

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique – eau, terre et environnement

**CONCEPTUALISATION DES PROCESSUS DE FORMATION, D'ÉVOLUTION
ET DE DésAGRÉGATION DES COUCHES DE GLACE DANS UN COUVERT
NIVAL SAISONNIER**

Par

Guillaume Fortin

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Examineur externe	M. Kalifa Goïta, Ph.D. Université de Sherbrooke
Examineur externe	M. Martin Schneebeli, Ph.D. Institut Fédéral (Suisse) pour l'Étude de la Neige et des Avalanches
Examineur interne	M. Gérald Jones, Ph.D. INRS-ete
Examineur interne	M. Éric van Bochove, Ph.D. Agriculture et Agroalimentaire Canada
Directeur de thèse	Mme Monique Bernier, Ph.D. INRS-ete
Codirecteur de recherche	M. Éric Martin, Ph.D. Centre d'Études de la Neige, Météo France

Décembre 2003

À Milan,

« Il y a ceux qui voient les choses telles qu'elles sont et se demandent pourquoi, puis il y a ceux qui imaginent les choses telles qu'elles pourraient être et se disent pourquoi pas. »

Bernard Shaw

RÉSUMÉ

La présence de couches de glace et de croûtes de surface dans un couvert nival saisonnier est un phénomène récurrent dans l'Est du Canada. La présence de ce type de couches de glace peut modifier les échanges gazeux et liquide entre le sol, le couvert neigeux et l'atmosphère. Suite à ce constat, nous avons élaboré deux objectifs principaux pour cette recherche. Le premier objectif est de mesurer l'importance relative de différents facteurs physiques environnementaux régissant la formation, l'évolution et la désagrégation des masses de glace horizontales dans le couvert nival. Le second objectif est de développer des méthodes et des instruments qui puissent permettre d'effectuer le suivi des principales propriétés physiques des masses de glace horizontales, en milieu naturel, tout au long de l'hiver dans un contexte climatique tempéré caractéristique du Sud du Québec.

Grâce à des collectes intensives de données de terrain réalisées au cours de trois hivers consécutifs (entre 2000 et 2003), nous avons été en mesure de recueillir diverses informations quantitatives et qualitatives relatives aux conditions environnementales (stations météorologiques automatisées) et aux propriétés physiques des masses de glace. Parmi ces propriétés physiques, nous avons mesuré quantitativement la perméabilité à l'air des couches de glace en utilisant un perméamètre, le coefficient de diffusion de ces mêmes couches en utilisant des chambres de diffusion et un gaz inerte, le gradient de diffusion du N_2O et du CO_2 pour l'ensemble du couvert neigeux en utilisant des sondes à niveaux multiples. Nous avons également pu étudier quantitativement et qualitativement les fluctuations de perméabilité de couches de glace artificielles contenant un traceur fluorescent. Certaines autres propriétés physiques, telles que la tortuosité et la porosité, ont été estimées indirectement.

Les deux objectifs de la thèse ont été atteints. Dans un premier temps, nous discutons des relations entre les conditions environnementales et les processus de formation, d'évolution et de désagrégation des masses de glace horizontales. Ces masses subissent des modifications importantes lorsqu'elles sont exposées à la surface (formation et désagrégation) où elles sont moins sujettes à des modifications morphométriques que lorsqu'elles sont enfouies dans le couvert nival. Les couches ensevelies seront modifiées soit par une hausse de la température du couvert (état d'isothermie) ou par un apport important en eau (fonte ou pluie), ces deux phénomènes étant intimement liés. Les méthodes et instruments que nous avons développés au cours de ces trois hivers se sont avérés efficaces et fiables ce qui nous a permis d'atteindre notre second objectif.

L'ensemble des résultats obtenus dans le cadre de cette thèse fournit des méthodes innovatrices (suivi avec le traceur, utilisation d'un perméamètre et de chambres de diffusion combinées et fonctionnelles en milieu naturel). De plus, une base de données expérimentales sur les propriétés physiques des masses de glace, peu documentées jusqu'à ce jour, est également fournie. Nous avons donc démontré par le biais des résultats obtenus que les masses de glace horizontales modifiaient effectivement les échanges gazeux et liquides dans le couvert neigeux principalement en ralentissant la vitesse des échanges gazeux entre le sol, le couvert et l'atmosphère.

