varie entre -8 et 5,3.

Sous-faciès de glace	Echantillon	Profondeur cm	Volume total cm^3g^{-1}	CO_2 ppmv	O_2 %	N_2 %	CH_4 ppmv	Ar %	O_2/N_2
dispersé bulleux	Su 98 #5a	-141	0,047	1782	20,90	77,92			0,27
dispersé bulleux	Su 98 #5b	-151	0,074	1131	20,65	78,24			0,26
dispersé bulleux	Su 98 #6b**	-187	0,062	2565	21,20	77,54	1,2	1,01	0,27
dispersé transparent	Su 98 #6b	-192	0,015	2129	21,37	77,42			0,28
dispersé transparent	Su 98 #7a	-201	0,020	9432	22,67	75,39			0,30
dispersé transparent	Su 98 #7b	-221	0,007	3658	21,94	76,70			0,29
dispersé bulleux	Su 98 # 8a*	-252	0,039	1594	20,86	77,98	1,5	1,00	0,27
dispersé bulleux	Su 98 #8b	-255	0,046	3286	21,04	77,63			0,27
dispersé bulleux	Su 98#8b bis	-264	0,090	2611	21,24	77,49			0,27
dispersé bulleux	Su 98 # 9a	-268	0,085	13333	22,41	75,25			0,30
dispersé bulleux	Su 98 # 9a'	-268	0,063	10971	22,92	74,98			0,31
dispersé bulleux	Su 98 #9Ab*	-271	0,066	6236	22,16	76,14	0,8	1,07	0,29
dispersé bulleux	Su 98 # 9 a bis	-276		3151	21,85	76,83			0,28
dispersé bulleux	Su 98 # 9b	-298	0,070	1660	20,61	78,22			0,26
dispersé bulleux	Su 98 #10a	-308	0,084	5263	21,41	77,06			0,28
dispersé bulleux	Su 98 #10a**	-312	0,064	1908	20,90	77,85	1,1	1,06	0,27
dispersé bulleux	Su 98 #10b	-316	0,083	13244	21,06	76,62			0,27
dispersé bulleux	Su 98 #10b	-316	0,083	13244	21,06	76,62			0,27

Tableau V.2: Résultats des analyses de gaz (volume total et composition) pour les échantillons de glace basale prélevés dans l'apron du glacier Suess. La profondeur correspond à la distance depuis la limite entre la glace météorique et la glace basale. Les compositions en gaz des échantillons marqués d'un * sont repris de Lorrain et al. (1999).

Sous-faciès de glace	Echantillon	Profondeur cm	Volume total cm^3g^{-1}	CO_2 ppmv	O_2 %	N_2 %	CH_4 ppmv	Ar %	O_2/N_2
dispersé transparent	S I 3bis	-36	0,020*	222900*	20,00*	57,71*			0,35*
dispersé transparent	S I 3	-83	0,020*	56041*	21,47*	72,92*			0,29*
dispersé transparent	S I 3/3	-88	0,022*	148063*	29,01*	56,19*	39,8		0,52*
dispersé transparent	S I 5	-126	0,008	35598	26,96	68,28	682,0	1,13	0,39
laminé	S I 8	-165	0,022	89800	4,13	86,88			0,05
dispersé bulleux	S I 13	-207	0,038	11923	18,91	78,98	8,1	0,89	0,24
dispersé bulleux	S I 15	-253	0,047	42635	17,27	77,52	10,2	0,96	0,22
laminé	S I 16(8)	-281	0,089	10988	12,77	85,14	541,2	0,97	0,15
dispersé bulleux	S I 16 Ter a	-303	0,083*	5973	20,30	78,07	1,5		0,26
dispersé bulleux	S I 18(2)	-380	0,038	1233	19,75	79,22	1,0	0,92	0,25
dispersé transparent	S I 19 a	-444	0,006*	4078*	19,61*	79,98*			0,25*
dispersé bulleux	S II 3	-28	0,027*	71644	24,21	67,07	13		0,36
dispersé bulleux	S II 6a	-31	0,063*	1509*	19,18*	80,67*			0,24*
dispersé bulleux	S II 6b	-50	0,064*	446	20,40	79,55	1,5		0,26
dispersé bulleux	S II 8 bot	-123	0,063	793	20,26	78,76	1,1	0,94	0,26
dispersé bulleux	S II 10 top	-162	0,021	213695	31,21	45,89	15,9	1,58	0,68
dispersé bulleux	S II 11 bot	-251	0,035	6455	19,12	79,14	456,7	1,05	0,24
laminé	S II 13 top	-427	0,045	59982	3,19	89,48	72,2	1,32	0,04
dispersé transparent	S II 14b	-474	0,021*	1177*	22,51*	77,38*			0,29*
dispersé transparent	S II 14a	-479	0,021*	11306*	30,24*	68,63*			0,44*
dispersé transparent	S II 14c	-484	0,033	112078	25,75	63,04			0,41

Tableau V.3: Résultats des analyses de gaz (volume total et composition) pour les échantillons de glace basale prélevés dans le tunnel du glacier Suess. La profondeur correspond à la distance depuis la limite entre la glace météorique et la glace basale. Les compositions en gaz des échantillons marqués d'un * ont été mesurées avec le chromatographe Interscience Trace 2000; les autres avec le chromatographe Varian 3300.

Les résultats des **analyses de gaz** des échantillons du faciès stratifié sont repris au tableau V.3. Le volume total varie entre 0,039 et 0,090 cm³g⁻¹ dans le sous-faciès dispersé bulleux et entre 0,007 et 0,020 cm³g⁻¹ dans le sous-faciès dispersé transparent. La concentration en CO₂ est comprise entre 1131 et 13333 ppmv, ce qui représente une gamme de valeurs beaucoup plus restreinte que celle rencontrée à l'*apron*. Tous les rapports O₂/N₂ sont supérieurs ou égaux au rapport atmosphérique (de 0,26 à 0,31). Leur relativement faible variation contraste avec celle rencontrée dans les échantillons de l'*apron*. Les quelques mesures de CH₄ et d'Ar ne montrent pas de variations significatives et sont proches des valeurs atmosphériques.

V.3.3. Discussion

La glace ambrée est très peu représentée au niveau de l'*apron*. Nous nous intéresserons donc exclusivement à l'épais faciès stratifié qui compose l'essentiel de la glace affleurant à l'*apron*.

V.3.3.1. Isotopes

La figure V.25 présente un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ reprenant l'ensemble des échantillons prélevés dans le faciès stratifié de l'*apron* ainsi que ceux prélevés dans la glace du lac Popplewell, à titre de comparaison. La droite de régression pour les échantillons de l'*apron* (en rouge dans la figure V.25) a l'équation suivante:

$$\delta D = 5,42 \delta^{18}O - 78,98 \quad (r^2 = 0,97),$$

qui est très proche de celle de la droite de régression obtenue pour les échantillons du lac (en bleu dans la figure V.25). Ceci suggère que le gel d'eau liquide, de composition isotopique proche de celle de l'eau du lac, a été un facteur important dans la formation de la séquence de l'*apron*. En effet, les échantillons y sont proches de la pente de gel bien marquée obtenue pour les glaces du lac. Le fait que cette pente soit inférieure à celle de la pente météorique explique l'image miroir de l'excès en deutérium par rapport aux valeurs- δ .

La figure V.26 apporte une dimension supplémentaire. Sur un même diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ sont repris, outre la LMWL, tous les échantillons du faciès stratifié de l'*apron*, cette fois séparés en sous-faciès ainsi que ceux du faciès stratifié rencontré dans le tunnel creusé en amont. Chaque sous-faciès est représenté par un symbole différent.

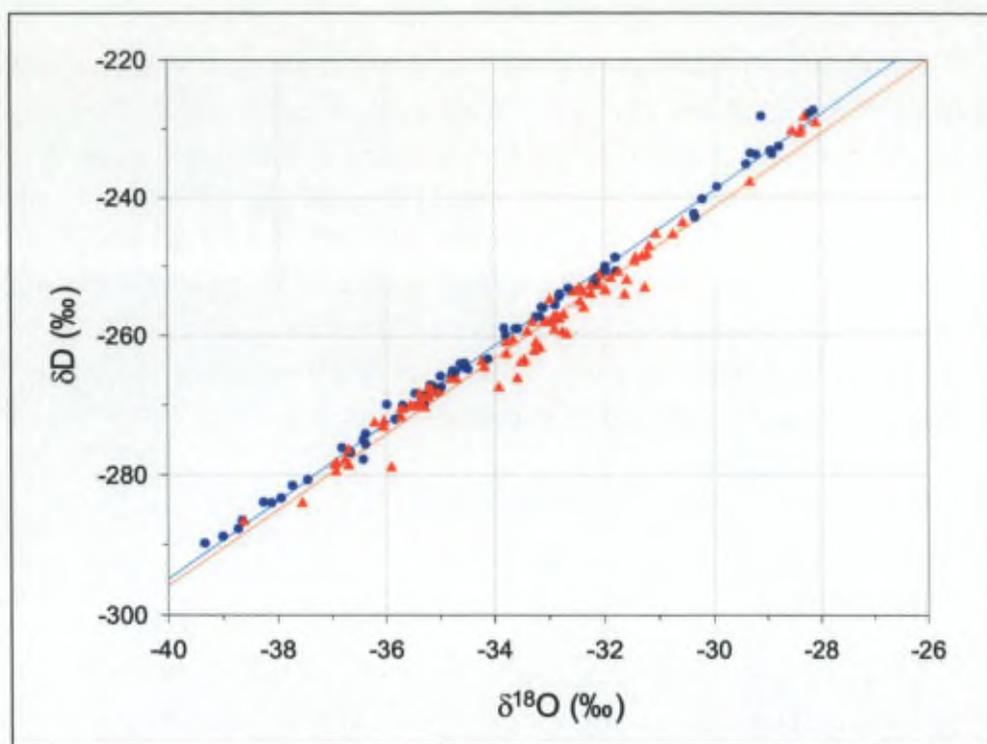


Figure V.25: Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ reprenant les échantillons du faciès stratifié de l'apron du glacier Suess (triangles rouges) et tous les échantillons du lac Popplewell (ronds bleus).

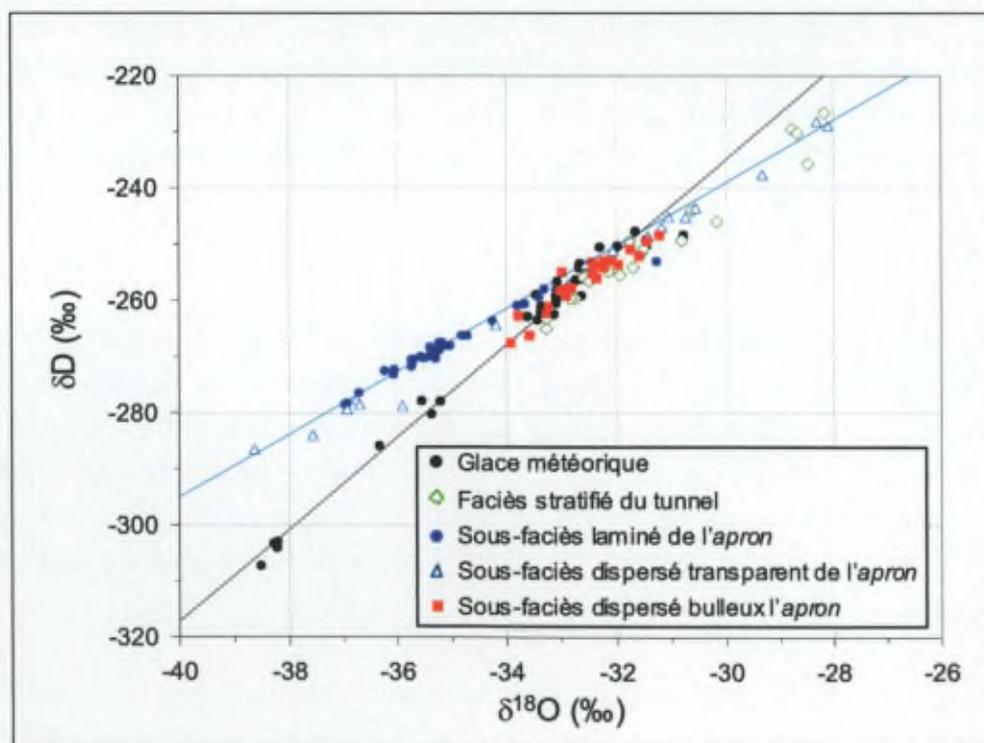


Figure V.25: diagramme $\delta D/\delta^{18}O$ reprenant les échantillons de glace météorique du glacier Suess et la LMWL (en noir), ainsi que les échantillons des faciès stratifiés de l'apron et du tunnel du glacier Suess, représentés par différents symboles indiqués dans la légende. La droite représentée en bleu est la droite de régression des échantillons du lac Popplewell, déterminant la pente de gel.

La majorité des échantillons de l'*apron* est appauvrie en isotopes lourds, parfois considérablement, par rapport aux valeurs de l'intersection entre la LMWL et la droite de gel. Ces propriétés les distinguent des échantillons de glace du tunnel, qui sont presque tous situés à droite de cette intersection sur le diagramme. Un tel appauvrissement en isotopes lourds implique la congélation plus ou moins complète de volumes d'eau liquide, comme l'ont montré Jouzel et Souchez (1982) et Souchez et Jouzel (1984). Les valeurs les plus négatives rencontrées à l'*apron* ne sont d'ailleurs pas très éloignées de celles rencontrées dans la glace du lac Popplewell résultant du gel quasi complet du réservoir d'eau liquide (figure V.25).

Nous observons par ailleurs que ce sont principalement les échantillons des sous-faciès laminé et transparent de l'*apron* qui contribuent à la dispersion des points le long d'une pente de gel. En revanche, tous les échantillons du sous-faciès dispersé bulleux de l'*apron*, se situent à proximité de l'intersection entre la LMWL et la pente de gel. Ils sont par ailleurs difficilement distinguables de la majorité des échantillons du tunnel. La pente de la droite de régression pour ces échantillons de l'*apron* considérés séparément est de 6,35, ce qui est proche de la valeur de 6,48 obtenue pour l'ensemble des échantillons du faciès stratifié du tunnel. Cette pente n'indique pas un processus de formation bien déterminé. Néanmoins, le fait qu'elle diffère de celle de la LMWL indique que ces échantillons ont subi des modifications qui ont affecté leur composition isotopique par rapport à celle de la glace météorique. Ceci implique des changements de phase, probablement à partir de volumes d'eau limités, à l'instar de ce qui a pu se produire au sein de la glace basale du glacier Wright Lower à l'endroit du tunnel décrit plus haut⁵⁹.

Au vu des seuls résultats isotopiques, nous pourrions être tentés de conclure que, d'une part, certains sous-faciès (dispersé transparent et laminé) présentent des caractéristiques propres à l'*apron*, et que, d'autre part, la glace du sous-faciès dispersé bulleux est similaire dans le tunnel et à l'*apron* et n'a pas subi de modifications entre ces deux sites. Les analyses de gaz vont montrer que la situation est plus complexe.

V.3.3.2. Gaz

Tous les échantillons du faciès stratifié de l'*apron* sont caractérisés par une composition en gaz qui diffère, de manière plus ou moins prononcée, de celle de la glace météorique. Cela implique une influence de l'eau liquide, plus ou moins importante selon les échantillons, sur les concentrations en gaz.

⁵⁹ Voir points IV.3.4.1. et IV.3.4.2.1.

Une partie des échantillons de l'*apron* présente de faibles concentrations en CH₄ (entre 1,0 et 1,8 ppm), proches de celles qui ont été mesurées dans le tunnel. Il s'agit des échantillons S I 16 Ter A, S I 18(2), S II 6b et S II 8 bot (tableau V.2). Ces échantillons sont par ailleurs ceux dont le volume total en gaz est le plus élevé, excepté l'échantillon SI 18 (2) qui a un volume total plus faible mais cependant supérieur au contenu moyen rencontré dans la glace de l'*apron*. Leurs concentrations en CO₂ sont relativement faibles, et leurs rapports O₂/N₂ proches de 0,26. Ce sont des échantillons du sous-faciès dispersé bulleux, dont la composition isotopique est proche de l'intersection entre la LMWL et la pente de gel. La texture de la glace de ces échantillons est en outre similaire à celle rencontrée dans le tunnel. Tant des points de vue isotopique et de leur contenu et composition en gaz que du point de vue cristallographique, ces échantillons sont proches de ceux prélevés dans le tunnel. Néanmoins, tous les échantillons du sous-faciès dispersé bulleux ne se présentent pas ainsi. Les autres échantillons de ce sous-faciès, bien que isotopiquement proches, présentent des concentrations en gaz contrastées et contiennent des cristaux de glace de plus grande taille, les différenciant de la glace du tunnel.

La majorité des autres échantillons de l'*apron* se distingue en réalité significativement des échantillons du tunnel en termes de contenus et compositions en gaz. Plusieurs groupes doivent être distingués en fonction de leurs caractéristiques en gaz, complétant leurs caractéristiques isotopiques, indépendamment de la classification en faciès établie sur base visuelle seulement. Cela confirmerait l'idée que l'*apron* n'est pas un ensemble homogène résultant d'un mode de formation unique. Afin d'expliquer les propriétés des différents groupes qui constituent l'*apron*, nous allons proposer des hypothèses de formation pour chacun d'eux.

V.3.3.3. Formation de l'*apron*

L'*apron* est composé de glaces qui ont des compositions très diverses et qui résultent probablement de processus génétiques et/ou de modifications différents. Avant de proposer une hypothèse de formation composite de l'*apron*, nous allons d'abord présenter séparément les différents types de glace qui le composent.

V.3.3.3.1. Glace basale dans la continuité directe du tunnel

Comme nous l'avons vu, plusieurs unités⁶⁰ des séquences de l'*apron* présentent de grandes similitudes avec la glace basale rencontrée dans le tunnel, et ce à tous points de vue: cristallographique, isotopique et de contenu et composition en gaz. La glace qui présente ces propriétés à l'*apron* provient probablement directement de l'amont. Elle a

⁶⁰ Unités SI 16 Ter a, SI 18, SII 6 et SII 8

donc transité par l'endroit où est creusé le tunnel, situé sur la même ligne de flux. Même à l'endroit du tunnel, les compositions isotopiques et en gaz ont déjà été modifiées par rapport à la glace météorique sous l'influence de volumes d'eau limités. Les sédiments présents dans cette glace peuvent avoir été incorporés à la base du glacier selon le mécanisme proposé par Fitzsimons et al. (1999, 2000, 2001) lié à des zones de faiblesse au sein du substrat⁶¹.

V.3.3.3.2. Glace formée par regel de poches d'eau

La glace de l'apron peut être soumise à des phénomènes de fonte locale, liés à sa proximité avec la surface exposée au rayonnement solaire. Fountain et al. (1998; 1999) mentionnent qu'au début et à la fin de l'été, et pendant les périodes froides du milieu de l'été, les falaises marginales des glaciers sont les principales sources d'eau parce qu'elles reçoivent des radiations solaires plus intenses que la surface des glaciers, en raison de l'angle entre le soleil et les falaises verticales, qui est plus proche de 90°C que par rapport à la surface du glacier.

Des poches d'eau liquide ont de fait été observées par Lorrain (communication personnelle) pendant l'échantillonnage lors de la mission en 1996. L'une d'elle, parallèle au litage de sédiments, s'étendait sur une largeur de ~1 mètre à plus de 50 cm par rapport à la surface. Ceci prouve que des effets de fusion locale peuvent se manifester même au niveau des échantillons prélevés à 50 cm sous la surface.

Ce phénomène s'est produit par exemple à l'endroit des échantillons qui comprennent des bulles en forme d'éventail (similaires à celles présentées à la figure V.19.G), comme l'échantillon SII 14 qui a été analysé dans le détail. Les caractéristiques isotopiques et de contenus en gaz de cet échantillon sont typiques de celles qui résultent de la congélation complète d'une poche d'eau par la progression de deux fronts de gel qui se rejoignent (Lorrain et al., 2001). La forme "en éventail" des bulles en atteste aussi: les gaz ont été « pris en sandwich » entre les deux fronts de gel. Adams et al. (1998) ont observé des bulles similaires résultant du gel de poches d'eau formées à proximité de niveaux de sédiments au sein du couvert de glace du lac Bonney (vallée de Taylor).

La figure V.27 montre en détail les variations de la composition isotopique en δD et $\delta^{18}O$ au niveau de cet échantillon. On peut observer des écarts de -29,32 à -37,57 ‰ en $\delta^{18}O$ et de -238,0 à -284,2 ‰ en δD , ce qui est presque aussi grand que celui observé sur l'ensemble de la profondeur du couvert de glace du lac Popplewell

⁶¹ Voir point II.3.2.

voisin. De plus, sur un diagramme $\delta D/\delta^{18}O$, les valeurs isotopiques ont une droite de régression qui a pour équation :

$$\delta D = 5.6 \delta^{18}O - 72 \quad (r^2 = 0.99)$$

qui, à nouveau, est presque identique à l'équation obtenue pour les échantillons du lac Popplewell. Cela suggère qu'une poche d'eau ayant pratiquement la même composition isotopique que celle de l'eau du lac a gelé complètement, et ce par la progression de deux fronts de gel, de bas en haut d'une part et de haut en bas d'autre part.