REMERCIEMENTS

Je tiens premièrement à remercier ma directrice Mme Monique Bernier pour m'avoir supervisé et pour son support financier et moral au cours de mes années de thèse. J'aimerais également remercier mon co-directeur M. Éric Martin d'avoir accepté de superviser ma thèse. Je tiens aussi à exprimer ma gratitude envers M. Éric van Bochove pour tout le support, l'intérêt et les commentaires pertinents qu'il m'a fait tout au long de ma thèse. Finalement les nombreuses heures de discussions passées avec M. Gérald Jones, qui a su partager son expérience, sa patience et sa passion pour la neige, ont contribué à me maintenir motivé et à tenter constamment de me dépasser au cours de ces derniers hivers.

D'autre part, je suis également reconnaissant à tous ceux qui m'ont aidé au cours de ces dernières années. Parmi ceux-ci il y a notamment M. Yves Gauthier (INRS-ETE), M. Georges Thériault (d'Agriculture et Agroalimentaire Canada), M. Ross Brown (EC-SMC), M. Stéfane Prémont (INRS-ETE) ainsi que les autres membres des laboratoires du complexe scientifique. D'autre part, je tiens tout spécialement à remercier tous les membres du personnel de la ferme expérimentale J.C. Chapais (d'Agriculture et Agroalimentaire Canada) qui ont toujours été disponibles à me fournir de l'aide, et ce, toujours avec le sourire. J'aimerais remercier les différents autres techniciens et intervenants qui m'ont fourni du matériel spécialisé et/ou une assistance technique, notamment ceux du MAPAQ pour les analyses de microstructure.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à ma famille et à ma conjointe Anouk qui m'ont apporté leurs supports soutenus tout au cours de ces années...

Cette thèse a été principalement financée par le projet CRYSYS, d'Environnement Canada.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION	1
1.1	Objectifs et hypothèses	4
1.2	Plan de la thèse	5
2	DESCRIPTION DE LA NEIGE ET DES MASSES DE GLACE	7
2.1	Propriétés physiques du couvert nival	7
2.1.1	Accumulation de neige au sol et stratification du couvert nival	9
2.1.2	Métamorphose de la neige	11
2.1.3	Fonte, ablation et disparition du couvert	12
2.2	Caractéristiques des masses de glace	14
2.2.1	Terminologie et classification	14
2.2.2	Processus de formation et d'évolution	21
2.2.3	Percolation de l'eau dans un couvert stratifié	25
3	MÉTHODOLOGIE ET INSTRUMENTATION	31
3.1	Description du site expérimental	31
3.2	Approche méthodologique et instrumentation	33
3.2.1	Lignes de neige	34
3.2.2	Profils stratigraphiques	35
3.2.3	Indice de dureté	40
3.2.4	Mesures de perméabilité	41
3.2.5	Mesures du coefficient de diffusion d'un gaz	52
3.2.6	Analyses de la microstructure	62
3.2.7	Création de couches de glace artificielles et suivi de ces couches	65
3.3	Acquisition des données météorologiques	73
4	ANALYSES ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS	75
4.1	Hiver 2000-2001	76
4.1.1	Conditions environnementales	76
4.1.2	Conditions de neige au sol	81
4.1.3	Gradients de concentration des gaz dans la neige	92
4.2	Hiver 2001-2002	93
4.2.1	Conditions environnementales	93
4.2.2	Conditions de neige au sol	96
4.2.3	Propriétés physiques spécifiques des couches de glace	102
4.2.4	Profils de concentration du N ₂ O et du CO ₂ dans la neige	106
4.3	Hiver 2002-2003	108
4.3.1	Conditions environnementales	108
4.3.2	Conditions de neige au sol	110
4.3.3	Propriétés physiques spécifiques des couches de glace	113
4.3.4	Profils de concentration de N ₂ O et de CO ₂ dans la neige	117
5	DISCUSSION	119
5.1	Processus de diffusion des gaz	119
5.2	Processus d'écoulement de l'eau au travers du couvert	123
5.3	Formation, évolution et désagrégation des couches de glace	126
5.4	Problèmes rencontrés	127
5.4.1	Station météorologique	127
5.4.2	Perméamètre	128
5.4.3	Analyses de microstructure	128
5.4.4	Utilisation du traceur	129
6	CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	131
7	RÉFÉRENCES	135

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1 : NORMALE DE RECOUVREMENT DU SOL PAR LA NEIGE (%) ENTRE LES ANNÉES 1973 ET 1991 POUR LES QUATRE PÉRIODES SUIVANTES : (A) OCTOBRE - NOVEMBRE; (B) DÉCEMBRE À MARS; (C) AVRIL - MAI; (D) JUIN À SEPTEMBRE.	10
FIGURE 2 : MÉTAMORPHOSE DES GRAINS DE NEIGE EN FONCTION DE FAIBLES OU DE FORTS GRADIENTS DE TEMPÉRATURE.	12
FIGURE 3 : SCHÉMA DES DIFFÉRENTS PARAMÈTRES JOUANT UN RÔLE DANS LE BILAN MASSIQUE ET ÉNERGÉTIQUE DE LA FONTE ET DES VOIES D'ÉCOULEMENT DE L'EAU DE FONTE.	13
FIGURE 4 : DIAGRAMME GÉNÉRAL REPRÉSENTANT LE MOUVEMENT DE L'EAU DANS UN COUVERT NIVAL INITIALEMENT FROID ET SEC, AVANT (A) ET APRÈS (B) QUE L'EAU DE FONTE AIT ATTEINT LA BASE DU COUVERT.	22
FIGURE 5 : LOCALISATION DU SITE ET DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES [STATION 1 (ST1); STATION 2 (ST2)] SUR LE TERRAIN DE LA FERME EXPÉRIMENTALE DE J.C. CHAPAI, D'AGRICULTURE ET AGROALIMENTAIRE CANADA, LÉVIS, QUÉBEC.	32
FIGURE 6 : ORGANIGRAMME DE LA COLLECTE DES DONNÉES DE TERRAIN.	33
FIGURE 7 : CAROTTIER DE TYPE ADIRONDACK ET BALANCE.	35
FIGURE 8 : EXEMPLE D'UNE FICHE DE TERRAIN INCLUANT UN PROFIL DE DURETÉ.	36
FIGURE 9 : EXEMPLE DE PROFILS AVEC DES FILS COLORÉS PERMETTANT DE SUIVRE L'HISTORIQUE DES COUCHES DE NEIGE.	38
FIGURE 10 : SCHÉMA DE LA MÉTHODE UTILISÉE DURANT LA PÉRIODE DE FONTE.	39
FIGURE 11 : PERMÉAMÈTRE À AIR.	41
FIGURE 12 : SCHÉMA DU PERMÉAMÈTRE À AIR.	42
FIGURE 13 : (A) COMPARAISON DE LA DISTRIBUTION DE LA TAILLE DES PORES POUR UN ENSEMBLE DE BILLES DE VERRES D'UN DIAMÈTRE DE 250 μ M OBTENUS À L'AIDE DE DIFFÉRENTES MÉTHODES : POROSIMÉTRIE AU MERCURE ($\odot$); MODÈLE EN FONCTION DE LA FORME ($\times$); MODÈLE SPHÉRIQUE ($\blacktriangle$). (B) MICROPHOTOGRAPHIE D'UNE SECTION DE L'ÉCHANTILLON DES BILLES DE VERRE.	47