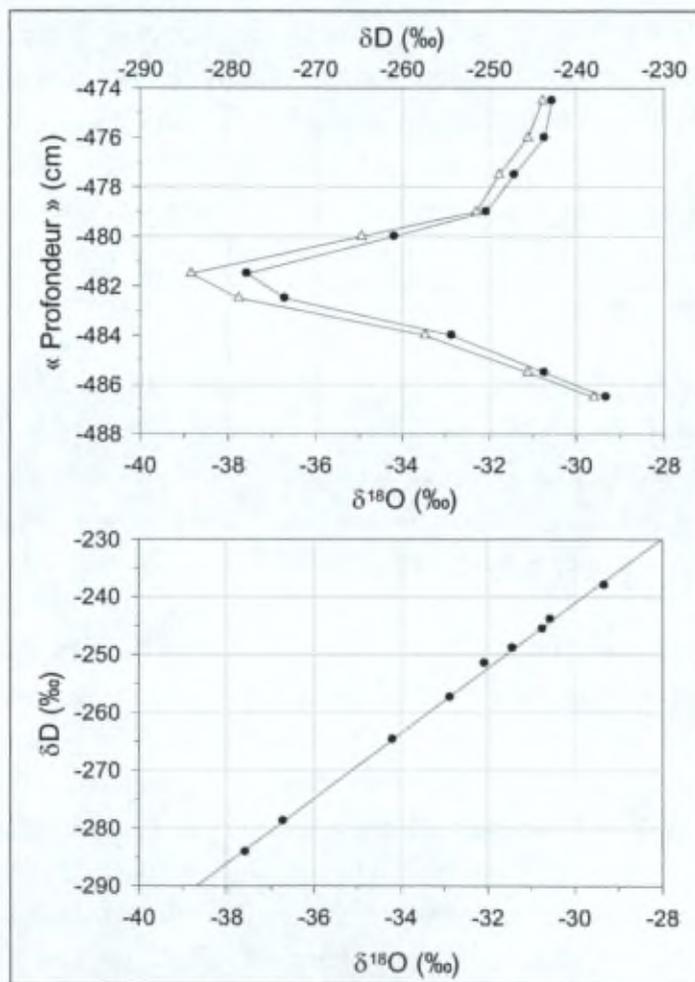


Figure V.27: Présentation des résultats isotopiques au niveau de l'échantillon SII 14. (A): Profils du δD et du $\delta^{18}O$ en fonction de la profondeur; (B): Diagramme $\delta D/\delta^{18}O$.

Les compositions en gaz indiquent aussi cet effet de fin de réservoir (tableau V.2). La concentration en CO_2 augmente entre le bord et le centre de la séquence (de 1177 ppmv d'un côté à 112306 ppmv au milieu). Cette tendance peut être liée à la précipitation de carbonates quand le réservoir d'eau est presque totalement gelé, comme nous l'avons observé dans le lac Popplewell. Par ailleurs, nous observons une

diminution de la concentration en N_2 vers le centre. Cela aussi pourrait s'expliquer par un effet de fermeture de réservoir. Le N_2 , qui diffuse moins vite dans l'eau, peut être plus rapidement inclus dans les bulles emprisonnées dans la glace; sa concentration diminue donc ensuite. L' O_2 , lui, diffuse plus vite et est moins vite incorporé. Il reste donc plus concentré dans l'eau résiduelle, ce qui explique un rapport O_2/N_2 plus élevé.

Nous pouvons par ailleurs exclure l'hypothèse que cette glace soit un fragment de glace de lac incorporé tel quel à la base du glacier. Les caractéristiques isotopiques et de gaz ne sont en effet pas compatibles avec ce que l'on pourrait observer au sein d'un morceau de glace de lac d'environ 12 cm qui aurait été incorporé à l'état solide à la base du glacier. Dans ce cas en effet, il n'y aurait qu'un faible écart isotopique au sein d'une séquence verticale décimétrique. Ici, le gradient isotopique moyen en δD est d'environ 8‰cm^{-1} , tandis que le plus grand gradient au sein de la glace de glacier est d'environ $0,8\text{‰cm}^{-1}$.

V.3.3.3.3. Glace du sous-faciès laminé

Les compositions isotopiques de tous les échantillons (sauf un, à -445cm dans la séquence S II) du sous-faciès laminé de l'*apron* sont plus négatives que la valeur de l'intersection entre la LMWL et la pente de gel. Elles sont toutes alignées sur la pente de gel. Ces échantillons ont donc été formés par gel d'eau qui a en partie subi un effet de fin de réservoir.

L'alternance de fines couches de glace riches en sédiments et de fines couches de glace sans particules minérales qui caractérise ce sous-faciès résulte en général d'un processus de "freeze-on". Ce processus implique la progression du front de gel dans des sédiments non consolidés qui contiennent de l'eau liquide. L'isotherme de 0°C migre vers le bas au sein des sédiments sous-glaciaires. Cette migration conduit à l'accrétion à la base du glacier de lits de glace sans particules et de lits de sédiments gelés, qui alternent selon les conditions qui règnent au moment de l'accrétion. Souchez et al. (1988) et Tison et al. (1989) ont aussi observé une pente de gel dans des échantillons contenant des couches de glace sans particules et de sédiments gelés formées par ce type de processus.

Le glacier Suess est un glacier *dry-based*. Or, la signature isotopique du sous-faciès laminé implique la présence d'eau liquide. Cette apparente contradiction s'explique si le glacier Suess s'est avancé sur des sédiments non gelés, tels que ceux qui existent en bordure de lac, par exemple à l'endroit et à proximité du *moat*. Dans ce cas de figure, le glacier a pu devenir localement et transitoirement *wet-based* avant que le front de gel ne migre vers le bas au sein des sédiments devenus sous-glaciaires.

Par ailleurs, le faciès laminé rencontré à l'*apron* diffère de celui rencontré dans le tunnel. Les couches de glace sans particules entre les couches de sédiments sont plus épaisses à l'*apron* que dans le tunnel, où les couches de glace sont réduites à de fines lamines. Le sous-faciès laminé rencontré dans le tunnel résulte probablement de l'entraînement en bloc de sédiments lacustres gelés, selon le processus d'entraînement de sédiments proposé par Fitzsimons et al. (1999, 2000, 2001). Sur la figure V.19.C, le contact marqué et irrégulier entre le sous-faciès dispersé bulleux et le sous-faciès laminé, visible sur la gauche de la photo, suggère en effet que ce dernier a été arraché au substrat. Dans le cas du sous-faciès laminé de l'*apron*, nous pensons qu'il s'agit plutôt d'une glace néoformée en aval du tunnel, dans des conditions transitoirement *wet-based*.

Les propriétés en gaz du sous-faciès laminé de l'*apron* sont quelque peu similaires à celles qui ont été rencontrées dans les échantillons du faciès "clotted" de la moraine du glacier Wright Lower (tableau IV.4). Elles laissent supposer que des processus tels que respiration ou oxydation de la matière organique ont pu se produire.

V.3.3.3.4. Autres types de glace aux caractéristiques en gaz particulières

Certains échantillons de la glace de l'*apron* ont des compositions en gaz très particulières. Les échantillons SI 3, SI 3/3 et SI 10 top ont une concentration en CO₂ extrêmement élevée (jusque plus de 200000 ppmv), associée à un rapport O₂/N₂ élevé (jusque 0,68 – ce qui est supérieur à la valeur de ce rapport dans l'air dissous dans de l'eau). Ces propriétés les distinguent de la glace du lac Popplewell rencontrée sous les sédiments dans le sondage LPI, dans laquelle les hautes concentrations en CO₂ sont associées à un appauvrissement en O₂ (tableau V.1). Nous émettons l'hypothèse que de la précipitation de carbonate de calcium libérant du CO₂⁴³, en parallèle avec de la photosynthèse produisant de l'O₂ soit à l'origine de ces concentrations mesurées dans la glace de l'*apron*. Un examen complémentaire au microscope électronique à balayage permettrait de vérifier la présence de carbonate de calcium précipité.

Aucun échantillon du tunnel ne présente de telles caractéristiques en gaz. Les processus qui ont laissé leur empreinte sur la composition en gaz à l'*apron* ne se sont donc pas déroulés dans le tunnel. Ils ont pu se dérouler en aval de celui-ci, sur le trajet vers l'*apron* ou uniquement dans une localisation tout à fait marginale telle que celle de l'*apron*.

⁴³ Comme indiqué au point V.2.3.1.4 dans le cas de la partie basale du sondage LPV-VI.

V.3.3.3.5. Formation composite de l'apron

Tous les échantillons de l'*apron* du glacier Suess ont subi une influence de l'eau liquide, dans une plus ou moins large mesure selon les cas. La glace qui le constitue n'est pas le résultat d'un processus de formation unique. L'*apron* est composé d'une intercalation de glaces d'origines différentes. Il comprend de la glace qui provient de l'amont, telle que celle du tunnel. Cette glace a pu garder les propriétés qu'elle présentait en amont ou a vu ses compositions en gaz se modifier entre ces deux localisations. L'*apron* comprend aussi de la glace qui s'est formée dans des conditions transitoirement *wet-based* en aval du tunnel et qui présente des compositions isotopiques indicatives d'une fin de réservoir. La signature de gel qui a été observée du point de vue isotopique à l'*apron* résulte également du gel de poches d'eau présentes à proximité de la surface. Enfin, dans les deux profils que nous avons analysés, nous n'avons pas rencontré de glace provenant directement de la falaise de glace sus-jacente et n'ayant pas subi de modification par rapport à la glace météorique. La contribution de blocs effondrés de la falaise dans la formation de l'*apron* est donc mineure dans ce cas, contrairement à ce qui est généralement reconnu dans la littérature.

V.4. INTERACTION ENTRE LE LAC POPPLEWELL ET LE GLACIER SUESS

Le fait que le lac Popplewell soit aujourd'hui gelé à bloc (*dry-based*) implique que le modèle de Fitzsimons (1996) sur la formation des "thrust-bloc moraines" formées quand un glacier froid entre dans un lac ne peut être actif actuellement.

L'influence d'un environnement lacustre est néanmoins manifeste dans une grande partie de la glace qui compose l'*apron*. D'une part, on retrouve des sédiments lacustres aux structures bien préservées, témoignant du fait que le glacier s'est avancé sur un substrat contenant des sédiments lacustres qu'il a incorporés en bloc à sa base. Ce type de sédiments se retrouve même au niveau du tunnel. D'autre part, le sous-faciès laminé rencontré à l'*apron* atteste que le glacier s'est avancé sur des sédiments gorgés d'eau, tels que ceux que l'on retrouve dans le voisinage immédiat d'un lac. Même actuellement, alors que le lac Popplewell est un lac *dry-based*, nous avons vu que dans certaines circonstances de l'eau liquide peut se trouver en grande quantité en surface et en bordure du lac. C'était par exemple le cas en été 2001-2002. La composition isotopique de cette eau est proche de celle de l'eau du lac puisqu'elle a la même origine.

L'influence de l'environnement lacustre se manifeste sur le glacier Suess parce que celui-ci s'écoule jusque dans le fond de la vallée de Taylor. Des sédiments lacustres tapissent le lit du glacier, que ce soient des sédiments du lac Popplewell lui-même

quand il avait hypothétiquement une plus grande extension, ou que ce soient des sédiments hérités du grand lac Washburn présent lors du dernier maximum glaciaire. La bordure du glacier Suess constitue par ailleurs un barrage naturel dans le fond de la vallée qui permet l'accumulation d'eau de fonte et ainsi la présence du lac. Le glacier Suess se distingue de ce fait sensiblement d'autres glaciers alpins voisins qui n'atteignent pas les sédiments présents dans le fond, comme le glacier Meserve (vallée de Wright), qui ne présente pas de faciès stratifié similaire.

En conclusion, nous pouvons dire que l'influence du lac Popplewell sur le glacier Suess diffère considérablement de celle qui prévaut dans le cas du lac Brownworth et du glacier Wright Lower. La présence de sédiments lacustres et de l'eau liquide qui résulte saisonnièrement de la proximité du lac sont des éléments déterminants qui permettent d'expliquer les caractéristiques de la glace qui compose les zones terminales et marginales du glacier.

CHAPITRE VI
CONCLUSION GÉNÉRALE

De manière générale, les glaciers froids ont fait l'objet de peu d'études présentées dans la littérature. Seules quelques-unes traitent de leur contact avec un lac marginal, et elles sont principalement abordées sous un angle descriptif. Notre étude détaillée basée sur la composition de la glace apporte donc une dimension nouvelle à l'étude de l'interaction glacier-lac.

Nous avons couvert successivement la description des sites, l'analyse de la composition de la glace dans des échantillons représentatifs de ceux-ci et l'interprétation des résultats dans trois zones de contact entre glacier froid et lac dans les Dry Valleys. Notre approche par analyse multiparamétrique de la composition de la glace a permis de mettre en évidence le type d'interaction glacier-lac spécifique à chaque site étudié. Dans ce contexte, la comparaison entre les compositions des glaces situées dans les zones de contact avec, d'une part, la glace basale prélevée en amont et, d'autre part, la glace de lac s'est imposée comme un atout indispensable. Les modèles de contact présentés dans la littérature ont pu être testés et nous avons introduit de nouvelles hypothèses et explications.

Parmi les trois sites étudiés, deux se situent au contact d'un même lac avec un même glacier, lobe d'un glacier de piedmont, mais présentent des morphologies nettement distinctes. Il s'agit de la zone de glace bleue et du complexe morainique situés entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (vallée de Wright). Le troisième site rend compte de l'influence d'un petit lac gelé sur un glacier de type alpin arrivant en fond de vallée (le lac Popplewell en contact avec le glacier Suess - vallée de Taylor).

Dans le premier site, nous avons pu mettre en évidence l'influence essentielle du lac dans l'origine de la glace présente dans la zone de contact. Cette glace résulte de la lente progression d'un front de gel dans l'eau libre du lac, comme en attestent les compositions isotopiques et chimiques ainsi que l'absence totale de bulles dans la glace analysée. Les données cristallographiques combinées aux résultats de ces analyses de composition ont permis de proposer un modèle de formation composite du couvert de glace dans la zone de contact. L'absence de particules minérales visibles au sein de cette glace témoigne de sa formation au-delà de la *ligne d'ancrage* du glacier.

Dans le deuxième site, nous avons montré que l'influence du lac est aussi marquée, quoique non exclusive, dans la formation de la glace qui constitue le cœur de la moraine. Une très grande partie des échantillons analysés présente une signature de gel, tant du point de vue isotopique que du point de vue des contenus totaux et compositions en gaz. L'alternance de couches de glace pauvre en débris et de couches de sédiments cimentés par de la glace résulte de la progression d'un front de gel à partir de la base du glacier jusqu'au lit du lac, à proximité de la *ligne d'ancrage* du glacier. Outre cette glace formée par accrétion à la base du glacier, la moraine comporte aussi de

la glace similaire à la glace basale localisée en amont, qui a subi l'influence limitée d'une phase liquide. Des déformations complexes ont mené à une intercalation de ces deux types de glace.

Enfin, le troisième site est particulier. Les analyses isotopiques, ioniques et de gaz, ainsi que les investigations cristallographiques réalisées sur la glace du lac Popplewell ont en effet montré que celui-ci est gelé à bloc, contrairement au cas du lac Brownworth. L'interaction entre le glacier et le lac diffère donc considérablement des deux autres types rencontrés. Le glacier dans sa zone marginale a cependant subi l'influence du voisinage lacustre en incorporant des sédiments lacustres et des glaces issues du gel d'eau liquide saturant saisonnièrement les sédiments en bordure du lac. La part relative de la glace formée par influence du lac est néanmoins plus restreinte à la zone de contact par rapport aux autres sites étudiés. Elle n'y constitue pas non plus la plus grande part de la glace présente. De la glace directement issue de l'amont ainsi que des glaces indicatives du gel de poches d'eau formées à proximité de la surface y constituent une part importante.

Au vu de l'ensemble des résultats et de leur interprétation, nous pouvons mettre en avant l'hypothèse d'une gradation dans l'interaction entre glacier et lac, basée principalement sur la quantité d'eau liquide présente dans la zone de contact. Nous distinguons ainsi trois types d'interactions, correspondant au:

1. Cas d'un glacier froid ayant une grande épaisseur immergée (ex.: site comportant la glace bleue au contact du glacier Wright Lower et du lac Brownworth);
2. Cas d'un glacier froid s'avancant dans un lac ayant une faible profondeur d'eau liquide (ex.: site de la moraine du glacier Wright Lower);
3. Cas d'un glacier froid arrivant dans un environnement lacustre de fond de vallée (ex: site de l'*apron* du glacier Suess au contact du lac Popplewell).

Les deux premiers cas se rapportent à un glacier en contact avec un lac proglaciaire de type *wet-based*. Outre la profondeur du lac, plusieurs autres facteurs interviennent pour déterminer le type de contact qui se développe. Il s'agit entre autres de la température de l'eau du lac, de la température du glacier, de l'épaisseur de celui-ci dans sa zone frontale et de sa dynamique. Un même glacier peut développer plusieurs configurations différentes au contact d'un même lac en raison de conditions locales différentes.

Le travail réalisé apporte des éléments nouveaux dans la compréhension des processus actifs au contact d'un glacier froid avec une masse d'eau liquide. Il met en évidence leur complexité. Des investigations supplémentaires (relevés radar, relevés de mouvement des glaciers, mesures de températures) permettraient de compléter voire prouver les explications qui restent hypothétiques. L'élaboration de modèles numériques prenant tous ces paramètres en compte permettrait de généraliser nos interprétations.

Nous avons évoqué la présence de processus biogéochimiques actifs au sein ou au contact de sédiments lacustres. Ceux-ci ont une influence capitale sur la composition en gaz des glaces formées dans les zones de contact glacier-lac. Une étude interdisciplinaire intégrant les aspects biologiques, sédimentologiques et biochimiques permettrait certainement d'élucider certains résultats non expliqués au terme de cette étude.

La diversité des conditions de contact glacier-lac dont nous venons de rendre compte donne à penser que les glaces basales interceptées par des sondages profonds dans la calotte glaciaire antarctique pourraient comprendre des glaces aux origines multiples dans le cas où l'inlandsis s'est écoulé par dessus des lacs sous-glaciaires. Cette situation, qui jusqu'à présent n'a été étudiée qu'au site de Vostok, étant en fait très fréquente, nous espérons que nos travaux pourront aider à décoder les analyses multiparamétriques auxquelles seront soumises les glaces qui pénétreront dans d'autres lacs lacustres.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS E.E., PRISCU J.C., FRITSEN C.H., SMITH S.R., BRACKMAN S.T., 1998, Permanent ice covers of the McMurdo Dry Valleys Lakes, Antarctica: bubble formation and metamorphism, *in* Priscu J.C (ed.), *Ecosystem Dynamics in a polar desert - The Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica*, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 281-295.
- ANDERSEN D.W., WHARTON R.A. Jr., SQUYRES S.W., 1993, Terrigenous clastic sedimentation in Antarctic Dry Valleys lakes, *in* Green W.J., Friedmann E.I. (eds.), *Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes*. Antarctic Research Series, 59, American Geophysical Union, Washington DC: 71-81.
- ANDERSEN D.T., DORAN P., BOLSHIYANOV D., RICE J., GALCHENKO V., CHERYCH N., WHARTON R.A., McKAY C.P., MEYER M., GARSHNEK V., 1994, A preliminary comparison of 2 perennially ice-covered lakes in Antarctica – analogs of past martian lacustrine environments, Life science and space research XXV (4), Advances in Space Research, 15 (3): 199-202.
- ANDERSEN D.T., McKAY C.P., WHARTON R.A., 1998, Dissolved gases in perennially ice-covered lakes of the McMurdo dry valleys, Antarctica, Antarctic Science, 10 (2), 124-133.
- ARNASON B., 1969, Equilibrium Constant for the Fractionation of Deuterium between Ice and Water, The Journal of Physical Chemistry, 73 (10): 3491-3494.
- BARI S.A., HALLET J., 1974, Nucleation and growth of bubbles at an ice-water interface, Journal of Glaciology, 13 (69): 489-520.
- BINTAJA R., 1999, On the glaciological, meteorological and climatological significance of Antractic blue ice areas, Reviews of Geophysics, 37 (3): 337-359.
- BLAKE W. Jr., 1989, Inferences concerning climatic change from a deeply frozen lake on Rundfeld, Ellesmere Island, Arctic Canada, Journal of Paleoclimatology, 2: 41-54.
- BLUNIER T., CHAPPELLAZ J.A., SCHWANDER J., BARNOLA J., DESPERTS W., STAUFFER B., RAYNAUD D., 1993, Atmospheric methane record from a Greenland ice core over the last 1000 year, Geophysical Research Letters, 20: 2219-2222.
- BOULTON G.S., 1970, On the origin and transport of englacial debris in Svalbard Glaciers, Journal of Glaciology, 39 (56): 213-229.

- CAILLEUX A., 1962, Ice mounds on frozen lakes in Mc Murdo sound, Antarctica, in Journal of Glaciology, 4: 131-133.
- CALKIN P.E., BULL C., 1967, Lake Vida, Victoria Valley, Antarctica, Journal of Glaciology, 6 (48): 833-836.
- CARR M.H., 1998, Evidence for a subsurface ocean on Europa, Nature, 391: 363-365.
- CHARLSON R.J., LOVELOCK J.E., ANDREAE M.O., WARREN S.G., 1987, Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate, Nature, 326: 655-661.
- CHINN T.J.H., MAZE I., 1983, Hydrology and glaciology, Dry Valleys, Antarctica, annual report for 1980-1981, Report WS900, Water and soil science center, Ministry of works and development, Christchurch: 64 pp.
- CHINN T.J.H., 1985, Structure and equilibrium of the Dry Valleys Glaciers, in New Zealand Antarctic Record, special issue 6, The Dry Valleys and McMurdo Sound conference, University of Waikato, Hamilton, New Zealand, 14th-16th May 1985, Antarctic Division D.S.I.R., Christchurch: 73-88.
- CHINN T.J.H., DILLON A., 1987, Observations on a debris-covered polar glacier Whisky glacier, James-Ross-Island, Antarctic Peninsula, Antarctica, Journal of Glaciology, 33 (115): 300-310.
- CHINN T.J., 1990, Polar glacier margin and debris features, Mem. Soc. Geol. It. 46: 25-44.
- CHINN T.J., 1993, Physical hydrology of the Dry Valley Lakes, in Green W.J., Friedmann E.I. (eds.), Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes, Antarctic Research Series, 59, American Geophysical Union, Washington DC: 1-51.
- CLAYTON-GREENE J.M., HENDY C.H., DENTON, G.H., 1987, The origin of drift mounds in Miers Valley, Antarctica, Antarctic Journal of the United States, 22 (5): 59-61.
- CLAYTON-GREENE J.M., HENDY C.H., HOGG A.G., 1988, Chronology of a Wisconsin age proglacial lake in the Miers Valley, Antarctica, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 31: 353-361.

-
- CRAIG H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters, Science, 133 (3465): 1702-1703.
 - CRAIG H., WHARTON R.A., McKAY C.P., 1992, Oxygen supersaturation in ice-covered Antarctic lakes: biological versus physical contributions, Science, 255: 318-321.
 - CUFFEY K.M., CONWAY H., HALLET B., GADES A.M., RAYMOND C.F., 1999, Interfacial water in polar glaciers and glacier sliding at -17 degrees C, Geophysical Research Letters, 26 (6): 751-754.
 - CUFFEY K.M., CONWAY H., GADES A.M., HALLET B., LORRAIN R., SEVERINGHAUS J.P., STEIG E.J., VAUGHN B., WHITE J.W.C., 2000, Entrainment at cold glacier beds, Geology, 28 (4): 341-354.
 - DENTON G.H., BOCKHEIM J.G., WILSON S.C., STUIVER M., 1989, Late Wisconsin and early Holocene glacial history, Inner Ross embayment, Quaternary Research, 31: 151-182.
 - DENTON G.H., SUGDEN D.E., MARCHANT D.R., HALL B.L., WILCH T.I., 1993, East Antarctic Ice Sheet Sensitivity to Pliocene Climatic Change from a Dry Valleys Perspective, Geografiska Annaler, 75A (4): 155-204.
 - DORAN P.T., WHARTON R.A., DES MARAIS D.J., McKAY C.P., 1998, Antarctic paleolake sediments and the search for extinct life on Mars, Journal of Geophysical Research – Planets, 103 (E12): 28481-28493.
 - DORAN P.T., FRITSEN C.H., McKAY C.P., PRISCU J.C., ADAMS E.E., 2003, Formation and character of an ancient 19-m ice cover and underlying trapped brine in an "ice-sealed" east Antarctic lake, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 100: 26-31.
 - DREWRY D.J., 1983, Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio, Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, Cambridge.
 - ECHELMMEYER K., ZHONGXIANG W., 1987, Direct observation of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures, Journal of Glaciology, 33(113): 83-98.
 - EPICA Community Members, 2004, Height glacial cycles from an Antarctic ice core, Nature, 429 (6992): 623-628.

- EVANS D.J.A., 1989, Apron entrainment at the margins of sub-polar glaciers, North-West Ellesmere Island, Canadian High Arctic, Journal of Glaciology, 35 (121): 317-324.
- FENCHEL T., KING G.M., BLACKBURN T.H., 1988, Bacterial biogeochemistry, the ecophysiology of mineral cycling, Academic Press, London, 307 p.
- FITZSIMONS S.J., COLHOUN E.A., 1995, Form, structure and stability of the margin of the Antarctic ice sheet, Vestfold Hills and Bunger Hills, East Antarctica, Antarctic Science, 7 (2): 171-179.
- FITZSIMONS S.J., 1996, Formation of thrust-block moraines at the margins of dry-based glaciers, south Victoria land, Antarctica, Annals of Glaciology, 22: 68-74.
- FITZSIMONS S.J., 1997, Entrainment of glaciomarine sediments and formation of thrust-block moraines at the margin of Sørsdale Glacier, East Antarctica, Earth Surface Processes and Landforms, 22: 175-187.
- FITZSIMONS S.J., McMANUS K.J., LORRAIN R.D., 1999, Structure and strength of basal ice and substrate of a dry-based glacier: evidence for substrate deformation at sub-freezing temperatures, Annals of Glaciology, 28: 236-240.
- FITZSIMONS S.J., LORRAIN R.D., VANDERGOES M.J., 2000, Behaviour of subglacial sediment and basal ice in a cold glacier, in Maltman A.J., Hubbard B., Hambrey M. (eds.) Deformation of glacial materials, Special Publications, 176, Geological Society, London,: 181-190.
- FITZSIMONS S.J., McMANUS K.J., SIROTA P., LORRAIN R.D., 2001, Direct shear tests of materials from a cold glacier: implications for landform development, Quaternary International, 86: 129-137.
- FOUNTAIN A.G., DANA G.L., LEWIS K.J., VAUGHN B.H., McKNIGHT D.M., 1998, Glaciers of the McMurdo Dry Valleys, Southern Victoria Land, Antarctica, in Priscu J.C (ed.), Ecosystem Dynamics in a polar desert - The Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 65-75.
- FOUNTAIN A.G., LYONS W.B., BURKINS M.B., DANA G.L., DORAN P.T., LEWIS K.J., McKNIGHT D.M., MOORHEAD D.L., PARSONS A.N., PRISCU J.C., WALL D.H., WHARTON R.A.Jr., VIRGINIA R.A., 1999, Physical controls on the Taylor Valley ecosystem, Antarctica, BioScience 49 (12): 961-971.

- FOWLER A.C., 1986, Sub-temperate basal sliding, Journal of Glaciology, 32 (110): 3-5.
- FRITSEN C.H., ADAMS E.E., McKAY C.P., PRISCU J.C., 1998, Permanent ice covers of the Mc Murdo Dry Valleys Lakes, Antarctica : liquid water contents, *in* Priscu J.C (ed.), *Ecosystem Dynamics in a polar desert - The Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica*, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 269-280.
- GONFIANTINI, R., 1986, Environmental isotopes in lake studies, *in* Fritz et Fontes (eds), Handbook of environmental geochemistry, the terrestrial environment, 2B, , Elsevier, Amsterdam: 113-168.
- GOW A.J. and LANGSTON D., 1977, Growth history of lake ice in relation to its stratigraphic, crystalline and mechanical structure, US Army CRELL Report, 77-1: 24 pp.
- GOW A.J., 1986, Orientation textures in ice sheets of quietly frozen lakes, Journal of Crystal Growth, 74: 247-258.
- GOW A.J., ACKLEY S.F., BUCK K.R., GOLDEN K.M., 1987, Physical and structural characteristics of Weddell Sea pack ice, US Army CRREL Report, 87 (14), 70 pp.
- GREEN W.J., FRIEDMAN E.I. (Eds), 1993, Physical and biogeochemical processes in Antarctic lakes, Antarctic Research Series, 59, American Geophysical Union, Washington DC: 216pp.
- HALL B.L., DENTON G.H., HENDY C.H., 2000, Evidence from Taylor Valley for a grounded ice sheet in the Ross Sea, Antarctica, Geografiska Annaler, 82A (2-3): 275-303.
- HALL B.L., DENTON G.H., OVERTUF B., 2001, Glacial Lake Wright, a high-level Antarctic lake during the LGM and early Holocene, Antarctic Science, 13 (1): 53-60.
- HALL B.L., DENTON G.H., OVERTURF B., HENDY C.H., 2002, Glacial Lake Victoria, a high-level Antarctic lake inferred from lacustrine deposits in Victoria Valley, Journal of Quaternary Science, 17 (7): 697-706.

-
- HALLET, B., 1976, Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO₃. Geological Society of America Bulletin, 87: 1003-1015.
 - HENDERSON R.A., PREBBLE W.M., HOARE R.A., POPPLEWELL K.B., HOUSE D.A., WILSON A. T., 1966, An ablation rate for lake Fryxell, Victoria land, Antarctica, Journal of Glaciology, 6: 129-133.
 - HENDY C.H., 2000 (a), The role of polar lake ice as filter for glacial lacustrine sediments, Geografiska Annaler, 82A (2-3): 271-274.
 - HENDY C.H., 2000 (b), Late Quaternary lakes in the McMurdo Sound region of Antarctica, Geografiska Annaler Series A – Physical Geography, 82A (2-3): 411-432.
 - HENDY C.H., SADLER A.J., DENTON G.H., HALL B.L., 2000, Proglacial lake-ice conveyors: a new mechanism for deposition of drift in polar environments, Geografiska Annaler 82A (2-3): 249-270.
 - HOFFMAN P.F., KAUFMAN A.J., HALVERSON G.P., SCHRAG D.P., 1998, A neoproterozoic snowball Earth, Science, 281: 1342-1346
 - HOLDSWORTH, G., 1974, Meserve Glacier, Wrigth Valley, Antarctica: Part I, basal processes, Ohio State University Institute of Polar Studies Report, 37, 104 pp.
 - HOWARD-WILLIAMS C., SWARTZ A.M., HAWES I., 1998, Optical properties of the McMurdo Dry Valleys lakes, Antarctica, in Prisco J.C. (ed.), Ecosystem Dynamics in a polar desert, The Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 189-203.
 - HUBBARD B., SHARP M., 1995, Basal ice facies and their formation in the Western Alps, Arctic and Alpine Research, 27 (4): 303-310.
 - HUYBRECHTS P., 1994, Formation and desintegration of the Antarctic ice sheet, Annals of Glaciology, 20: 336-340.
 - JANSSENS L., 1996, Les propriétés des glaces basales révélatrices des interactions calotte glaciaire – substratum au Groenland, thèse, Université Libre de Bruxelles, 196 pp.
 - JOUZEL J., SOUCHEZ R.A., 1982, Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice, Journal of Glaciology, 28 (98): 35-42.

- JOUZEL J., PETIT J.R., SOUCHEZ R., BARKOV N., LIPENKOV V., RAYNAUD D., STIEVENARD M., VASSILIEV N., VERBEKE V., VIMEUX F., 1999, More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok, Science, 286: 2138-2141.
- KILLAWEE, J. A., FAIRCHILD, I. J., TISON, J.-L., JANSSENS, L., LORRAIN, R., 1998, Segregation of solutes and gases in experimental freezing of dilute solutions: Implications for natural glacial systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62: 3637-3655.
- KLEMAN J., BORGSTRÖM I., 1994, Glacial land forms indicative of a partly frozen bed, Journal of Glaciology, 40: 255-264.
- KLEMAN J., BORGSTRÖM I., 1996, Reconstruction of palaeo-ice sheets: the use of geomorphological data, Earth Surface Processes and Landforms, 21: 893-909
- LANGWAY C.C.Jr., 1958, Ice fabrics and the universal stage, SIPRE Technical Report 62.
- LAWSON D.E., 1979, Sedimentological analysis of the Western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska, U.S. Army CRREL Report 79-9: 112p.
- LAYBOURN-PARRY J., 1997, The microbial loop in Antarctic lakes, in Lyons W.B., Howard-Williams C., Hawes I. (eds.), Ecosystem Processes in Antarctic Ice-Free Landscapes, Balkema Press, Rotterdam: 231-240.
- LEE P.A., PRISCU J.C., DITULLIO G.R., RISEMAN S.F., TURSICH N., DE MORA S.J., 2004, Elevated levels of dimethylated-sulfur compounds in Lake Bonney, a poorly ventilated Antarctic lake, Limnology and Oceanography, 49 (4): 1044-1055.
- LOFGREN G., WEEKS W.F., 1969, Effect of growth parameters on substructure spacing in NaCl ice crystals, Journal of Glaciology, 8 (52): 153-164.
- LORRAIN, R.D., FITZSIMONS S.J., VANDERGOES M.J., STIÉVENARD M., 1999, Ice composition evidence for the formation of basal ice from lake water beneath a cold-based Antarctic glacier, Annals of Glaciology, 28: 277-281.
- LORRAIN R., SLEEWAEGEN S., SOUCHEZ R., TISON J.-L., 2001, Basal ice from East Antarctica (EPICA), OSTC IV/DD/E02 final report, in Dynamics of the

- Southern Ocean and palaeoenvironmental record, SPSP I Belgian Scientific Research Program on the Antarctic, Phase IV, 1997-2001.
- LORRAIN R., SLEEWAEGEN S., FITZSIMONS S., STIEVENARD M., 2002, Ice formation in an Antarctic glacier-dammed lake and implications for glacier-lake interactions, Arctic, Antarctic and Alpine Research, 34 (2): 150-158.
 - LYONS J .B., STOIBER R.E., 1962, Orientation fabrics in lake ice, Journal of Glaciology, 4 (33): 367-370.
 - LYONS W.B., HOWARD-WILLIAMS C., HAWES I. (Eds), 1997 (a), Ecosystem Processes in Antarctic Ice-Free Landscapes, Balkema Press, Rotterdam: 281p.
 - LYONS W.B., BARTEK L.R., MAYEWSKI P.A., DORAN P.T., 1997 (b), Climate history of the McMurdo Dry Valleys since the last glacial maximum: A synthesis, *in* Lyons W.B., Howard-Williams C., Hawes I. (eds.), Ecosystem Processes in Antarctic Ice-Free Landscapes, Balkema Press, Rotterdam: 15-22.
 - LYONS W.B., TYLER S.W., WHARTON R.A., McKNIGHT D.M., VAUGHN B.H., 1998(a), A late Holocene dessication of Lake Hoare and Lake Fryxell, McMurdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Science 10 (3): 247-256.
 - LYONS W.B., WELCH K.A., NEUMANN K., TOXEY J.K., McARTHUR R., WILLIAMS C. (1998), Geochemical linkages among glaciers, streams and lakes within the Taylor Valley, Antarctica, *in* Priscu J.C. (ed.), Ecosystem Dynamics in a polar desert, The Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 77-92.
 - MAJOUBE M., 1971, Fractionnement en oxygène 18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur, Journal of Chemical Physics, 197: 1423-1436.
 - MARTINERIE P., RAYNAUD D., ETHERIDGE D.M., BARNOLA J.M., MAZAUDIER D., 1992, Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice, Earth and Planetary Science Letters, 112: 1-13.
 - MARTINERIE, P., LIPENKOV, V. Y., RAYNAUD, D., CHAPPELLAZ, J., BARKOV, N. I., LORIUS, C., 1994: Air content paleo-record in the Vostok ice core (Antarctica) : a mixed record of climatic and glaciological parameters. Journal of Geophysical Research, 99: 10565-10576.

-
- MATSUBAYA, O., SAKAI, H., TORII, T., BURTON, H., KERRY, K., 1979, Antarctic saline lakes - stable isotopic ratios, chemical compositions and evolution, Geochemica et Cosmochimica Acta, 43:7-25.
 - MATSUMOTO G.I.1993, Geochemical features of th McMurdo Dry Valleys lakes, in Green W.J., Friedmann E.I. (eds.), *Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes*. Antarctic Research Series, 59, American Geophysical Union, Washington DC: 95-118.
 - McKAY C.P., CLOW G.D., WHARTON R.A.Jr., SQUYRES S.W., 1985, Thickness of ice on perennially frozen lakes, Nature, 313: 561-562.
 - McKAY C.P., 2000, Thickness of tropical ice and photosynthesis on a snowball Earth, Geophysical Research Letters, 27 (14): 2153-2156.
 - MILLER L.G., AIKEN G.R., 1996, Effects of glacial meltwater inflows and moat freezing on mixing in an ice-covered Antarctic lake as interpreted from stable isotope and tritium distributions, Limnology and Oceanography, 41 (5): 966-976.
 - MOORHEAD D.I., DORAN P.T., FOUNTAIN A.G., LYONS W.B., McKNIGHT D.M., PRISCU J.C., VIRGINIA R.A., WALL D.H., 1999, Ecological legacies: Impacts on ecosystems of the McMurdo Dry Valleys, Bioscience, 49: 1009-1019.
 - MOSER H., STICHLER W., 1980, Environmental isotopes in ice and snow, in Fritz P.et Fontes J.C. (eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry, vol. 1, New York, Elsevier: 141-178.
 - MUGUMURA J., KIRUCHI K., 1963, Lake ice investigation at Peters Lake, Alaska, Journal of Glaciology: 689- 708.
 - NEDELL S.S., ANDERSON D.W., SQUYRES S.W., LOVE F.G., 1987, Sedimentation in ice-covered Lake Hoare, Antarctica, Sedimentology, 34: 1093-1106.
 - NEUMANN K., LYONS W.B., PRISCU J.C., DONAHOE R.J., 2001, CO₂ concentrations in perennially ice-covered lakes of Taylor Valley, Antarctica, Biogeochemistry, 56 (1): 27-50.
 - OFFER Z.Y., AZMON E., 1992, Chemistry and granulometry of settled dust in the northern Negev desert, Israel (1987-1988), The science of the total environment 126: 231-241.

- OFFER Z.Y., ZANGVIL A., AZMON E, 1993, Characterization of airborne dust in Sede Boqer area, Israel Journal of Earth Sciences 41: 239-245.
- O'NEIL J.R., 1968, Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water, Journal of Physical Chemistry, 72 (10): 3683-3684.
- OPPENHEIMER M., 1998, Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet, Nature, 393: 325-332.
- PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N., BARNOLA J.M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS M., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V., LEGRAND M., LIPENKOV V., LORUS C., PÉPIN L., RITZ C., SALTZMAN E., STIÉVENARD M., 1999, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, Nature, 399 : 429-436.
- POLLARD, W.H., VAN EVERDINGEN, R.O., 1992, Formation of seasonal ice bodies. In Dixon, J.C., Abrahams, A.D. (eds.), Periglacial Geomorphology, The Binghampton Symposia in Geomorphology: International Series, 22, Wiley, Chichester: 281-304.
- PRISCU J.C., DOWNES M.T., MCKAY C.P., 1996, Extreme supersaturation of nitrous oxide in a poorly ventilated Antarctic lake, Limnology and Oceanography 41(7): 1544-1551.
- PRISCU J.C. (ed.), 1998, Ecosystem Dynamics in a polar desert, The Mc Murdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 369 pp.
- PRISCU J.C., FRITSEN C.H., ADAMS E.E., GIOVANNI S.J., PAERL H.W., MCKAY C.P., DORAN P.T., GORDON D.A., LANOIL B.D., PINCKNEY J.L., 1998, Perennial Antarctic lake ice: an oasis for life in a polar desert, Science 280: 2095-2098.
- PRISCU J.C., 2002, Perennially ice covered Antarctic lakes: oases for life and models for other icy worlds, Workshop "Astrobiology expeditions 2002", March 25-29, St Petersburg.
- PYE K. 1987, Aeolian dust and dust deposits, Academic Press, London: 334pp.