FIGURE 14 : VALEURS DE PERMÉABILITÉ THÉORIQUES [RUMPF ET GUPTE ($\square$); CARMAN-KOZENY (Δ)] VERSUS MESURÉES ($\diamond$) POUR DES BILLES DE VERRE DE DIFFÉRENTS DIAMÈTRES.	49
FIGURE 15 : SCHÉMA D'UNE CHAMBRE DE DIFFUSION UTILISÉE À L'HIVER 2001-2002 (A) ET L'HIVER 2002-2003 (B).	55
FIGURE 16 : ÉQUIPEMENTS UTILISÉS POUR LES MESURES DE DIFFUSION.	57
FIGURE 17 : SCHÉMA D'UNE SONDE DE GAZ À NIVEAUX MULTIPLES.	61
FIGURE 18 : (A) LOCALISATION DES COUCHES DE GLACE ARTIFICIELLES SUR LE SITE LORS DE L'INSTALLATION (07/02/02) ET LE LENDEMAIN (B) ENSEVELI SOUS LA NEIGE (08/02/02).	68
FIGURE 19 : EXEMPLE DE COUCHE « SANDWICH » CONTENANT LE TRACEUR.	70
FIGURE 20 : SCHÉMA D'UN DES LYSIMÈTRES CONFECTIONNÉS.	71
FIGURE 21 : DISPOSITION DES LYSIMÈTRES À CÔTÉ DE POTEAUX-REPÈRES.	72
FIGURE 22 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE JOURNALIÈRE DE NEIGE AU SOL ET DE LA QUANTITÉ DE PRÉCIPITATIONS MOYENNES JOURNALIÈRES ($\downarrow$ PRÉCIPITATIONS SOUS FORME DE PLUIE) AU COURS DE L'HIVER 2000-2001.	77
FIGURE 23 : FLUCTUATIONS DES TEMPÉRATURES MOYENNES JOURNALIÈRES DE L'AIR ET DE LA NEIGE AU COURS DE L'HIVER 2000-2001.	78
FIGURE 24 : MESURES DU RAYONNEMENT SOLAIRE MOYEN JOURNALIER AU COURS DE L'HIVER 2000-2001.	80
FIGURE 25 : VITESSES MOYENNES JOURNALIÈRES DU VENT À L'HIVER 2000-2001.	80
FIGURE 26 : COMPARAISON DES ÉPAISSEURS DU COUVERT NIVAL MESURÉES AVEC LA SONDE ULTRASONIQUE ; HAUTEURS TOTALES DES MARQUEURS À PROXIMITÉ DES PROFILS (STATION 1) ET AVEC LES CAROTTES.	82