-
- RAMADE F., 2002, Dictionnaire encyclopédique de l'écologie et des sciences de l'environnement, Dunod, Paris, 2^e édition, 1075 pp.
 - RAINS R.B., SHAW J., 1981, Some mechanisms of controlled moraine development, Antarctica, Journal of Glaciology, 27 (95): 113-128.
 - RAYNAUD D., DELMAS R., ASCENCIO J.M., LEGRAND M., 1982, Gas extraction from polar ice cores: a critical issue for studying the evolution of atmospheric CO₂ and ice-sheet surface elevation, Annals of Glaciology, 3: 265-268.
 - RAYNAUD D., CHAPPELLAZ J., BARNOLA J.M., KOROTKEVICH Y.S., LORIUS C., 1988, Climatic and CH₄ cycle implications of glacial-interglacial CH₄ change in the Vostok ice core, Nature, 333: 655-657.
 - REMPEL A.W., WADDINFTON E.D., WETTLAUFFER J.S., WORSTER M.G., 2001, Possible displacement of the climate signal in ancient ice by premelting and anomalous diffusion, Nature, 411: 568-571.
 - RIGSBY G.P., 1951, Crystal fabric studies on Emmon Glacier, Mount Rainier, Washington, Journal of Geology, 59 (6): 590-598.
 - ROBINSON P.H., 1984, Ice dynamics and thermal regime of Taylor Glacier, South Victoria Land, Antarctica, Journal of Glaciology, 30 (15): 153-160.
 - SADLER A.J., 1989, Sedimentation in Antarctic proglacial lakes, thesis, University of Waikato.
 - SAMYN D., SVENSSON A., FITZSIMONS S.J., LORRAIN R.D., Crystallographic evidences for enhanced deformation at the base of cold Antarctic glaciers: examples from amber ice, Annals of Glaciology, *sous presse*.
 - SAMYN D., FITZSIMONS S.J., LORRAIN R.D., Strain-induced phase changes within cold basal ice from Taylor Glacier (Antarctica) indicated by gas and microstructural analyses, Journal of Glaciology, *soumis*.
 - SCHOHL G.A., ETTEMA, R., 1986, Theory and laboratory observations of naled ice growth, Journal of Glaciology, 32 (111): 168-177.
 - SCHRAG D.P., HOFFMAN P.F., 2001, Life, geology and snowball Earth, Nature, 409: 306.

-
- SHARP M., JOUZEL J., HUBBARD B., LAWSON W., 1994, The character, structure and origin of the basal ice layer of a surge-type glacier, Journal of Glaciology, 40 (135): 327-339.
 - SHAW J., 1977, Till body morphology and structure related to glacier flow, Boreas, 6 (2): 189-201.
 - SHREVE R.L., 1984, Glacier sliding at subfreezing temperatures, Journal of Glaciology, 30 (106): 341-347.
 - SIEGERT M.J., DOWDESWELL J.A., GORMAN M.R., MCINTYRE N.F., 1996, An inventory of Antarctic sub-glacial lakes, Antarctic Science 8 (3): 281-286.
 - SIEGERT M.J., 2000, Antarctic subglacial lakes, Earth Science Reviews, 50 : 29-50.
 - SIMMONS G.M.Jr., VESTAL J.R., WHARTON R.A., 1993, Environmental Regulators of Microbial Activity in Continental Antarctic Lakes, in Green W.J., Friedmann E.I. (eds.), Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes. Antarctic Research Series, 59, American Geophysical Union, Washington DC: 165-195.
 - SIMOES J., PETIT J.R., SOUCHEZ R., LIPENKOV Y., DE ANGELIS M., LIU L., JOUZEL J., DUVAL P., 2002, Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the glacier ice in Vostok core, Annals of Glaciology, 35: 340-346.
 - SKOOG D.A., WEST D.M., HOLLER F.J., Chimie analytique (édition française, traduction et révision scientifique de la 7ème édition américaine), De Boeck Université, 1997, Bruxelles. 870 pp.
 - SLEEWAEGEN S., LORRAIN R., OFFER Z., AZMON E., FITZSIMONS S., SOUCHEZ R., 2002, Trapping of Aeolian sediments and build-up of the ice cover of a dry-based Antarctic lake, Earth Surface Processes and Landforms, 27: 307-315.
 - SLEEWAEGEN S., SAMYN D., FITZSIMONS S.J., LORRAIN R.D., 2003, Equifinality of basal ice facies from an Antarctic cold-based glacier, Annals of Glaciology, 37: 257-262.
 - SOUCHEZ R.A., 1967, The formation of shear moraines: an example from South Victoria Land, Antarctica, Journal of Glaciology, 6 (48): 837-843.

-
- SOUCHEZ R.A., JOUZEL J., 1984, On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing, Journal of Glaciology, 30 (106): 369-372.
 - SOUCHEZ R.A., TISON J.-L., JOUZEL J., 1987, Freezing rate determination by the isotopic composition of the ice, Geophysical Research Letters, 14 (6): 599-602.
 - SOUCHEZ R., LORRAIN R., TISON J.-L., 1988, Co-isotopic signature of two mechanisms of basal-ice formation in Arctic outlet glaciers, Annals of Glaciology, 10 : 163-166.
 - SOUCHEZ R.A., LORRAIN R.D., 1991, Ice composition and glacier dynamics, Springer-Verlag, Berlin, 207 pp.
 - SOUCHEZ R., LEMMENS M., TISON J.-L., LORRAIN R., JANSSENS L., 1993, Reconstruction of basal boundary conditions at the Greenland ice sheet margin from gas composition in the ice, Earth and Planetary Science Letters, 118: 327-333.
 - SOUCHEZ R., TISON J.-L., LORRAIN R., LEMMENS M., JANSSENS L., STIEVENARD M., JOUZEL J., SVEINBJÖRNSDOTTIR A., JOHNSEN L., 1994, Stable isotopes in the basal silty ice preserved in the Greenland Ice Sheet at Summit; environmental implications, Geophysical Research Letters, 21 (8): 693-696.
 - SOUCHEZ R., LEMMENS M., 1995 (a), Flow-induced mixing in the GRIP basal ice deduced from the CO_2 and CH_4 records, Geophysical Research Letters, 22 (1): 41-44.
 - SOUCHEZ R., JANSSENS L., LEMMENS M., STAUFFER B., 1995 (b), Very low oxygen concentration in basal ice from Summit, Central Greenland, Geophysical Research Letters, 22 (15): 2001-2004.
 - SOUCHEZ R., TISON J.-L., LORRAIN R., FLÉHOC C., STIEVENARD M., JOUZEL J., MAGGI V., 1995 (c), Investigating processes of marine ice formation in a floating ice tongue by a high-resolution isotopic study, Journal of Geophysical Research, 100 (C4): 7019-7025.
 - SOUCHEZ R., 1997, The buildup of the ice sheet in central Greenland, Journal of Geophysical Research, 102 (C12): 26,317-26,323.
 - SOUCHEZ R., KHAZENDAR A., RONVEAUX D., TISON J.-L., 1998, Freezing at the grounding line in East Antarctica : possible implications for sediment export efficiency, Annals of Glaciology, 27: 316-320.

- SOUCHEZ, R., JOUZEL, J., LORRAIN, R., SLEEWAEGEN, S., STIÉVENARD, M., VERBEKE, V., 2000, A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing, Geophysical Research Letters, 27: 1923-1926.
- SOUCHEZ R., PETIT J.R., TISON J.L., JOUZEL J., VERBEKE V., 2000, Ice formation in subglacial Lake Vostok, Central Antarctica, Earth and Planetary Science Letters, 181 : 529-538.
- SOUCHEZ R., JEAN-BABTISTE P., PETIT J.R., LIPENKOV V.Ya., JOUZEL J., 2002 (a), What is the deepest part of the Vostok ice core telling us ?, Earth-Science Reviews, 60: 131-146.
- SOUCHEZ R., PETIT J.R., JOUZEL J., SIMOES J., DE ANGELIS M., BARKOV N., STIEVENARD, M., VIMEUX F., SLEEWAEGEN S., LORRAIN, R., 2002 (b), Highly deformed basal ice in the Vostok core, Antarctica, Geophysical Research Letters, 29 (7) , art. n°1136.
- SOUCHEZ R., PETIT J.R., JOUZEL J., DE ANGELIS M., TISON J.L., 2004, Reassessing Lake Vostok's behaviour from existing and new ice core data, Earth and Planetary Science Letters, 217 (1-2): 163-170.
- SOWERS T., BROOK E., ETHERIDGE D., BLUNIER T., FUCHS A., LEUENBERGER M., CHAPPELLAZ J., BARNOLA J.M., WAHLEN M., DECK B., WEYHENMEYER C., 1997, An interlaboratory comparison of techniques for extracting and analysing trapped gases in ice cores, Journal of Geophysical Research – Oceans, 102 (C12): 26527-26538.
- SPIGEL R.H., PRISCU J.C., 1998, Physical limnology of the McMurdo Dry Valleys lakes, *in* Priscu J.C. (ed.), *Ecosystem Dynamics in a polar desert, The McMurdo Dry Valleys, Antarctica*, Antarctic Research Series, 72, American Geophysical Union, Washington DC: 153-187.
- SQUYRES S.W., ANDERSON S.W., NEDELL S.S., WHARTON R.A., 1991, Lake Hoare, Antarctica : sedimentation through a thick perennial ice cover, Sedimentology, 38: 363-379.
- STAUFFER B, FISCHER G, NEFTEL A, OESCHGER H, 1985 (a), Increase of atmospheric methane recorded in Antarctic ice core, Science, 229, 1386-1388.

- STAUFFER B, NEFTEL A., OESCHGER H., SCHWANDER J., 1985 (b), CO₂ concentration in air extracted from Greenland ice samples, *American Geophysical Union, Spring Meeting, Philadelphia, Proceedings*: 85-89.
- SUGDEN D.E., JOHN B.S., 1976, Glaciers and landscape, Edward Arnold, Londres, 376 pp.
- TAKAMATSU N., KATO N., MATSUMOTO G.I., TORII T., 1998, The origin of salts in water bodies of the McMurdo Dry Valleys, Antarctic Science, 10 (4): 439-448.
- TERWILLIGER J.P., DIZIO S.F., 1970, Salt rejection phenomena in the freezing of saline solution, Chemical Engineering Science, 75: 1331-1349.
- TUCKER W.B., III, GOW A.J., WEEKS W., 1987, Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait, June-July 1984, US Army CRREL Report, 87 (16): 81 pp.
- TISON J.-L., 1981, Etude des mécanismes de l'érosion glaciaire latérale par l'analyse chimique et pétrographique des glaces d'un glacier alpin, thèse, Université Libre de Bruxelles, 164 pp.
- TISON J.-L., SOUCHEZ R., LORRAIN R., 1989, On the incorporation of unconsolidated sediments in basal ice : present-day examples, Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd, 72: 173-183.
- TISON J.-L., PETIT J.R., BARBOLA J.M., MAHANEY W.C., 1993, Debris entrainment at the ice-bedrock interface in sub-freezing temperature conditions (Terre-Adélie, Antarctica), Journal of Glaciology, 39 (132): 303-315.
- TISON J.-L., 1994, Diamond wire-saw cutting technique for investigating textures and fabrics of debris-laden ice and brittle ice, Journal of Glaciology – Instruments and Methods, 40 (135): 410-414.
- TISON J.-L., THORSTEINSSON T., LORRAIN R., KIPFSTUHL J., 1994, Origin and development of textures and fabrics in basal ice at Summit, Central Greenland, Earth Planetary Science Letters, 125 (1-4): 421-437.
- TISON J.-L., HAAS C., GOWING M.M., SLEEWAEGEN S., BERNARD A., 2002, Tank study of physico-chemical controls on gas content and composition during growth of young sea ice, Journal of Glaciology, 48 (161): 177-191.

- VERBEKE V., LORRAIN R., JOHNSEN S., TISON J.-L., 2002, A multiple-step deformation history of basal ice from the Dye 3 (Greenland) core : new insights from the CO₂ and CH₄ content, Annals of Glaciology, 35: 231-236.
- VINCENT W.F., 1997, Polar desert ecosystems in a changing climate: A north-south perspective, in Lyons W.B., Howard-Williams C., Hawes I. (eds.), Ecosystem Processes in Antarctic Ice-Free Landscapes, Balkema Press, Rotterdam: 3-14.
- VINCENT W.F., HOWARD-WILLIAMS C., 2001, Life on snowball Earth, Science, 287: 2421.
- WALTON D.H., VINCENT W.F., TIMPERLEY M.H., HAWES I, HOWARD-WILLIAMS C., 1997, Synthesis: Polar deserts as indicators of change, in Lyons W.B., Howard-Williams C., Hawes I. (eds.), Ecosystem Processes in Antarctic Ice-Free Landscapes, Balkema Press, Rotterdam: 275-279.
- WATANABE O., JOUZEL J., JOHNSEN S., PARRENIN F., SHOJI H., YOSHIDA N., 2003, Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles, Nature, 422 : 509-512.
- WATERHOUSE E., et 18 autres auteurs, 2001, Ross sea Region, A state of the environment report for the Ross Sea Region of Antarctica (Waterhouse E., ed.), New Zealand Antarctic Institute, Christchurch, Nouvelle-Zélande.
- WEAST R.C. (ed.), 1981, CRC Handbook of chemistry and physics, 62nd edition, CRC Press, Boca Raton, Floride.
- WEEKS W.F., WETTLAUER J.S., 1996, Crystal orientations in floating ice sheets, in Aresenault R.J. et al. (eds.), The Johannes Weertman Symposium: 337-350.
- WEERTMAN, J., 1957, On the sliding of glaciers, Journal of Glaciology, 3 (30): 965-978.
- WEERTMAN J., 1961, Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets, Journal of Glaciology, 3(30): 965-978.
- WILSON A.T., 1964, Evidence from chemical diffusion of a climate change in the McMurdo Dry Valleys 1,200 years ago, Nature, 201: 176-177.

- WILSON A.T., 1979, Geochemical problems of the Antarctic dry areas, Nature, 280: 205-208.
- WHARTON R.A.Jr., McKAY C.P., SIMMONS G.M., PARKER B.C., 1986, Oxygen budget of a perennially ice-covered Antarctic lake, Limnology and Oceanography, 31 (2): 437-443.
- WHARTON R.A. Jr, SIMMONS G.M. Jr, McKAY C.P., 1989, Perennially ice-covered Lake Hoare, Antarctica: physical environment, biology and sedimentation, Hydrobiologia, 172: 305-320.
- WHARTON R.A.Jr, McKAY C.P., CLOW G.D., ANDERSEN D.T., 1993, Perennial ice covers and their influence on Antarctic lake ecosystems, in Green W.J., Friedmann E.I. (eds.), Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes. Antarctic Research Series, 59, American Geophysical Union, Washington DC: 53-70.

Sites Internet dont ont été repris les figures II.1 et III.1.K:

- <http://antarcticanz.govnt.nz/article/4004.html>
- <http://www.bakeru.edu/faculty/rboyd/lgenbis.htm>

ANNEXES ET TABLEAUX ANNEXES

Annexe 1

Principales informations fournies par les analyses en isotopes stables de l'eau

Les trois molécules de l'eau les plus répandues à l'état naturel sont $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$ et $HD^{16}O$. Elles sont composées des isotopes ^{16}O , ^{18}O , H et D. Ces isotopes ont des masses atomiques différentes, ce qui induit un comportement différent face à certains processus physiques. Analyser les compositions isotopiques de la glace permet donc d'obtenir des informations sur les processus qui ont mené à la formation/transformation de celle-ci.

Par convention, les compositions isotopiques s'expriment sous forme de rapports des concentrations en isotopes lourds sur les concentrations en isotopes légers, exprimés en ‰ et normalisés selon le standard SMOW (Standard Mean Ocean Water):

$$\bullet \delta D_{\text{‰ SMOW}} = \frac{(D/H)_{\text{échantillon}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

$$\bullet \delta^{18}O_{\text{‰ SMOW}} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{échantillon}} - (^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

Afin de voir l'évolution conjointe des deux composés lourds de l'eau ($H_2^{18}O$ et HDO), il est habituel de représenter les valeurs de composition isotopique sur un graphique portant le δD en ordonnée et le $\delta^{18}O$ en abscisse, appelé **diagramme δD - $\delta^{18}O$** .

Signature isotopique de la glace météorique non modifiée

Une relation linéaire existe entre les δD et les $\delta^{18}O$ des pluies et des neiges dans toutes les régions du monde. Elle résulte des processus de fractionnement isotopique de l'eau qui se manifestent lors de l'évaporation et de la condensation. Cette relation a été mise en évidence par Craig (1961) sur base de nombreuses analyses isotopiques d'eau de précipitations prélevées à différentes latitudes. La droite qui se dégage sur un diagramme δD - $\delta^{18}O$ est appelée "**droite météorique**" (*Meteoric Water Line*, MWL). Elle a pour équation générale:

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + d$$

où d est appelé l'**excès en deutérium**. Sa valeur dans les eaux de précipitations dépend de l'humidité relative au moment de l'évaporation de l'eau. Elle est souvent proche de la valeur globale moyenne de 10.

Il faut cependant noter que la valeur de l'excès en deutérium ($d = \delta D - 8 \delta^{18}O$) peut varier considérablement dans de la glace qui n'est pas d'origine météorique ou qui a subi des modifications depuis sa formation. L'excès en deutérium correspond en fait à l'ordonnée à l'origine d'une droite hypothétique de pente 8 qui passe par le point correspondant à l'échantillon considéré. Il ne faut pas le confondre avec l'ordonnée à l'origine de la droite de régression passant par un ensemble de points.

Il est possible de déterminer des **droites météoriques locales** (*Local Meteoric Water Lines*, LMWL) en analysant la composition isotopique des précipitations locales. C'est le cas par exemple si l'on mesure la composition isotopique de glace météorique polaire de glaciers locaux en Antarctique.

Signature isotopique de glace formée par congélation d'eau

Un fractionnement isotopique se produit entre l'eau et la glace pendant la formation de celle-ci: les molécules d'eau plus lourdes ($H_2^{18}O$ et HDO) sont incorporées préférentiellement dans la phase solide. Cet enrichissement relatif de la glace en ^{18}O et en D par rapport à l'eau se fait suivant des coefficients de fractionnement supérieurs à 1, définis comme suit (valeurs à l'équilibre à $0^\circ C$):

$$\bullet \quad \alpha_{(^{18}O)} = \beta = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{glace}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{eau}}} = \frac{1000 + \delta^{18}O_{\text{glace}}}{1000 + \delta^{18}O_{\text{eau}}} = 1,003 \text{ (O'Neil, 1968)}$$

$$\bullet \quad \alpha_{(D)} = \frac{(D/H)_{\text{glace}}}{(D/H)_{\text{eau}}} = \frac{1000 + \delta D_{\text{glace}}}{1000 + \delta D_{\text{eau}}} = 1,0208 \text{ (Arnason, 1969)}$$

Jouzel et Souchez (Jouzel and Souchez, 1982; Souchez and Jouzel, 1984) ont mis en évidence à partir d'observations et d'expériences que les compositions isotopiques des glaces formées par congélation s'alignent sur un diagramme $\delta D - \delta^{18}O$ le long de droites qui ont une pente caractéristique, distincte de celle de la MWL. La pente théorique sur laquelle s'alignent ces échantillons de glace est nommée **pente de gel** (*freezing slope*). La valeur de cette pente (S) peut être calculée à partir de l'équation:

$$S = \frac{\alpha (\alpha - 1) (1000 + \delta_i D)}{\beta (\beta - 1) (1000 + \delta_i^{18}O)}$$

où $\delta_i D$ et $\delta_i^{18}O$ sont les compositions isotopiques initiales de l'eau liquide, et α et β les coefficients de fractionnement à l'équilibre pour le D et l' ^{18}O , respectivement. La valeur de la pente de gel dépend donc uniquement des coefficients de fractionnement à l'équilibre

ainsi que de la composition isotopique de l'eau au départ de la congélation. La pente est d'autant plus faible que celle-ci a des valeurs δ plus négatives.

Ce modèle s'applique dans le cadre d'un système fermé, mais également dans le cadre d'un système ouvert si les eaux d'apport ont la même composition isotopique que l'eau liquide initiale.

Annexe 2

Principales propriétés des gaz atmosphériques

Les principaux gaz atmosphériques, c'est-à-dire le N₂, l'O₂, l'Ar et le CO₂, présentent des coefficients de solubilité et des coefficients de diffusion dans l'eau différents, qui sont repris dans le tableau ci dessous. Les propriétés de chacun d'eux vont en partie déterminer la composition en gaz contenus dans la glace qui est entrée en contact avec l'eau liquide. Cette dernière est enrichie par rapport à l'atmosphère en composés les plus solubles. La composition en gaz dans les bulles d'air contenues dans la glace qui se forme à partir de cette eau liquide dépend en outre des coefficients de diffusion de ces composés dans l'eau: les gaz qui diffusent le plus vite peuvent plus facilement migrer dans le reste du réservoir d'eau pendant la progression du front de gel.

Suivant ces processus, le CO₂ par exemple, qui est le plus soluble et qui diffuse le moins vite, a tendance à être préférentiellement incorporé dans les bulles de gaz contenues dans la glace formée par gel d'eau. Malgré un coefficient de solubilité plus élevé que celui du N₂, l'O₂ peut quant à lui être appauvri relativement par rapport au N₂, en raison de son coefficient de diffusion plus élevé, si la vitesse de congélation est assez lente.

Il est à noter que, outre ces considérations générales, de nombreux autres facteurs, tels que des processus chimiques ou biologiques, peuvent contribuer à la composition en gaz dans les bulles de glace ayant subi l'influence d'eau liquide.

	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂
Air	78,08 %	20,95 %	0,93%	300 ppmv
Air dissous dans de l'eau à 0°C et P atmosphérique ¹	61,6 %	34,7 %	1,77 %	19300 ppmv
Coefficients de diffusion (m ² s ⁻¹) ¹	1,61 .10 ⁻⁹	2,08 .10 ⁻⁹	1,26 .10 ⁻⁹	1,18 .10 ⁻⁹
Coefficients de solubilité (cm ³ (STP) kg ⁻¹) ²	0,0233	0,0489	0,056	1,713

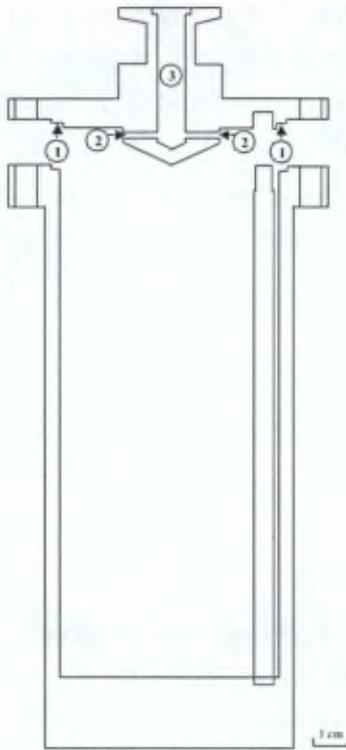
¹ valeurs reprises de Stauffer et al., 1985 (b).

² valeurs reprises de Weast, 1981.

Annexe 3

Méthodes et configurations instrumentales utilisées au laboratoire pour l'analyse de la composition en gaz avant les aménagements réalisés dans le cadre du présent travail

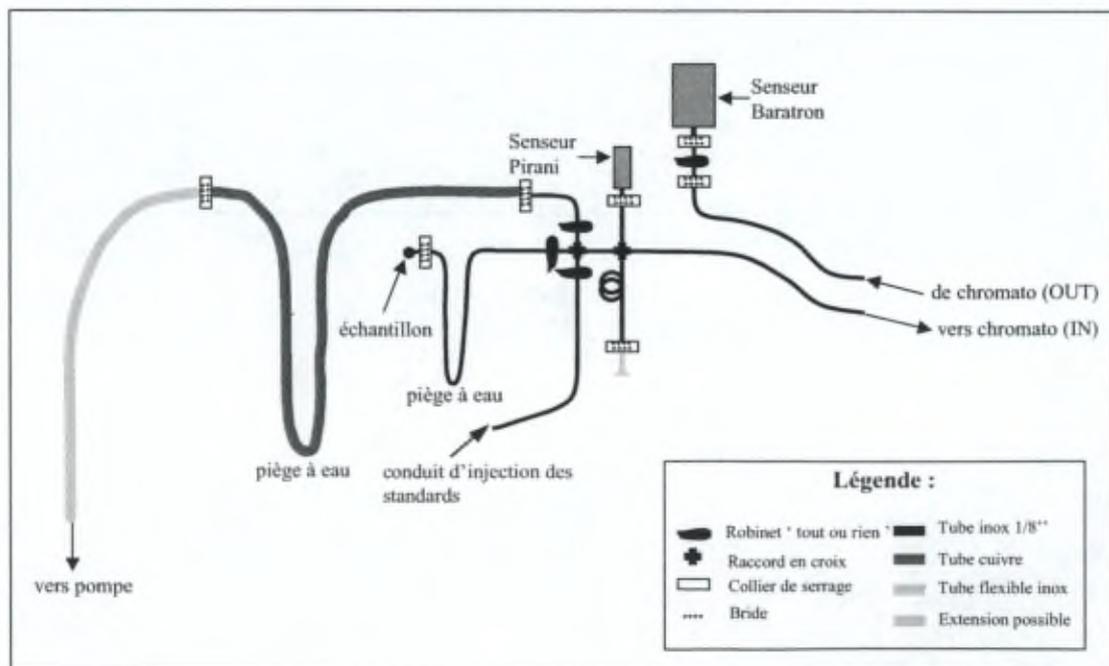
Annexe 3 A: Coupe schématique du récipient métallique préexistant au laboratoire, destiné à l'extraction des gaz à sec



Le récipient métallique utilisé pour l'extraction des gaz à sec comporte entre autres :

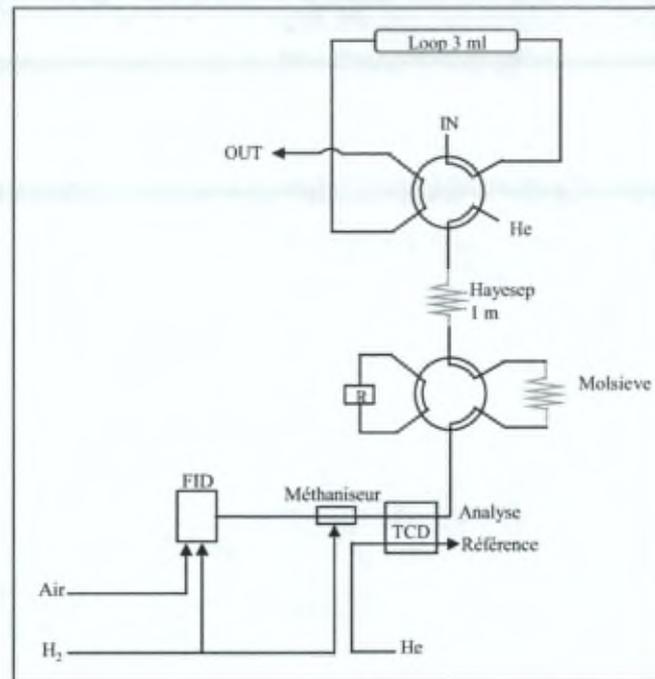
- Une rainure (1) pour un joint en *viton*
- Quatre petits conduits (2) qui se rejoignent dans un drain cylindrique d'évacuation unique (3)

Annexe 3 B: Schéma de la ligne de vide reliée au chromatographe Chrompack 9001



Annexe 3 C: Configurations des chromatographe Varian 3300 et Chrompack 9001

1. Configuration du chromatographe Varian 3300 (voir schéma ci-dessous)

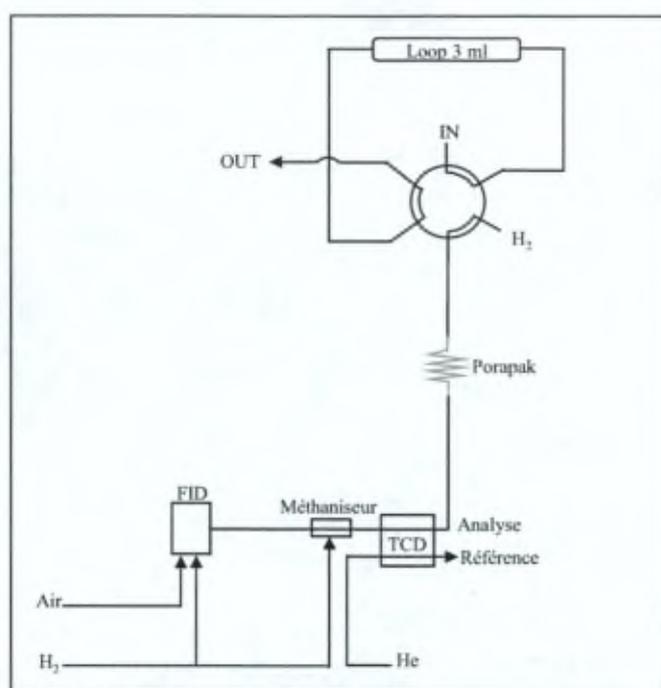


Une seule boucle d'échantillonnage (*loop* de 3 ml) est présente. Elle est connectée à une vanne qui permet le transfert depuis une position d'échantillonnage vers une position d'injection. La première, dont les connexions sont représentées en noir sur le schéma, permet aux gaz de se répandre depuis la ligne de vide (IN) dans le *loop*, qui contient donc un volume spécifique de l'échantillon à analyser, à une pression connue mesurée après le OUT. Quand la vanne permute en position d'injection, le volume d'échantillon contenu dans la boucle est envoyé dans le circuit d'analyse, en étant transporté par le gaz porteur (de l'He 99,9996 dans ce cas-ci).

Le chromatographe Varian 3300 tel qu'il est configuré permet l'analyse conjointe du CO₂, de l'O₂ (+Ar) et du N₂. Ce circuit est lui-même complexe. Les gaz passent dans une première colonne remplie de type Hayesep, maintenue à 65°C. Cette colonne sépare d'une part le groupe des principaux gaz atmosphériques (O₂, N₂ et Ar), et d'autre part le CO₂. L'O₂, l'Ar, et le N₂ passent ensuite dans une colonne remplie de type Molsieve, à la sortie de laquelle l'O₂ et l'Ar forment un ensemble séparé du N₂. Afin d'éviter qu'il n'endommage la colonne Molsieve, le CO₂ passe à ce stade par un restricteur (R sur le schéma) grâce à une vanne de commutation.

L'O₂+Ar et le N₂ sont détectés par un détecteur TCD (Thermal Conductivity Detector)). Le CO₂ est méthanisé par hydrogénation afin d'être détecté par un détecteur FID (Flame Ionisation Detector).

2. Configurations du chromatographe Chrompack 9001 (voir schéma ci-dessous)



Tout comme dans le chromatographe Varian, le système est muni d'une seule boucle d'échantillonnage (*loop* de 3 ml) connectée à une vanne. Le principe d'injection dans le circuit d'analyse est le même. Dans ce cas-ci, le gaz porteur est de l' H_2 .

Le chromatographe Chrompack 9001 tel qu'il est configuré permet l'analyse conjointe du CO_2 , du CH_4 et de l' O_2+Ar+N_2 (ces trois composants ne sont pas séparés), via le passage de l'échantillon par une seule colonne remplie, de type Porapak.

L' O_2+Ar+N_2 sont détectés par un détecteur TCD (Thermal Conductivity Detector)). Le CO_2 est méthanisé par hydrogénation afin d'être détecté par un détecteur FID (Flame Ionisation Detector), qui détecte aussi le CH_4 présent dans l'échantillon.

Un autre circuit, permettant la séparation de l' O_2+Ar et du N_2 , est présent au sein de ce chromatographe. Le seuil de détection est dans ce cas moins bon pour le CH_4 . Cet autre circuit n'a pas été représenté ici.

Annexe 4

Aperçu des différentes configurations aménagées et testées lors de la mise au point d'une méthode de mesure de composition des gaz avec le chromatographe Interscience TRACE-2000

La configuration utilisée pour ce travail s'éloigne sensiblement de celle qui avait été proposée par la société Interscience au moment de la fourniture de l'appareil. Nous présentons ici dans un ordre chronologique un aperçu des différentes configurations testées et des solutions envisagées pour résoudre les problèmes rencontrés. Chaque adaptation a nécessité une phase de tests (injections de standards afin d'établir des courbes de calibration, tests de reproductibilité, injections de "blancs" afin de mettre en évidence les contaminations). L'ensemble de ces tests s'est étalé sur une période de plus de 24 mois.

1^{ère} configuration

Elle comprend **deux circuits principaux**:

- Un circuit pour la détection des gaz O₂, Ar, N₂, CO₂ et CH₄ (en concentrations élevées), comprenant un *loop* de 2 ml, deux colonnes en série (une colonne remplie Porapak et une colonne remplie Molsieve), une vanne de commutation vers un restricteur permettant d'éviter le passage du CO₂ dans la colonne Molsieve, et un détecteur HWD (Hot Wire Detector).
- Un circuit pour la détection du CH₄ en faibles concentrations d'une part et du DMS d'autre part. Afin d'injecter une grande quantité de gaz dans le chromatographe pour améliorer le seuil de détection, ce circuit a été muni d'un *loop* de 100ml et d'un piège froid dont le but est de condenser les gaz à très basse température avant le passage dans la colonne de type capillaire RTX-Qplot. Deux détecteurs sont présents dans ce circuit: un détecteur FID pour le CH₄ et un détecteur FPD (Flame Photometric Detector) pour le DMS.

Les colonnes Porapak et RTX-Qplot sont conditionnées dans le four principal, tandis que la colonne Molsieve se situe dans le four auxiliaire.

Principaux problèmes rencontrés:

1. Mauvais fonctionnement du piège froid
2. Mauvaise séparation des pics de l'O₂ et de l'Ar
3. Absence de pic de CO₂
4. Présence de nombreux pics aléatoires et perturbations de la ligne de base du signal du FID même lors d'injection de "blancs" (vide de la ligne)

Principales adaptations apportées à la configuration du chromatographe en réponse aux problèmes 1 à 4:

1. Réglage de l'alimentation en azote et des seuils de température du piège froid
 - Amélioration mais pas totale...

2. Nouvelle colonne Molsieve et réglage du débit d'He
 - OK, bonne séparation de l'O₂ et de l'Ar
- 3.a Réglage du temps de basculement de la vanne de commutation vers le restricteur
 - Pic de CO₂ présent mais anormalement petit...
- 3.b Ajout d'un microméthaniseur sur l'embase du détecteur FID afin de détecter le CO₂ sur le FID et pas seulement sur le HWD.
 - Meilleure résolution mais mauvaise reproductibilité
4. Ajout d'un filtre à Helium afin d'éliminer au maximum toutes les impuretés qui peuvent être présentes dans le gaz porteur
 - Aucune amélioration: pics aléatoires encore présents

Bilan de la première configuration:

- O₂, Ar et N₂: OK
- CO₂: peu stable à cause de pics parasites
- CH₄: mauvaise détection et pics parasites
- DMS: peu stable

2^e configuration

Deux colonnes séparées pour le CH₄ et le DMS remplacent la colonne unique de la 1^{ère} configuration. Le reste est identique à la 1^{ère} configuration qui a subi les adaptations mentionnées ci-dessus.

Principaux problèmes rencontrés:

1. CH₄ non mesurable:
 - a. à faibles concentrations parce que la résolution est trop faible et qu'il y a trop de pics parasites;
 - b. à fortes concentrations parce que le piège froid ne retient pas efficacement le CH₄, ce qui occasionne la présence de pics de CH₄ multiples avant le pic principal. Ces pics ne sont pas discernables des pics parasites.
2. Mauvaise reproductibilité du CO₂ en raison de la présence des pics parasites
3. Mauvaise reproductibilité du DMS

Principales adaptations apportées à la configuration du chromatographe:

- Remplacement du *loop* 100ml par un *loop* 10ml afin de limiter la quantité potentielle d'impuretés injectées dans le chromatographe
- Placement d'un "purge housing" d'He autour de la vanne d'injection du CH₄ et du DMS. Il s'agit de placer la vanne dans une petite chambre contenant une

suppression d'He, afin d'éviter toute infiltration d'air lors de la commutation de la vanne.

NB: Le filtre à He a été enlevé parce qu'il n'apportait aucune amélioration sensible.

Bilan de la deuxième configuration:

- O₂, Ar et N₂: OK
- CH₄: mauvaise détection et pics parasites
- CO₂: peu stable
- DMS: peu stable
 - Peu d'améliorations depuis la première configuration

3^e configuration

L'intérieur du chromatographe a été reconfiguré de manière plus fondamentale. Cette nouvelle configuration comprend **trois circuits**:

- Un circuit pour la détection des gaz O₂, Ar, N₂ et CO₂, comprenant un *loop* de 2 ml, deux colonnes en série (une colonne remplie Porapak et une colonne remplie Molsieve), une vanne de commutation vers un restricteur permettant d'éviter le passage du CO₂ dans la colonne Molsieve. Les constituants O₂, Ar et N₂ sont détectés par HWD; le CO₂ est détecté par un FID après passage par un méthaniseur (et non un microméthaniseur comme dans les configurations précédentes).
- Un circuit pour la détection du CH₄ comprenant un *loop* de 20 ml connecté à une vanne placée dans un "purge housing" d'He, un piège froid, une colonne capillaire, et le détecteur FID.
- Un circuit pour la détection du DMS comprenant un *loop* de 10 ml, une colonne capillaire, et le détecteur FPD.

Les colonnes Porapak et les deux colonnes capillaires sont conditionnées dans le four principal, tandis que la colonne Molsieve se situe dans le four auxiliaire.

Principaux problèmes rencontrés:

- Mauvaise séparation des pics d'O₂ et Ar
- CH₄ instable
- DMS peu reproductible

Principales adaptations apportées à la configuration du chromatographe:

- Réglage des flux de gaz porteurs et des temps de basculement des vannes

- Changement de la colonne de détection du DMS par une colonne remplie de type Micropacked
- Changement de la colonne de détection du CH₄ par une colonne remplie de type Micropacked
- Introduction d'une phase au sein du circuit du piège froid (différentes tentatives avec différents types de phase – Molsieve ou Carbosphère)
- Changement de position du piège froid en le sortant du four principal, de manière à le rendre plus accessible et à faciliter son refroidissement
- Optimisation du signal FID (réglage des débits d'He et de H₂, de la température du four principal, de la fréquence d'acquisition des données)

Bilan de la troisième configuration:

- O₂, Ar et N₂: OK
- CO₂: OK
- CH₄: OK sauf pour faibles pressions d'injections et faibles concentrations à cause de pics parasites
- DMS: OK

Dernière configuration

La dernière configuration, retenue, est celle présentée dans le texte au point II.2.7.2.2.2. Elle comprend les trois circuits de la troisième configuration, les circuits du DMS et du CH₄ comprenant des colonnes de type Micropacked.

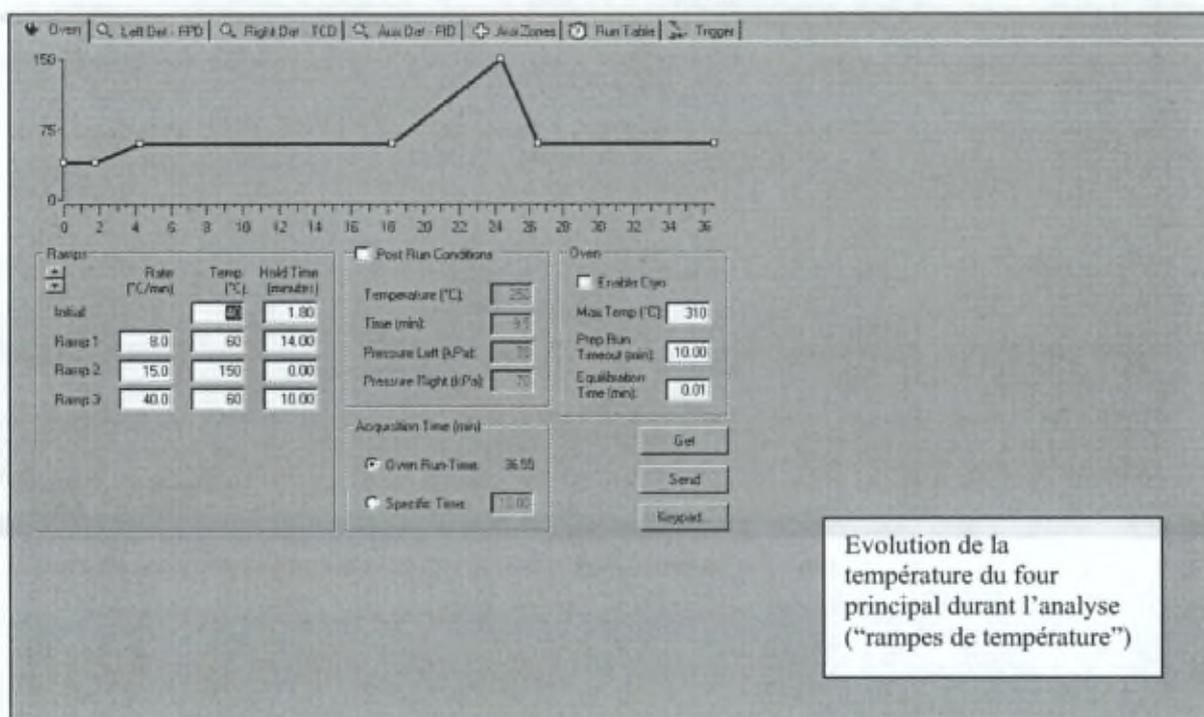
La présence de pics parasites au temps de rétention du CH₄ a pu être réduite drastiquement en changeant les vannes "tout ou rien" de la ligne de vide. Les joints des vannes à boisseau cylindriques initialement placées se sont avérés responsables d'une contamination non négligeable en CH₄, ce qui n'est pas le cas des vannes à boisseau sphérique.