FIGURE 27 : SÉRIE DE PROFILS STRATIGRAPHIQUES, STATION 1.....	84
FIGURE 28 : SÉRIE DE PROFILS STRATIGRAPHIQUES, STATION 2.....	84
FIGURE 29 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE (CM) DU COUVERT POUR LES POTEAUX DE 1 À 16, STATION 1, HIVER 2000-2001.....	88
FIGURE 30 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE (CM) DU COUVERT POUR LES POTEAUX DE 1 À 16, STATION 2, HIVER 2000-2001.....	88
FIGURE 31 : HISTORIQUE DES COUCHES DE NEIGE ET TASSEMENT DU COUVERT, STATION 1, HIVER 2000-2001.....	90
FIGURE 32 : HISTORIQUE DES COUCHES DE NEIGE ET TASSEMENT DU COUVERT, STATION 2, HIVER 2000-2001.....	91
FIGURE 33 : PROFILS DE CONCENTRATION DE N ₂ O ET DE CO ₂ DANS LE SOL ET LA NEIGE, HIVER 2000-2001.....	92
FIGURE 34 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE JOURNALIÈRE DE NEIGE AU SOL ET DE LA QUANTITÉ DE PRÉCIPITATION MOYENNES JOURNALIÈRES (↓ PRÉCIPITATIONS SOUS FORME DE PLUIE) AU COURS DE L'HIVER 2001- 2002.	94
FIGURE 35 : FLUCTUATIONS DES TEMPÉRATURES MOYENNES JOURNALIÈRES DE L'AIR ET DE LA NEIGE AU COURS DE L'HIVER 2001-2002.....	94
FIGURE 36 : MESURES DU RAYONNEMENT SOLAIRE MOYEN JOURNALIER AU COURS DE L'HIVER 2001-2002.....	95
FIGURE 37 : VITESSES MOYENNES JOURNALIÈRES DU VENT À L'HIVER 2001-2002.....	95
FIGURE 38 : SÉRIE DE PROFILS STRATIGRAPHIQUES DE LA STATION 1, HIVER 2001- 2002.....	98
FIGURE 39 : SÉRIE DE PROFILS STRATIGRAPHIQUES DE LA STATION 2, HIVER 2001- 2002.....	98
FIGURE 40 : HISTORIQUE DES COUCHES DE NEIGE ET TASSEMENT DU COUVERT, STATION 1 ET 2, HIVER 2001-2002.....	100
FIGURE 41 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE (CM) DU COUVERT POUR LES POTEAUX DE 1 À 16, STATION 1, HIVER 2001-2002.....	101
FIGURE 42 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE (CM) DU COUVERT POUR LES POTEAUX DE 1 À 16, STATION 2, HIVER 2001-2002.....	101
FIGURE 43 : VARIATIONS DE LA CONCENTRATION DE TRACEUR SELON L'ÉPAISSEUR INITIALE ET LA DATE DE COLLECTE.....	105
FIGURE 44 : EXEMPLE D'UNE COUCHE DE GLACE À LA FIN DE LA PÉRIODE DE FONTE MASSIVE.....	106
FIGURE 45 : PROFILS DE CONCENTRATION DE N ₂ O ET DE CO ₂ DANS LE SOL ET LA NEIGE, HIVER 2001-2002.....	107
FIGURE 46 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE JOURNALIÈRE DE NEIGE AU SOL ET DE LA QUANTITÉ DE PRÉCIPITATION MOYENNES JOURNALIÈRES (↓ PRÉCIPITATIONS SOUS FORME DE PLUIE) AU COURS DE L'HIVER 2002-2003.	109
FIGURE 47 : FLUCTUATIONS DES TEMPÉRATURES DANS L'AIR ET LA NEIGE AU COURS DE L'HIVER 2002-2003.	109
FIGURE 48 : MESURES DU RAYONNEMENT SOLAIRE MOYEN JOURNALIER AU COURS DE L'HIVER 2002-2003.....	110
FIGURE 49 : VITESSE MOYENNE JOURNALIÈRE DU VENT À L'HIVER 2002-2003.....	110
FIGURE 50 : SÉRIE DE PROFILS STRATIGRAPHIQUES DE LA STATION 2, HIVER 2002- 2003.....	111
FIGURE 51 : VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR MOYENNE DU COUVERT POUR LES POTEAUX DE 1 À 16, STATION 1, HIVER 2002-2003.....	112
FIGURE 52 : PROFILS DE CONCENTRATION DE N ₂ O ET DE CO ₂ DANS LE SOL ET LA NEIGE, HIVER 2002-2003.....	118
FIGURE 53 : RELATION ENTRE LA PERMÉABILITÉ MOYENNE ET LE COEFFICIENT DE DIFFUSION MOYEN MESURÉS DES COUCHES DE GLACE.....	125

LISTE DES TABLEAUX

TABEAU 1. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DE LA NEIGE DÉPOSÉE AU SOL.....	8
TABEAU 2. CLASSES DE DENSITÉ MOYENNE DE NEIGE ET DE GLACE.....	9
TABEAU 3. DURETÉ DE LA NEIGE DÉPOSÉE.....	16
TABEAU 4. CLASSIFICATION DES COUCHES ET COLONNES DE GLACE ET GLACE BASALE.....	19
TABEAU 5. CLASSIFICATION DES CROÛTES DE SURFACE.....	20
TABEAU 6. FRÉQUENCE DE COLLECTE DE DONNÉES PAR PARAMÈTRE ET PAR HIVER.....	34
TABEAU 7. FONCTIONS DE POROSITÉ VARIÉES PROVENANT DE DIVERS AUTEURS.....	46
TABEAU 8. COMPARAISON DES DIAMÈTRES MOYENS DES BILLES.....	50
TABEAU 9. VALEURS DE PERMÉABILITÉ ET COEFFICIENTS DE VARIATION POUR LES MESURES DE VALIDATION DU PERMÉAMÈTRE AVEC DES BILLES DE VERRES DE DIFFÉRENTS DIAMÈTRES.....	52
TABEAU 10. EFFETS DE DIFFUSION À TRAVERS UNE MEMBRANE.....	54
TABEAU 11. RAPPORT ENTRE LE NOMBRE D'ÉCHANTILLONS ET LE MOMENT OÙ LA CONCENTRATION MAXIMALE DE KR A ÉTÉ MESURÉE DANS LA CHAMBRE.....	57
TABEAU 12. COEFFICIENTS THÉORIQUES DE DIFFUSION DU KR DANS L'AIR EN FONCTION DE DIFFÉRENTES TEMPÉRATURES.....	59
TABEAU 13. VOLUME DE TRACEUR UTILISÉ ET CARACTÉRISTIQUES INITIALES DES COUCHES DE GLACE ARTIFICIELLES.....	66
TABEAU 14. INSTRUMENTS ET PARAMÈTRES MESURÉS PAR LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE 1 À LA FERME EXPÉRIMENTALE DE CHAPAIS.....	74
TABEAU 15. NORMALES CLIMATIQUES POUR LA RÉGION DE QUÉBEC ENTRE LES ANNÉES 1971 ET 2000 POUR LA PÉRIODE DE DÉCEMBRE À AVRIL.....	78
TABEAU 16. CLASSIFICATION DES FORMES DE GRAINS.....	85
TABEAU 17: MESURES DES ÉPAISSEURS MOYENNES DE LA NEIGE, EEN ET DENSITÉS MOYENNES DE LA NEIGE PAR LIGNE DE NEIGE (L1, L2, L3), HIVER 2000-2001.....	87
TABEAU 18. MESURES DES ÉPAISSEURS MOYENNES DE LA NEIGE, EEN ET DENSITÉS MOYENNES DE LA NEIGE PAR LIGNE DE NEIGE (L1, L2, L3), HIVER 2001-2002.....	97
TABEAU 19. SYNTHÈSE DES DONNÉES SPÉCIFIQUES DES COUCHES DE GLACE, HIVER 2001-2002.....	103
TABEAU 20. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES MORPHOMÉTRIQUES DES COUCHES DE GLACE ARTIFICIELLES, HIVER 2001-2002.....	105
TABEAU 21. SYNTHÈSE DES DONNÉES SPÉCIFIQUES DES COUCHES DE GLACE, HIVER 2002-2003.....	114
TABEAU 22. DONNÉES CONCERNANT LES CONCENTRATIONS DE TRACEUR AU COURS DE L'HIVER 2002-2003.....	115
TABEAU 23. COEFFICIENTS DE VARIATION (CV) DES CONCENTRATIONS DE N ₂ O ET DE CO ₂ POUR DIFFÉRENTES PROFONDEURS ET DATES.....	121
TABEAU 24. COEFFICIENTS DE DIFFUSION DU KR, DS, AU TRAVERS DES COUCHES DE GLACE.....	123

LISTE DES APPENDICES

Appendice 1 : Compte-rendu de conférence : Fortin, G., Jones, H.G., Bernier, M. et Schneebeli, M. (2002) Changes in the Structure and Permeability of Artificial Ice Layers Containing Fluorescent Tracer in Cold and Wet Snow Cover. 59th Eastern Snow Conference Proceedings, Stowe, June 5-7 2002, pp. 257-266.