Les derniers tests de mise au point ont montré que le "purge housing" d'He autour de la vanne d'injection du circuit du CH₄, ainsi que le piège froid dans ce même circuit, n'apportent pas d'amélioration notable dans nos conditions d'analyses. Ils ne sont donc plus activés.

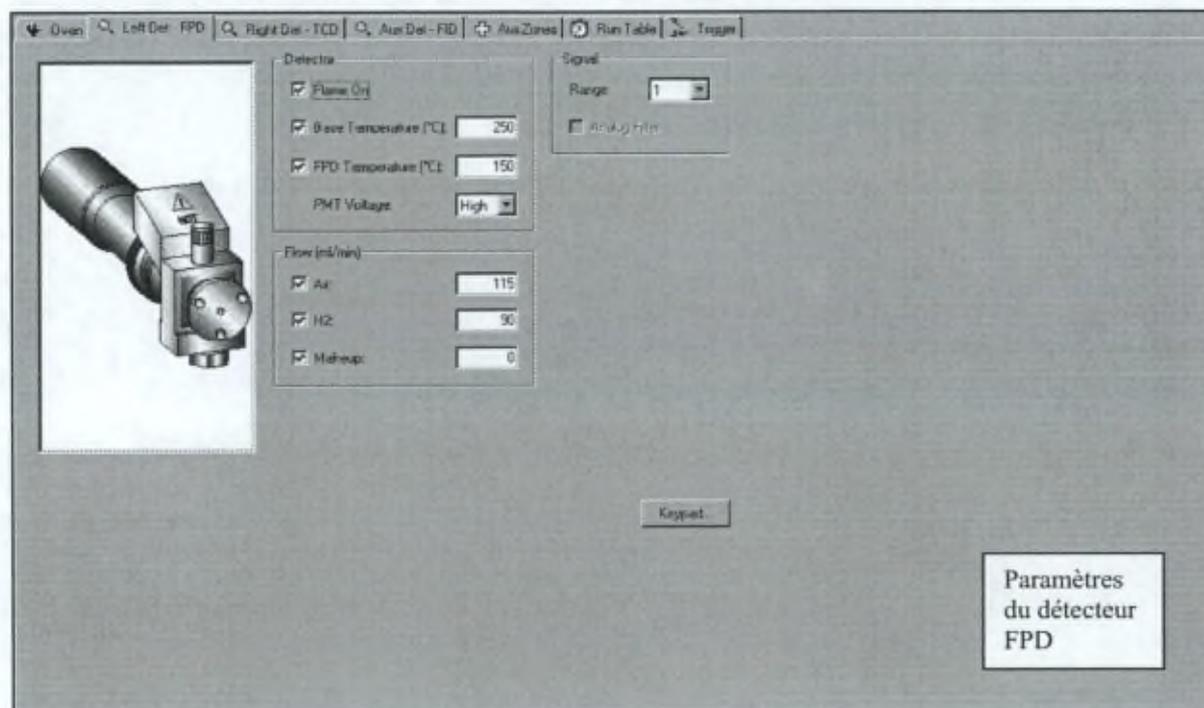
Annexe 5

Paramètres de la méthode intégrée permettant l'analyse conjointe des différents composés sur le chromatographe Interscience

Les différents encarts repris ci-dessous reprennent les paramètres de la méthode utilisée pour effectuer nos analyses.



Evolution de la température du four principal durant l'analyse ("rampes de température")



Paramètres du détecteur FPD

Block Temperature (°C) 120
 Transfer Temp. (°C) 130
 Flameless Power
 Constant Flameless Temperature
 Flameless Temperature: 250
 Flameless Voltage: 10
 Fl. Max. Temperature: 300

Flow (ml/min)
 Makeup 0
 Reference 30
 Carrier Source: Other

Signal
 Gain: x10
 Negative Polarity

Keypad...

Paramètres du détecteur TCD

Flame On
 Base Temperature (°C) 250
 Ignition Threshold (pA) 1.0
 Flameless Ratio

Flow (ml/min)
 Air 300
 H2 30
 Makeup 0

Signal
 Range: 1
 Analog Filter

Keypad...

Paramètres du détecteur FID

Valve Oven [°C] 30
 Aux 2 [°C] 350

Keypad

Températures du four auxiliaire (valve oven) et du méthaniseur (aux 2)

Time	Event	Setting
Prep run	Aux Detector (FID)	Autozero
Prep run	Left Detector (FPD)	Autozero
Prep run	Right Detector (TCD)	Autozero
0.00	Valve #4 (Sampling)	Inject for 13.50 min.
6.30	Valve #2 (Sampling)	Inject for 15.60 min.
8.40	Valve #1 (Switching)	On
10.00	Valve #1 (Switching)	Off
18.30	Valve #3 (Sampling)	Inject for 4.00 min.
18.30	Left Detector (FPD)	Autozero

Initial values

External Event #1 On External Event #5 On
 External Event #2 On External Event #6 On
 External Event #3 On External Event #7 On
 External Event #4 On External Event #8 On

Keypad

Timing des basculements de vanne et mise à zéro des signaux de base

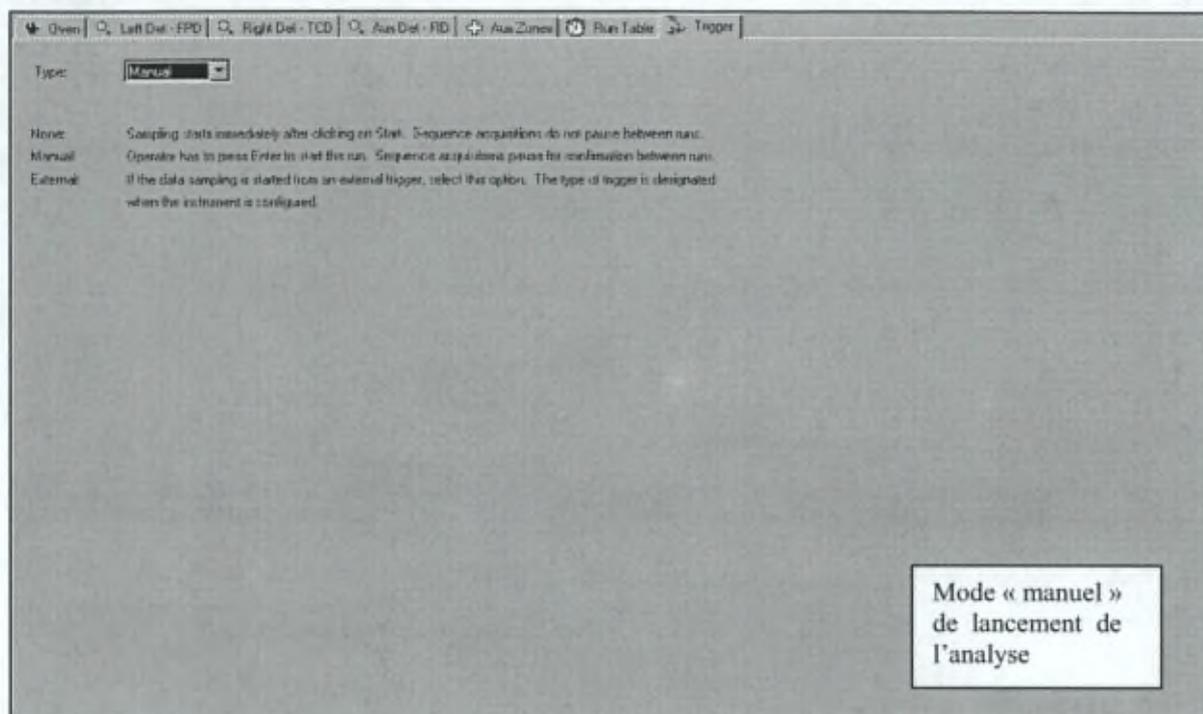


Tableau Annexe 1
Récapitulatif des sondages de glace prélevés et des analyses réalisées

Tableau Annexe 1. A: Sondages de glace prélevés et analyses réalisées dans la zone de contact entre le glacier Wright Lower et le lac Brownworth (Vallée de Wright)

Sites et nom des sondages / séquences de glace	Analyses cristallographiques		Analyses isotopiques	Analyses ioniques	Analyses de gaz
	Lames minces	Orientation axes optiques			
Glace bleue					
BR VI	✓	✓	-	-	-
BR VII	✓	✓	✓	✓	-
WL R	✓	✓	✓	✓	-
WL II	✓	✓	-	-	-
Glace de lac (L. Brownworth)					
BR V	✓	✓	✓	✓	✓
BR I et II	-	-	-	-	✓
Moraine du glacier Wright Lower					
WL I	✓	✓	✓	-	✓
Glace basale du glacier Wright Lower (tunnel)					
WL T	✓	-	✓	-	✓
Glace météorique de surface du glacier Wright Lower					
01 WL I à VIII	✓	-	✓	-	✓

Tableau Annexe 1. B: Sondages de glace prélevés et analyses réalisées dans la zone de contact entre le glacier Suess et le lac Popplewell (Vallée de Taylor)

Sites et nom des sondages / séquences de glace	Analyses cristallographiques		Analyses isotopiques	Analyses ioniques	Analyses de gaz
	Lames minces	Orientation axes optiques			
Glace de lac (L. Popplewell)					
LP I	✓	✓	✓	✓	✓
LP II	✓	-	-	-	-
LP III	✓	-	-	-	-
LP V-VI	✓	✓	✓	✓	✓
P I	-	-	-	-	-
P II	✓	✓	✓	✓	✓
P III	-	-	-	-	-
01 LP I	✓	-	✓	-	✓
01 LP II	✓	-	-	-	-
Glace de l'apron du glacier Suess					
S I	✓	-	✓	-	✓
S II	✓	-	✓	-	✓
Glace basale du glacier Suess (tunnel)					
S T	✓	-	✓	-	✓
Glace météorique du glacier Suess					
Sondage 51 m	-	-	✓	-	-
Ech. de surface	-	-	✓	-	-

Tableau Annexe 2
Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les sondages de glace bleue
(WLR et BR VII) et pour le sondage de glace du lac BR V (Lac Brownworth)

N° de l'échantillon	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
WLR1	3	-28,77	-234,6	-4,44
WLR 2	27	-28,66	-237,4	-8,12
WLR 3	44	-29,93	-243,1	-3,66
WLR 4	59	-29,93	-242,1	-2,66
WLR 8	152	-29,94	-241,7	-2,18
WLR11	202	-30,05	-243,1	-2,70
WLR 14	244	-29,90	-241,2	-2,00
WLR18	302	-30,05	-243,8	-3,40
WLR 20	341	-29,93	-242,5	-3,06
WLR23	397	-30,18	-242,0	-0,56
WLR 26	448	-29,79	-242,5	-4,18
WLR28	506	-30,28	-244,0	-1,76
WLR33	594	-30,28	-243,2	-0,96
WLR 35	640	-30,20	-244,8	-3,20
WLR39	698	-28,69	-230,6	-1,08
WLR40	735	-28,63	-234,5	-5,46
WLR43	756	-28,74	-234,2	-4,28
WLR44	773	-28,95	-234,7	-3,10
WLR45	785	-28,76	-235,5	-5,42
BRVII 1a	2	-28,54	-232,3	-4,00
BRVII 1c	18	-28,40	-230,8	-3,59
BRVII 2b	39	-28,47	-231,4	-3,61
BRVII 2d	57	-28,52	-231,8	-3,64
BRVII 2f	73	-28,49	-232,0	-4,14
BRVII 4a	97	-28,44	-232,1	-4,61
BRVII 4c	112	-28,56	-232,6	-4,17
BRVII 5a	132	-28,51	-232,6	-4,53
BRVII 6a	153	-28,55	-233,5	-5,12
BRVII 6c	169	-28,57	-233,5	-4,90
BRVII 7b	185	-28,49	-233,0	-5,11
BRVII 8c	209	-28,59	-233,4	-4,68
BRVII 9b	224	-28,69	-234,6	-5,04
BRVII 10b	240	-28,72	-233,5	-3,70
BRVII 11b	255	-28,69	-234,3	-4,76
BRVII 12b	269	-28,50	-232,6	-4,59
BRVII 14b	297	-28,61	-233,2	-4,30
BRVII 16a	330	-28,65	-235,2	-6,02
BRVII 18a	358	-28,75	-235,7	-5,73
BRVII 20a	392	-28,77	-236,6	-6,45
BRVII 22a	437	-28,81	-235,3	-4,89
BRV1a	2	-27,83	-230,0	-7,36
BRV2a	31	-29,08	-238,2	-5,56
BRV2d	51	-29,20	-239,4	-5,80
BRV3c	83	-29,30	-239,3	-4,90
BRV4d	112	-29,00	-238,1	-6,10
BRV6a	148	-29,58	-241,5	-4,86
BRV7a	168	-30,28	-245,0	-2,76
BRV7d	195	-28,91	-237,5	-6,22
BRV8b	222	-28,86	-237,7	-6,82
BRV9c	246	-28,63	-235,9	-6,86
BRV11a	279	-28,60	-236,2	-7,40
BRV11d	303	-28,61	-235,0	-6,12
BRV12b	335	-28,83	-236,0	-5,36
BRV13b	361	-28,77	-237,2	-7,04

Tableau Annexe 3
Résultats des analyses de composition en ions majeurs pour la glace bleue
(sondages WLR et BR VII) et pour le sondage de glace de lac BR V (Lac
Brownworth)

Tableau Annexe 3 A : Concentrations en ions majeurs du sondage WLR en ppm

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)
WLR1	3	0,79	0,48	0,06	0,05	0,33
WLR2	27	0,230	0,23	0,03	0,06	0,40
WLR3	44	0,84	0,40	0,09	0,07	0,40
WLR4	59	0,59	0,44	0,05	0,09	0,44
WLR5bot	107	0,18	0,19	0,05	0,09	0,75
WLR6bis	113	1,37	1,56	1,69	0,38	0,70
WL6 bot	130	1,65	0,95	0,86	0,34	1,16
WLR8	152	0,27	0,20	0,04	0,06	0,38
WLR14	244	0,73	0,48	0,04	0,07	0,40
WLR20	302	0,53	0,36	0,04	0,07	0,41
WLR23	397	0,64	0,39	0,05	0,08	0,38
WLR26	448	0,61	0,41	0,05	0,07	0,37
WLR28	506	0,79	0,53	0,04	0,09	0,39
WLR32	549	0,67	0,25	0,08	0,07	0,36
WLR33(8)	577	1,88	0,93	0,26	0,36	2,24
WLR33(3)	586	2,33	1,06	0,38	0,33	0,92
WLR34(3)	599	0,32	0,19	0,04	0,13	1,96
WLR34(9)	608	0,30	0,20	0,05	0,12	1,98
WLR35	640	0,46	0,29	0,07	0,08	0,37
WLR40	698	0,23	0,15	0,03	0,07	0,38
WLR43	735	0,36	0,22	0,03	0,07	0,38
WLR45	785	1,15	0,45	0,17	0,08	0,39

Tableau Annexe 3 B : Concentrations en ions majeurs du sondage WLR en meqL⁻¹

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ meqL ⁻¹	Na ⁺ meqL ⁻¹	Mg ²⁺ meqL ⁻¹	Ca ²⁺ meqL ⁻¹	K ⁺ meqL ⁻¹
WLR1	3	0,0222	0,0210	0,0046	0,0026	0,0085
WLR2	27	0,0083	0,0099	0,0029	0,0030	0,0102
WLR3	44	0,0237	0,0173	0,0073	0,0036	0,0102
WLR4	59	0,0167	0,0192	0,0045	0,0045	0,0113
WLR5bot	107	0,0050	0,0084	0,0040	0,0043	0,0191
WLR6bis	113	0,0386	0,0679	0,1393	0,0192	0,0180
WL6 bot	130	0,0464	0,0413	0,0710	0,0171	0,0298
WLR8	152	0,0076	0,0087	0,0035	0,0031	0,0097
WLR14	244	0,0206	0,0208	0,0037	0,0034	0,0101
WLR20	302	0,0149	0,0155	0,0032	0,0033	0,0105
WLR23	397	0,0181	0,0169	0,0040	0,0038	0,0098
WLR26	448	0,0172	0,0179	0,0039	0,0037	0,0096
WLR28	506	0,0223	0,0233	0,0037	0,0043	0,0101
WLR32	549	0,0188	0,0111	0,0068	0,0034	0,0091
WLR33(8)	577	0,0529	0,0405	0,0214	0,0182	0,0573
WLR33(3)	586	0,0657	0,0461	0,0315	0,0165	0,0237
WLR34(3)	599	0,0089	0,0082	0,0037	0,0067	0,0503
WLR34(9)	608	0,0086	0,0085	0,0041	0,0060	0,0506
WLR35	640	0,0130	0,0127	0,0061	0,0038	0,0094
WLR40	698	0,0064	0,0067	0,0025	0,0037	0,0096
WLR43	735	0,0103	0,0096	0,0027	0,0037	0,0097
WLR45	785	0,0325	0,0195	0,0140	0,0042	0,0100

Tableau Annexe 3 D: Concentrations en ions majeurs du sondage BR VII en meqL⁻¹

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ meqL ⁻¹	Na ⁺ meqL ⁻¹	Mg ²⁺ meqL ⁻¹	Ca ²⁺ meqL ⁻¹	K ⁺ meqL ⁻¹
BrVII 1 A	3	0,0246	0,0214	0,0135	0,0101	0,0078
BrVII 1 B	12	0,0227	0,0183	0,0140	0,0114	0,0043
BrVII 1 C	19	0,0113	0,0083	0,0065	0,0061	0,0028
BrVII 1 D	27	0,0320	0,0275	0,0184	0,0099	0,0049
BrVII 2 A	33	0,0199	0,0166	0,0117	0,0085	0,0039
BrVII 2 B	41	0,0131	0,0098	0,0079	0,0060	0,0047
BrVII 2 C	52	0,0131	0,0107	0,0094	0,0071	0,0037
BrVII 2 D	58	0,0117	0,0098	0,0083	0,0070	0,0174
BrVII 2 E	66	0,0201	0,0101	0,0072	0,0070	0,0087
BrVII 2 F	74	0,0135	0,0112	0,0093	0,0091	0,0044
BrVII 3 B	91	0,0451	0,0342	0,0318	0,0083	0,0056
BrVII 4 A	98	0,0202	0,0169	0,0142	0,0136	0,0032
BrVII 4 B	105	0,0108	0,0092	0,0072	0,0071	0,0025
BrVII 4 C	114	0,0105	0,0078	0,0055	0,0058	0,0025
BrVII 4 D	123	0,0091	0,0066	0,0062	0,0052	0,0020
BrVII 5 A	134	0,0093	0,0071	0,0057	0,0047	0,0026
BrVII 5 B	140	0,0078	0,0061	0,0050	0,0087	0,0061
BrVII 5 C	149	0,0083	0,0064	0,0057	0,0066	0,0030
BrVII 6 A	154	0,0062	0,0039	0,0052	0,0055	0,0020
BrVII 6 B	161	0,0055	0,0044	0,0045	0,0049	0,0021
BrVII 6 C	170	0,0068	0,0049	0,0053	0,0045	0,0030
BrVII 7 A	179	0,0089	0,0070	0,0084	0,0071	0,0019
BrVII 7 B	187	0,0051	0,0038	0,0045	0,0059	0,0044
BrVII 8 A	197	0,0100	0,0076	0,0081	0,0059	0,0030
BrVII 8 B	205	0,0098	0,0067	0,0067	0,0053	0,0029
BrVII 8 C	210	0,0097	0,0075	0,0079	0,0058	0,0050
BrVII 9 A	217	0,0086	0,0065	0,0060	0,0056	0,0024
BrVII 10 B	241	0,0065	0,0048	0,0048	0,0035	0,0017
BrVII 11 A	247	0,0179	0,0120	0,0158	0,0037	0,0019
BrVII 11 B	257	0,0191	0,0130	0,0175	0,0041	0,0024
BrVII 12 A	266	0,0142	0,0111	0,0104	0,0072	0,0024
BrVII 12 B	270	0,0083	0,0061	0,0057	0,0051	0,0017
BrVII 14 A	295	0,0171	0,0124	0,0120	0,0071	0,0024
BrVII 14 B	298	0,0078	0,0057	0,0058	0,0035	0,0018
BrVII 14 C	307	0,0118	0,0095	0,0088	0,0097	0,0022
BrVII 16 A	331	0,0071	0,0053	0,0057	0,0057	0,0017
BrVII 16 B	337	0,0091	0,0073	0,0071	0,0112	0,0026
BrVII 18 A	359	0,0078	0,0058	0,0051	0,0163	0,0018
BrVII 20 A	393	0,0107	0,0080	0,0078	0,0062	0,0019
BrVII 20 C	406	0,0209	0,0178	0,0155	0,0130	0,0038
BrVII 22 A	438	0,0145	0,0112	0,0102	0,0071	0,0025
BrVII 22 B	444	0,0111	0,0093	0,0091	0,0056	0,0028
BrVII 24 A	473	0,0076	0,0060	0,0055	0,0032	0,0016

Tableau Annexe 3 E: Concentrations en ions majeurs du sondage BR V en ppm

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)
BrV 1 A	4	4,84	2,00	1,79	0,58	0,42
BrV 1 B	10	1,98	0,88	0,71	0,20	0,23
BrV 1 C	19	4,20	1,72	1,45	0,43	0,42
BrV 2 A	32	2,21	0,98	0,61		
BrV 2 B	40	4,25	2,03	1,20		
BrV 2 C	45	1,85	0,93	0,49	0,32	0,25
BrV 2 D	54	2,09	0,93	0,85	0,62	0,28
BrV 2 E	61	4,31	2,53	1,13	1,66	0,49
BrV 3 A	68	1,36	0,71	0,39	0,37	0,21
BrV 3 B	76	0,92	0,50	0,24	0,22	0,18
BrV 3 C	85	0,97	0,53	0,23	0,20	0,20
BrV 4 A	89	0,48	0,24	0,13	0,15	0,14
BrV 4 B	98	1,14	0,56	0,31	0,21	0,20
BrV 4 C	106	1,40	0,68	0,35	0,26	0,20
BrV 4 D	114	1,02	0,50	0,25	0,15	0,17
BrV 4 E	121	1,25	0,58	0,33		
BrV 6 A	150	1,80	0,83	0,47	0,30	0,26
BrV 6 B	156	1,82	0,87	0,46	0,29	0,26
BrV 6 C	162	2,42	1,13	0,64	0,23	0,30
BrV 7 A	170	2,22	1,06	0,59	0,22	0,31
BrV 7 B	178	7,39	3,34	1,95	0,84	0,59
BrV 7 C	188	2,94	1,43	0,78	0,35	0,34
BrV 7 D	197	5,14	2,40	1,48	0,55	0,54
BrV 8 A	216	1,78	0,71	0,65	0,17	0,22
BrV 8 B	223	0,91	0,40	0,28	0,14	0,19
BrV 9 A	232	3,76	1,98	0,49	0,18	0,21
BrV 9 B	239	1,73	0,82	0,44	0,18	0,22
BrV 9 C	247	3,28	1,50	0,91	0,32	0,33
BrV 11 A	281	1,72	0,80	0,46	0,15	0,24
BrV 11 B	288	1,54	0,70	0,43	0,19	0,20
BrV 11 C	296	1,81	0,87	0,47	0,18	0,23
BrV 11 D	305	3,40	1,54	0,95	0,32	0,38
BrV 11 E	313	1,54	0,69	0,42	0,16	0,23
BrV 11 F	322	1,74	0,81	0,46	0,18	0,28
BrV 12 A	329	1,76	0,83	0,45	0,17	0,25
BrV 12 B	336	1,50	0,69	0,38	0,18	0,19
BrV 12 C	345	1,32	0,63	0,39	0,22	0,22
BrV 12 D	351	0,80	0,37	0,22	0,16	0,16
BrV 13 A	352	3,89	1,79	0,91	0,63	0,55
BrV 13 B	363	2,07	0,98	0,53	0,28	0,29

Tableau Annexe 3 F: Concentrations en ions majeurs du sondage BR V en meqL⁻¹

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ meqL ⁻¹	Na ⁺ meqL ⁻¹	Mg ²⁺ meqL ⁻¹	Ca ²⁺ meqL ⁻¹	K ⁺ meqL ⁻¹
BrV 1 A	4	0,1366	0,0869	0,1472	0,0289	0,0108
BrV 1 B	10	0,0558	0,0384	0,0582	0,0102	0,0059
BrV 1 C	19	0,1184	0,0746	0,1190	0,0214	0,0106
BrV 2 A	32	0,0622	0,0428	0,0506		
BrV 2 B	40	0,1199	0,0884	0,0992		
BrV 2 C	45	0,0521	0,0405	0,0403	0,0158	0,0063
BrV 2 D	54	0,0589	0,0405	0,0695	0,0309	0,0072
BrV 2 E	61	0,1216	0,1100	0,0929	0,0830	0,0126
BrV 3 A	68	0,0383	0,0309	0,0323	0,0183	0,0052
BrV 3 B	76	0,0259	0,0216	0,0195	0,0108	0,0045
BrV 3 C	85	0,0273	0,0228	0,0188	0,0098	0,0050
BrV 4 A	89	0,0136	0,0105	0,0105	0,0075	0,0036
BrV 4 B	98	0,0320	0,0244	0,0256	0,0107	0,0050
BrV 4 C	106	0,0395	0,0296	0,0290	0,0131	0,0050
BrV 4 D	114	0,0288	0,0216	0,0202	0,0076	0,0044
BrV 4 E	121	0,0351	0,0252	0,0269		
BrV 6 A	150	0,0507	0,0361	0,0385	0,0149	0,0067
BrV 6 B	156	0,0512	0,0378	0,0380	0,0144	0,0067
BrV 6 C	162	0,0683	0,0491	0,0528	0,0115	0,0077
BrV 7 A	170	0,0627	0,0460	0,0482	0,0111	0,0080
BrV 7 B	178	0,2083	0,1451	0,1603	0,0420	0,0150
BrV 7 C	188	0,0829	0,0623	0,0644	0,0176	0,0086
BrV 7 D	197	0,1450	0,1042	0,1214	0,0272	0,0138
BrV 8 A	216	0,0502	0,0311	0,0536	0,0082	0,0057
BrV 8 B	223	0,0256	0,0176	0,0226	0,0067	0,0049
BrV 9 A	232	0,1060	0,0861	0,0402	0,0091	0,0053
BrV 9 B	239	0,0487	0,0355	0,0362	0,0092	0,0057
BrV 9 C	247	0,0924	0,0651	0,0748	0,0161	0,0084
BrV 11 A	281	0,0485	0,0350	0,0379	0,0073	0,0062
BrV 11 B	288	0,0434	0,0304	0,0357	0,0095	0,0052
BrV 11 C	296	0,0510	0,0382	0,0384	0,0090	0,0059
BrV 11 D	305	0,0958	0,0668	0,0785	0,0159	0,0097
BrV 11 E	313	0,0435	0,0302	0,0348	0,0081	0,0060
BrV 11 F	322	0,0492	0,0354	0,0382	0,0088	0,0070
BrV 12 A	329	0,0496	0,0361	0,0371	0,0083	0,0063
BrV 12 B	336	0,0423	0,0300	0,0309	0,0091	0,0049
BrV 12 C	345	0,0373	0,0274	0,0319	0,0108	0,0055
BrV 12 D	351	0,0226	0,0159	0,0182	0,0079	0,0042
BrV 13 A	352	0,1096	0,0777	0,0752	0,0312	0,0139
BrV 13 B	363	0,0583	0,0424	0,0433	0,0140	0,0074

Tableau Annexe 4
Résultats des analyses de compositions isotopiques pour la moraine du glacier
Wright Lower (WL I)

N° de l'échantillon	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
WL I 2(1)	-46	-30,08	-243,3	-2,63
WL I 2(2)	-61	-29,40	-239,1	-3,90
WL I 4(1)	-89	-30,29	-242,3	0,04
WL I 4(2)	-95	-28,93	-235,5	-4,06
WL I 7	-158	-29,62	-242,4	-5,44
WL I 8(1)	-179	-30,37	-246,3	-3,33
WL I 8(2)	-851	-31,46	-253,1	-1,42
WL I 9(1)	-869	-27,21	-235,7	-18,01
WL I 9(2)	-1059	-29,25	-238,9	-4,93
WL I 11(1)	-1128	-29,42	-238,3	-2,95
WL I 11(2)	-1160	-31,27	-248,1	2,10
WL I 12(1)	-1165	-33,12	-258,4	6,58
WL I 12(2)	-1166	-32,84	-260,6	2,08
WL I 12(3)	-1173	-29,79	-240,8	-2,47
WL I 14(1)	-1276	-30,33	-242,1	0,52
WL I 14(2)	-1281	-31,62	-250,8	2,18
WL I 15(1)	-1283	-31,67	-250,6	2,80
WL I 15(2)	-1287	-30,73	-246,4	-0,52
WL I 16(1)	-1296	-29,95	-242,4	-2,77
WL I 18(1)	-1403	-29,24	-239,3	-5,33
WL I 18(2)	-1426	-28,85	-237,7	-6,89
WL I 19(2)	-1503	-29,81	-242,7	-4,20
WL I 20(2)	-1513	-30,56	-247,5	-3,00
WL I 21(1)	-1515	-29,35	-239,2	-4,40
WL I 21(2)	-1532	-29,49	-240,3	-4,40
WL I 22(1)	-1540	-30,91	-246,8	0,40
WL I 23(1)	-1545	-29,86	-241,8	-2,90
WL I 23(2)	-1557	-29,74	-241,8	-3,90
WL I 24(1)	-1580	-29,21	-236,9	-3,30
WL I 25(1)	-1591	-30,38	-244,9	-1,90
WL I 26(1)	-1620	-30,20	-243,0	-1,40
WL I 26(2)	-1629	-30,56	-246,0	-1,50
WL I 27(1)	-1637	-29,40	-238,1	-2,90
WL I 27(2)	-1646	-34,62	-266,8	10,10
WL I 29(1)	-1753	-29,69	-240,8	-3,30
WL I 29(2)	-1766	-30,06	-241,0	-0,60
WL I 30(1)	-1777	-31,45	-248,2	3,40
WL I 30(2)	-1820	-30,43	-241,9	1,60
WL I 31(1)	-1828	-31,03	-246,7	1,60
WL I 32(1)	-1850	-30,20	-242,1	-0,50
WL I 32(2)	-1999	-29,96	-240,2	-0,50
WL I 32(3)	-2143	-29,28	-237,2	-3,00
WL I 32(4)	-2151	-29,45	-237,9	-2,30
WL I 34(1)	-2175	-29,16	-233,7	-0,40
WL I 34(2)	-2191	-28,91	-230,9	0,30

Tableau Annexe 5
Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons du tunnel (WLT) et pour les échantillons des sondages de surface (WL I à VIII) du glacier Wright Lower

Tableau annexe 5.A: résultats des analyses isotopiques des échantillons du tunnel du glacier Wright Lower

N° de l'échantillon	Hauteur par rapport au lit (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
WLT2A	341	-33,74	-265,7	-4,22
WLT2B	310	-32,93	-261,0	-2,44
WLT3A	303	-30,62	-247,2	2,24
WLT3B	268	-32,89	-259,4	-3,72
WLT4A	264	-31,90	-254,4	-0,80
WLT4B	235	-34,54	-268,4	-7,92
WLT5A	220	-32,45	-260,9	1,30
WLT5B	190	-29,69	-238,7	1,18
WLT6A	145	-33,75	-265,1	-4,90
WLT6B	141	-34,10	-266,9	-5,90
WLT7A	115	-30,80	-247,7	1,30
WLT7B	94	-33,38	-263,0	-4,04
WLT8A	80	-30,25	-236,7	-5,30
WLT8B	56	-32,91	-259,0	-4,28
WLT9A	53	-30,02	-236,9	-3,26
WLT9B	26	-32,83	-260,4	-2,24
WLT10A	23	-31,69	-248,7	-4,82
WLT10B	1	-33,41	-262	-5,28

Tableau annexe 5.A: Résultats des analyses isotopiques des échantillons du surface du glacier Wright Lower

N° de l'échantillon	Profondeur depuis la surface (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
WLI1	45	-30,92	-241,1	6,26
WLI2	87	-30,10	-237,8	3,00
WLI3	158	-31,10	-244,4	4,40
WLII1	32	-30,17	-242,1	-0,74
WLII2	85	-32,46	-255,0	4,68
WLII3	168	-34,62	-264,5	12,46
WLIII1	55	-31,27	-245,4	4,76
WLIII2	155	-31,55	-247,7	4,70
WLIV1	63	-36,3	-284,5	5,90
WLIV2	156	-36,68	-287,5	5,94
WLV1	50	-31,67	-249,0	4,36
WLV2	156	-35,28	-275,1	7,14
WLV11	63	-30,76	-244,3	1,78
WLV12	157	-34,50	-272,3	3,70
WLVII1	75	-34,53	-268,9	7,34
WLVII2	165	-34,42	-266,9	8,46
WLVIII1	69	-33,75	-263,2	6,80
WLVIII2	163	-32,26	-253,4	4,68

Tableau Annexe 6
Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons
du lac Popplewell

Tableau Annexe 6.A: Compositions isotopiques des sondages LPI et LPV-VI

N° de l'échantillon	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
LPI 06	107	-29,37	-235,4	-0,44
LPI 10	141	-30,32	-243,2	-0,64
LPI 16	196	-31,96	-250,2	5,48
LPI 18	208	-32,17	-252,6	4,76
LPI 19	216	-33,16	-257,5	7,78
LPI 24	253	-35,29	-270,1	12,22
LPI 25	261	-35,82	-272,2	14,36
LPI 26	268	-36,38	-274,3	16,74
LPI 27	275	-36,81	-276,3	18,18
LPI 28	281	-36,66	-277,0	16,28
LPI 29	287	-36,42	-278,0	13,36
LPI 30	293	-35,34	-268,8	13,92
LPI 31	350	-32,87	-255,8	7,16
LPI 32	356	-31,77	-250,9	3,26
LPI 35	372	-36,38	-275,8	15,24
LPI 36	386	-37,45	-280,9	18,7
LPI 39	408	-38,11	-284,2	20,68
LPI 43	418	-37,73	-281,7	20,14
LPI 44	433	-38,72	-287,9	21,86
LPI 45	441	-38,65	-286,7	22,50
LPV 1b	45	-28,76	-232,8	-2,76
LP V 01 (2c)	81,5	-29,92	-238,7	0,70
LPVI 3a	100	-30,34	-242,6	0,14
LP V 02 (4b)	150,5	-31,96	-250,9	4,80
LPV 4e	175	-32,11	-251,9	5,00
LP VI 07 (14a)	208	-35,14	-268,1	13,00
LPVI 15a	228	-35,13	-267,4	13,72
LPVI 15b	229,5	-35,45	-268,5	15,16
LPVI 15b	231	-35,98	-270,1	17,74
LPVI 15c	232,5	-35,68	-270,2	15,26
LP VI 08 (16a)	239,5	-31,78	-248,9	5,40
LPVI 17a	256	-30,19	-240,5	1,02
LPVI 18a	276	-31,97	-250,9	4,89
LP VI 01 (19Aa)	290	-34,78	-265,9	12,40
LP VI 02 (19Ab)	299	-36,42	-275,2	16,20
LP VI 03 (19Ac)	308	-38,26	-284,1	21,98
LP VI 04 (19Ba)	316	-39,00	-289,0	23,00
LP VI 05 (19Bb)	323	-39,33	-290,0	24,70
LP VI 06 (19C)	330	-37,94	-283,5	20,00

Tableau Annexe 6.B: Compositions isotopiques des sondages PII et 01 LPI

N° de l'échantillon	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
PII 1	228	-33,81	-259,1	11,38
PII 2	240	-34,76	-265,2	12,88
PII 3	249	-34,54	-264,1	12,22
PII 4	251	-34,71	-265,4	12,28
PII 5	254	-34,98	-266,0	13,84
PII 6	258	-34,97	-267,6	12,16
PII 7	261	-34,62	-264,2	12,76
PII 8	264	-33,60	-259,2	9,60
PII 9	319	-33,78	-260,1	10,14
PII 10	333	-32,79	-254,2	8,12
PII 11	349	-32,80	-254,6	7,80
PII 12	365	-32,63	-253,4	7,64
PII 13	390	-33,09	-256,2	8,52
PII 14	409	-33,23	-257,5	8,34
PII 15	426	-33,12	-256,1	8,86
PII 18	469	-34,11	-263,5	9,38
PII 19	481	-34,48	-265,0	10,84
PII 20	490	-34,56	-264,7	11,78
PII 21	502	-35,04	-268,3	12,02
PII 22	526	-35,17	-267,3	14,06
PII 23	558	-35,20	-268,7	12,90
01 LPI 1	2	-28,12	-227,5	-2,54
01 LPI 2	10	-28,21	-228,0	-2,32
01 LPI 3	21	-28,89	-233,9	-2,78
01 LPI 4	23	-28,92	-233,4	-2,04
01 LPI 6	46	-29,18	-234,0	-0,56
01 LPI 7	52	-29,29	-233,8	0,52

Tableau Annexe 7
Résultats des analyses de composition en ions majeurs pour les échantillons de
glace du lac Popplewell

Tableau Annexe 7 A: Concentrations en ions majeurs du sondage LPI en ppm

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)
LPI 01 1a	59	2,10		3,17	0,31	0,24	0,48
LPI 02 1b	71	2,64		1,75	0,12	0,25	0,22
LPI 03 1c	80	5,27		3,34	0,25	0,22	0,51
LPI 04 1d	89	1,94		1,33	0,08	0,11	0,17
LPI 05 1e	97	1,38		1,00	0,05	0,09	0,10
LPI 06 1f	107	4,01		2,80	0,13	0,17	0,29
LPI 07 2a	114	2,16		1,94	0,08	0,17	0,27
LPI 08 2b	123	2,60		1,88	0,07	0,19	0,19
LPI 09 2c	132	2,65	0,14	1,11	0,05	0,14	0,15
LPI 10 2d	141	1,11		0,89	0,05	0,15	0,10
LPI 11 2e	150	2,08	0,12	1,13	0,10	0,13	0,17
LPI 12 2f	159	1,43		1,03	0,07	0,13	0,14
LPI 13 3Aa	168	1,14		1,04	0,09	0,13	0,18
LPI 14 3Ab	177	1,25		1,12	0,09	0,13	0,23
LPI 15 3Ba	186	1,02		1,07	0,09	0,11	0,21
LPI 16 3Bb	196	1,07		0,98	0,07	0,99	0,18
LPI 17 3Bc	202	1,45		1,28	0,10	4,68	0,24
LPI 18 4a	208	4,46	0,55	3,06	0,30	0,74	0,76
LPI 19 4b	216	0,97		0,99	0,08	3,73	0,21
LPI 20 4c	223	1,16		1,04	0,09	2,27	0,23
LPI 21 4d	229	1,28		0,89	0,07	4,84	0,18
LPI 22 5Aa	238	1,11		0,88	0,07	0,46	0,16
LPI 23 5Ab	245	0,70		0,51	0,05	0,31	0,01
LPI 24 5Ba	253	0,32		0,23	0,02	0,04	0,00
LPI 25 5Bb	261	0,35		0,27	0,02	0,09	0,00
LPI 26 5Bc	268	0,40		0,42	0,07	1,27	0,01
LPI 27 6Aa	275	6,43	1,53	4,26	0,66	1,17	0,02
LPI 28 6Ab	281	6,15	2,36	3,99	0,95	2,75	0,04
LPI 29 6Ba	287	11,99	6,66	7,85	1,55	2,78	0,53
LPI 30 6Bb	293	9,33	3,06	5,24	1,25	2,30	0,47
LPI 31 6Ca	300	23,26	15,13	16,08	5,45	4,53	1,05
LPI 32 6Cb	306	12,05	8,57	7,52	2,92	3,11	0,39
LPI 34 7B	356	216,44	198,11	172,35	34,22	52,65	104,60
LPI 35 7Ca	360	62,41	27,79	42,27	10,91	12,70	25,51
LPI 36 7Cb	367	114,04	71,17	63,37	16,73	22,50	23,34
LPI 37 7Cc	374	126,68	66,07	71,48	18,66	19,70	24,08
LPI 38 7Da	382	264,57	103,59	99,98	26,79	24,10	34,84
LPI 39 7Db	390	143,06	118,81	82,28	22,69	34,10	30,42
LPI 40 7Dc	397	192,19	100,14	105,13	28,38	26,20	33,19
LPI 41 7Ea	404	270,04	132,36	173,00	52,30	41,00	52,74
LPI 42 7Eb	411	282,89	158,58	194,49	58,29	43,90	58,20
LPI 43 7Ec	419	225,78	96,41	129,79	36,07	27,84	39,43
LPI 44 9a	434	672,46	815,60	269,58	68,92	197,00	162,59
LPI 45 9b	442	252,24	220,14	107,33	29,14	48,20	45,54
LPI 46 11	473	336,22	356,85	195,44	56,55	78,90	76,04

Tableau Annexe 7 B: Concentrations en ions majeurs du sondage LPI en meqL⁻¹

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (meqL ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meqL ⁻¹)	Na ⁺ (meqL ⁻¹)	Mg ²⁺ (meqL ⁻¹)	Ca ²⁺ (meqL ⁻¹)	K ⁺ (meqL ⁻¹)
LPI 01 1a	59	0,0594		0,1380	0,0252	0,0118	0,0123
LPI 02 1b	71	0,0743		0,0763	0,0102	0,0122	0,0057
LPI 03 1c	80	0,1487		0,1455	0,0210	0,0108	0,0130
LPI 04 1d	89	0,0548		0,0581	0,0066	0,0057	0,0042
LPI 05 1e	97	0,0389		0,0436	0,0044	0,0046	0,0026
LPI 06 1f	107	0,1132		0,1218	0,0105	0,0085	0,0073
LPI 07 2a	114	0,0610		0,0845	0,0069	0,0086	0,0068
LPI 08 2b	123	0,0733		0,0819	0,0058	0,0095	0,0049
LPI 09 2c	132	0,0748	0,0029	0,0484	0,0045	0,0069	0,0037
LPI 10 2d	141	0,0314		0,0386	0,0040	0,0077	0,0026
LPI 11 2e	150	0,0587	0,0024	0,0492	0,0078	0,0062	0,0042
LPI 12 2f	159	0,0403		0,0446	0,0061	0,0064	0,0037
LPI 13 3Aa	168	0,0320		0,0454	0,0070	0,0063	0,0047
LPI 14 3Ab	177	0,0351		0,0485	0,0071	0,0066	0,0058
LPI 15 3Ba	186	0,0287		0,0464	0,0072	0,0055	0,0053
LPI 16 3Bb	196	0,0301		0,0425	0,0054	0,0493	0,0047
LPI 17 3Bc	202	0,0408		0,0558	0,0085	0,2337	0,0062
LPI 18 4a	208	0,1257	0,0114	0,1333	0,0249	0,0370	0,0194
LPI 19 4b	216	0,0273		0,0430	0,0070	0,1860	0,0054
LPI 20 4c	223	0,0327		0,0452	0,0073	0,1131	0,0058
LPI 21 4d	229	0,0361		0,0387	0,0060	0,2414	0,0046
LPI 22 5Aa	238	0,0314		0,0383	0,0059	0,0229	0,0041
LPI 23 5Ab	245	0,0198		0,0224	0,0043	0,0156	0,0001
LPI 24 5Ba	253	0,0090		0,0100	0,0016	0,0020	0,0001
LPI 25 5Bb	261	0,0098		0,0117	0,0016	0,0042	0,0001
LPI 26 5Bc	268	0,0112		0,0181	0,0057	0,0631	0,0001
LPI 27 6Aa	275	0,1815	0,0319	0,1855	0,0542	0,0585	0,0006
LPI 28 6Ab	281	0,1734	0,0491	0,1734	0,0779	0,1374	0,0010
LPI 29 6Ba	287	0,3381	0,1388	0,3414	0,1276	0,1387	0,0134
LPI 30 6Bb	293	0,2631	0,0638	0,2280	0,1026	0,1148	0,0121
LPI 31 6Ca	300	0,6561	0,3149	0,6995	0,4484	0,2260	0,0269
LPI 32 6Cb	306	0,3398	0,1785	0,3272	0,2404	0,1552	0,0101
LPI 34 7B	356	6,1056	4,1247	7,4966	2,8157	2,6272	2,6752
LPI 35 7Ca	360	1,7605	0,5786	1,8386	0,8973	0,6337	0,6523
LPI 36 7Cb	367	3,2168	1,4819	2,7562	1,3766	1,1228	0,5969
LPI 37 7Cc	374	3,5736	1,3757	3,1090	1,5351	0,9830	0,6158
LPI 38 7Da	382	7,4631	2,1568	4,3488	2,2040	1,2026	0,8912
LPI 39 7Db	390	4,0356	2,4737	3,5790	1,8664	1,7016	0,7780
LPI 40 7Dc	397	5,4215	2,0851	4,5729	2,3348	1,3074	0,8488
LPI 41 7Ea	404	7,6174	2,7558	7,5248	4,3030	2,0459	1,3487
LPI 42 7Eb	411	7,9799	3,3017	8,4599	4,7953	2,1906	1,4885
LPI 43 7Ec	419	6,3690	2,0074	5,6455	2,9672	1,3890	1,0084
LPI 44 9a	434	18,9693	16,9815	11,7258	5,6698	9,8303	4,1584
LPI 45 9b	442	7,1153	4,5836	4,6684	2,3973	2,4052	1,1648
LPI 46 11	473	9,4844	7,4298	8,5010	4,6527	3,9371	1,9449

Tableau Annexe 7 C: Concentrations en ions majeurs du sondage LPV-VI en ppm

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)
LPV 1b	45	1,28		0,48	0,04	0,04	0,08
LP V 2a	65	1,33	0,19	0,75	0,07	0,07	0,14
LPV 2c	80	0,71		0,55	0,02	0,05	0,09
LP V 3a	100	1,47		1,00	0,08	0,10	0,17
LPV 3d	126	2,30		1,58	0,13	0,13	0,24
LP V 4b	150	1,31		1,00	0,02	0,09	0,09
LPV 4e	175	1,87		2,25	0,17	0,38	0,29
LPVI 15b	207	0,45		0,45	0,04	1,23	0,14
LPVI 15c	221	2,15	0,17	1,59	0,10	0,36	0,28
LP VI 08 (16a)	239	0,67		0,67	0,02	0,11	0,18
LPVI 17a	256	0,50		0,38	0,02	0,04	0,02
LPVI 18a	276	1,37		1,01	0,06	0,06	0,13
LP VI 01 (19Aa)	291	5,47	0,23	3,47	0,14	0,25	0,01
LP VI 02 (19Ab)	300	14,07	4,01	10,55	2,38	2,74	0,28
LP VI 03 (19Ac)	309	212,26	100,64	126,35	37,36	23,80	38,53
LP VI 04 (19Ba)	317	403,33	197,46	256,17	83,72	50,60	0,93
LP VI 05 (19Bb)	324	732,22	275,49	386,66	115,29	59,62	1,29
LP VI 06 (19C)	330	1364,75	468,73	694,20	23,01	87,68	2,26

Tableau Annexe 7 D: Concentrations en ions majeurs du sondage LPV-VI en meqL⁻¹

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (meqL ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meqL ⁻¹)	Na ⁺ (meqL ⁻¹)	Mg ²⁺ (meqL ⁻¹)	Ca ²⁺ (meqL ⁻¹)	K ⁺ (meqL ⁻¹)
LPV 1b	45	0,0360		0,0209	0,0034	0,0022	0,0020
LP V 2a	65	0,0375	0,0039	0,0324	0,0058	0,0037	0,0036
LPV 2c	80	0,0199		0,0239	0,0020	0,0023	0,0023
LP V 3a	100	0,0414		0,0436	0,0067	0,0048	0,0042
LPV 3d	126	0,0648		0,0686	0,0105	0,0066	0,0061
LP V 4b	150	0,0369		0,0435	0,0019	0,0047	0,0023
LPV 4e	175	0,0527		0,0977	0,0144	0,0188	0,0075
LPVI 15b	207	0,0126		0,0195	0,0036	0,0613	0,0036
LPVI 15c	221	0,0607	0,0034	0,0692	0,0086	0,0179	0,0073
LP VI 08 (16a)	239	0,0189		0,0293	0,0019	0,0055	0,0045
LPVI 17a	256	0,0142		0,0165	0,0017	0,0021	0,0005
LPVI 18a	276	0,0385		0,0438	0,0047	0,0029	0,0034
LP VI 01 (19Aa)	291	0,1544	0,0048	0,1509	0,0118	0,0125	0,0003
LP VI 02 (19Ab)	300	0,3969	0,0834	0,4588	0,1959	0,1366	0,0071
LP VI 03 (19Ac)	309	5,9876	2,0954	5,4957	3,0735	1,1876	0,9853
LP VI 04 (19Ba)	317	11,3775	4,1114	11,1425	6,8879	2,5250	2,3730
LP VI 05 (19Bb)	324	20,6549	5,7358	16,8187	9,4851	2,9750	3,2990
LP VI 06 (19C)	330	38,4979	9,7593	30,1958	16,7000	4,3750	5,7700

Tableau Annexe 7 E: Concentrations en ions majeurs du sondage PII en ppm

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)
PII 1	229	9,65	3,30	2,67	0,72	1,05	0,65
PII 2	241	22,83	7,01	11,46	3,01	8,53	2,96
PII 3	248	26,04	8,48	12,90	3,66	8,06	4,06
PII 4	250	35,59	12,46	19,17	5,17	9,28	6,67
PII 5	253	36,97	12,64	19,62	5,32	8,15	6,79
PII 6	257	28,41	10,14	14,96	4,18	6,83	5,68
PII 7	260	32,03	10,34	17,70	4,57	8,75	6,20
PII 8a	262	29,90	10,14	16,56	4,67	17,10	5,89
PII 8b	263	26,42	8,82	13,68	3,61	6,59	5,25
PII 9	320	39,74	70,04	15,55	5,44	27,07	3,93
PII 10	334	25,83	28,45	10,51	2,99	12,74	2,54
PII 11	350	42,80	210,62	20,95	6,64	119,94	8,86
PII 12	366	34,59	30,45	15,05	3,58	25,94	6,22
PII 13	391	42,11	78,60	20,38	4,99	32,96	7,30
PII 14	410	45,97	75,27	20,93	6,00	30,54	8,24
PII 15	427	48,23	90,02	31,20	6,58	32,84	8,84
PII 16	442	36,93	85,23	39,42	4,51	17,40	7,12
PII 17	457	44,52	128,03	59,60	5,85	14,50	7,70
PII 18	470	43,53	114,83	60,63	5,82	11,30	7,44
PII 19	482	49,99	105,06	55,73	7,06	13,48	8,20
PII 20	491	39,71	118,47	55,89	4,65	15,98	7,62
PII 21	503	29,87	153,63	72,24	3,55	21,34	6,94
PII 22	526	37,98	204,75	97,46	4,60	8,72	9,18
PII 23	559	68,51	41,00	42,55	8,91	25,16	9,84

Tableau Annexe 7 F: Concentrations en ions majeurs du sondage PII en meqL⁻¹

N° échantillon	Profondeur (cm)	Cl ⁻ (meqL ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (meqL ⁻¹)	Na ⁺ (meqL ⁻¹)	Mg ²⁺ (meqL ⁻¹)	Ca ²⁺ (meqL ⁻¹)	K ⁺ (meqL ⁻¹)
PII 1	229	0,2722	0,0686	0,1163	0,0592	0,0521	0,0166
PII 2	241	0,6441	0,1459	0,4984	0,2478	0,4254	0,0757
PII 3	248	0,7346	0,1766	0,5612	0,3009	0,4019	0,1037
PII 4	250	1,0039	0,2594	0,8338	0,4256	0,4631	0,1706
PII 5	253	1,0430	0,2632	0,8535	0,4376	0,4067	0,1737
PII 6	257	0,8015	0,2112	0,6508	0,3436	0,3408	0,1453
PII 7	260	0,9034	0,2152	0,7698	0,3757	0,4366	0,1586
PII 8a	262	0,8433	0,2112	0,7205	0,3844	0,8533	0,1506
PII 8b	263	0,7452	0,1837	0,5951	0,2968	0,3288	0,1343
PII 9	320	1,1210	1,4583	0,6763	0,4477	1,3505	0,1005
PII 10	334	0,7285	0,5924	0,4569	0,2458	0,6355	0,0648
PII 11	350	1,2073	4,3853	0,9111	0,5459	5,9850	0,2266
PII 12	366	0,9758	0,6340	0,6546	0,2942	1,2944	0,1591
PII 13	391	1,1879	1,6365	0,8864	0,4105	1,6447	0,1867
PII 14	410	1,2968	1,5671	0,9104	0,4933	1,5240	0,2107
PII 15	427	1,3605	1,8743	1,3569	0,5417	1,6387	0,2261
PII 16	442	1,0417	1,7745	1,7147	0,3707	0,8683	0,1821
PII 17	457	1,2558	2,6657	2,5923	0,4810	0,7236	0,1969
PII 18	470	1,2278	2,3909	2,6371	0,4785	0,5639	0,1903
PII 19	482	1,4102	2,1875	2,4239	0,5805	0,6727	0,2097
PII 20	491	1,1201	2,4667	2,4311	0,3829	0,7974	0,1949
PII 21	503	0,8426	3,1987	3,1422	0,2917	1,0649	0,1775
PII 22	526	1,0714	4,2631	4,2392	0,3784	0,4351	0,2348
PII 23	559	1,9327	0,8536	1,8506	0,7330	1,2555	0,2517

Tableau Annexe 8
Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons
de l'apron du glacier Suess

Tableau Annexe 8.A: Compositions isotopiques de la séquence S I

N° de l'échantillon	Distance depuis la limite entre la glace météorique et la glace basale (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
SI 2(1)	-1	-33,48	-264,0	3,84
SI 2(2)	-3	-33,51	-264,0	4,08
SI 2(3)	-6	-32,75	-259,7	2,30
SI 2(4)	-12	-32,67	-260,0	1,36
SI 2(5)	-17	-33,16	-262,0	3,28
SI 3(1)	-23	-31,05	-245,5	2,90
SI 3(3)	-27	-31,18	-247,3	2,14
I3BIS	-36	-38,64	-286,8	22,32
I3	-83	-35,91	-279,1	8,18
SI 3(4)	-84	-36,77	-278,0	16,16
SI 3(2)	-91	-36,94	-279,7	15,82
SI 4(1)	-97	-31,88	-251,9	3,14
SI 4(2)	-103	-32,91	-257,5	5,78
I5	-118	-32,55	-253,9	6,50
I7	-141	-33,78	-262,8	7,44
SI 7(1)	-147	-32,81	-257,8	4,68
SI 8(1)	-155	-34,24	-263,8	10,12
I8A	-157	-33,40	-259,6	7,60
SI 8(2)	-164	-35,73	-271,9	13,94
I9A	-170	-32,44	-253,3	6,22
I9B	-175	-31,59	-252,2	0,52
SI 11(1)	-186	-32,23	-253,0	4,84
SI 12(1)	-202	-32,38	-253,8	5,24
I13	-209	-32,09	-253,0	3,72
I15	-252	-32,36	-256,2	2,68
SI 15(2)	-258	-32,98	-255,0	8,84
SI 16(1)	-261	-34,81	-266,4	12,08
SI 16(2)	-270	-36,05	-272,5	15,90
SI 16(5)	-274	-36,93	-278,5	16,94
SI 16(8)	-281	-36,06	-273,3	15,18
SI 16(10)	-287	-35,37	-270,1	12,86
SI 16(13)	-291	-35,29	-270,5	11,82
I16TERA	-292	-32,43	-255,3	4,14
SI 16ter(1)	-304	-33,02	-258,3	5,86
I16TERB	-319	-32,23	-254,2	3,64
I17	-339	-28,10	-229,3	-4,50
SI 18(1)	-372	-32,90	-259,3	3,90
SI 18(2)	-378	-32,94	-258,1	5,42
SI 18(3)	-387	-33,27	-262,4	3,76
I18	-395	-33,92	-267,6	3,76
SI 19a(1)	-421	-28,31	-228,5	-2,02
I19A	-422	-28,54	-230,5	-2,18
SI 19b(1)	-429	-28,37	-230,3	-3,34
SI 19b(2)	-437	-28,40	-230,9	-3,70
I19C	-443	-31,97	-253,7	2,06

Tableau Annexe 8.B: Compositions isotopiques de la séquence S II

N° de l'échantillon	Distance depuis la limite entre la glace météorique et la glace basale (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
S II2	-2	-31,22	-248,5	1,26
S II5	-7	-31,45	-249,5	2,10
S II3	-28	-31,75	-251,0	3,00
S II6A	-31	-33,58	-266,3	2,34
S II6B	-50	-33,24	-261,2	4,72
S II 11(1)	-209	-33,08	-258,2	6,44
S II11(2)	-212	-33,66	-260,8	8,48
S II11(3)	-214	-35,49	-270,4	13,52
S II11(4)	-215	-35,33	-270,0	12,64
S II11(5)	-217	-33,79	-261,1	9,22
S II11(6)	-222	-33,30	-258,2	8,20
S II12(1)	-403	-35,22	-267,7	14,06
S II12bis(1)	-404	-35,16	-268,4	12,88
S II12(2)	-405	-35,17	-267,7	13,66
S II12(3)	-407	-35,37	-269,6	13,36
S II12(4)	-408	-35,29	-269,1	13,22
S II12(5)	-410	-35,56	-270,2	14,28
S II12(6)	-413	-35,69	-270,7	14,82
S II13(1)	-428	-35,73	-270,7	15,14
S II13(2)	-442	-34,71	-266,4	11,28
S II13CR	-445	-31,26	-253,3	-3,22
S II14(10)	-474,5	-30,56	-243,9	0,58
S II14(9)	-476	-30,74	-245,6	0,32
S II14(8)	-477,5	-31,43	-248,9	2,54
S II14(7)	-479	-32,07	-251,5	5,06
S II14(6)	-480	-34,19	-264,7	8,82
S II14(1)	-481,5	-37,57	-284,2	16,36
S II14(2)	-482,5	-36,71	-278,8	14,88
S II14(3)	-484	-32,86	-257,4	5,48
S II14(4)	-485,5	-30,74	-245,6	0,32
S II14(5)	-486,5	-29,32	-238,0	-3,44

Tableau Annexe 9
Résultats des analyses de compositions isotopiques pour les échantillons du tunnel
(ST) du glacier Sues

N° de l'échantillon	Distance depuis la limite entre la glace météorique et la glace basale (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
ST 04	-9	-33,37	-265,9	1,06
ST 05	-20	-33,32	-266,0	0,56
ST 06	-30	-33,35	-265,7	1,10
ST 07	-40	-33,38	-266,3	0,74
ST 08	-51	-33,05	-264,1	0,30
ST 09	-61	-33,31	-265,6	0,88
ST 10	-72	-33,40	-266,0	1,20
ST 11	-82	-33,43	-266,7	0,74
ST 12	-90	-33,30	-265,4	1,00
ST 13	-101	-33,03	-264,6	-0,36
ST 15	-120	-33,27	-265,0	1,16
ST 16	-132	-31,56	-251,7	0,78
ST 17	-142	-28,78	-229,6	0,64
ST 18	-152	-32,15	-254,9	2,30
ST 19	-162	-31,51	-250,9	1,18
ST 20	-171	-32,74	-259,7	2,22
ST 21	-181	-30,63	-244,1	0,94
ST 22	-192	-30,17	-246,1	-4,74
ST 23	-201	-28,17	-226,7	-1,34
ST 24	-211	-28,68	-230,3	-0,86
ST 25	-221	-30,81	-249,4	-2,92
ST 26	-243	-31,70	-254,2	-0,60
ST 27	-246	-31,94	-255,5	0,02
ST 28	-255	-32,57	-255,7	4,86
ST 29	-267	-32,59	-256,0	4,72
ST 30	-280	-32,82	-259,7	2,86
ST 31	-285	-32,49	-256,6	3,32
ST 32	-296	-31,77	-249,6	4,56
ST 33	-308	-32,44	-254,2	5,32
ST 34	-315	-33,27	-263,2	2,96
ST 35	-320	-28,48	-235,8	-7,96

Tableau Annexe 10
Résultats des analyses de composition isotopique pour les échantillons de glace
météorique du glacier Suess: échantillons de surface (G 1 à G 7) et sondage de 51
m de profondeur (S 98 G)

N° de l'échantillon	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d
G1A	-38,28	-303,4	2,84
G1B	-38,51	-307,4	0,68
G1C	-38,22	-304,2	1,56
G1D	-38,21	-303,1	2,58
G2A	-35,54	-278,0	6,32
G2B	-36,32	-286,0	4,56
G2C	-35,36	-280,4	2,48
G2D	-35,20	-278,1	3,50
G3B	-33,06	-256,8	7,68
G3C	-32,66	-254,4	6,88
G3D	-32,29	-250,7	7,62
G4A	-32,62	-259,4	1,56
G4B	-33,45	-259,2	8,40
G4C	-32,65	-253,6	7,60
G4D	-32,52	-254,0	6,16
G5A	-32,72	-256,5	5,26
G5B	-33,08	-260,7	3,94
G5C	-33,35	-263,0	3,80
G5D	-32,88	-258,8	4,24
G6A	-33,18	-262,9	2,54
G6B	-33,11	-262,6	2,28
G6C	-33,42	-263,6	3,76
G7B	-30,77	-248,6	-2,44
G7C	-31,43	-250,3	1,14
G7D	-31,45	-249,4	2,20
S98 G1	-33,35	-261,2	5,60
S98 G2	-33,35	-262,0	4,80
S98 G3	-31,65	-247,9	5,30
S98 G4	-33,6	-263,0	5,80
S98 G5	-31,98	-250,5	5,34
S98 G6	-33,36	-262,2	4,68
S98 G7	-33,08	-259,3	5,34
S98 G8	-33,08	-260,0	4,64
S98 G9	-32,59	-256,4	4,32
S98 G10	-32,88	-258,3	4,74
S98 G11	-32,81	-258,1	4,38