LISTE DES SYMBOLES

Terme	Symbole
chaleur latente de fusion	λ
coefficient de diffusion	D_s
coefficient de diffusion d'un gaz (<i>A</i>) dans un autre (<i>B</i>)	D_{AB}
coefficient de diffusion effectif	D_{eff}
coefficient de partition	H
concentration	c_I
constante	K
constante de Carman-Kozeny	k_{CK}
constante diaphragme-cellule	β
densité	ρ
densité des couches	ρ_c
densité de la glace	ρ_g
densité de la neige	ρ_n
densité ponctuelle	P_p
densité superficielle	S_v
diamètre moyen des grains	d_o
diamètre des particules	S
diamètre moyen des particules	$\overline{D}_p$
distance	z
distance de chute parcourue par le marteau	f
distance de pénétration d'un nombre <i>n</i> de chutes	p
épaisseur	L
épaisseur effective du diaphragme	l
facteur de conversion	$/$
flux par unité de surface	j
flux total unidimensionnel	J
flux volumétrique	Q
force (compression, tension, cisaillement)	Σ
forme des grains	F
gradient de pression	ΔP
impuretés	J
indice de dureté	R
longueur moyenne de l'intercept du pore	$MPIL$
longueur moyenne des segments de ligne du profil de pores	L_p
masse du marteau	W
masse du tube	M_1
nombre d'impact du marteau	n
nombre Ram	R
paramètres de distribution de la taille des particules	q_i
paramètres de la forme des particules	ψ_i
perméabilité	K
perméabilité intrinsèque	k

poids moléculaire	M
porosité	ϕ
pression	P
superficie spécifique	S_0
surface transversale	A
taille des grains	E
taux de chaleur libéré	T_c
taux de croissance de la glace	dz/dt
température	T
temps	t
teneur en eau liquide	θ
tortuosité	τ
valeur volumique de diffusion d'un gaz	Σ_v
vélocité	v
viscosité cinématique	ν
viscosité du fluide	μ
viscosité dynamique du fluide	μ_f
vitesse moyenne	$\bar{v}$
volume de compartiment cellulaire	V

1 INTRODUCTION

Au sud du Canada, le couvert nival saisonnier perdure pendant environ cinq mois, soit de la mi-novembre à la mi-avril (Pomeroy et Goodison, 1997). La présence d'un tel manteau neigeux joue un rôle primordial au plan environnemental, notamment en influençant les échanges énergétiques, hydriques et physico-chimiques. Le couvert nival est un ensemble hétérogène et stratifié constitué d'une alternance de couches de neige et contenant à l'occasion des masses de glace, du givre de profondeur et différentes autres formes de cristaux.

Les masses de glace peuvent être verticales ou horizontales, dans le second cas elles peuvent être divisées en deux principaux groupes (Marsh et Woo, 1985a) soit : (1) les couches de glace, d'une épaisseur variant entre 1 et 40 mm ayant une superficie de recouvrement relativement homogène d'au moins 2 à 3 m² et se formant principalement lors de périodes de pré-fonte à l'intérieur du couvert ; (2) les croûtes de glace d'une épaisseur plus fine (quelques mm) ayant une superficie de recouvrement limitée (< 0,1-0,2 m²) et se formant sous diverses conditions à la surface. Les croûtes de glace sont ensuite enfouies sous les chutes de neige subséquentes et elles ne sont pas nécessairement associées au cycle de pré-fonte. Ces deux types de masses de glace horizontales peuvent se retrouver à la surface, à l'intérieur et à la base du couvert nival et elles constituent un phénomène récurrent dans certaines régions géographiques tel que dans l'Est du Canada (Pomeroy et Brun, 2001). Ces masses de glace sont le résultat de différents processus tels que la fonte et le regel, et elles sont directement liées aux facteurs environnementaux tels que les précipitations liquides, le vent et le rayonnement solaire. Ces masses de glace horizontales, dont la perméabilité est variable, influencent principalement les voies d'écoulement de l'eau à très petite échelle, c'est-à-dire de 0,2 à 10 m (Langham, 1974a ; Marsh, 1991 ; Marsh et Woo, 1984a), ainsi que la pénétration du rayonnement et les échanges liquides et gazeux à l'intérieur du couvert et aux interfaces sol-neige et neige-atmosphère.

La stratification du couvert nival est surtout importante lorsque des masses de glace horizontales imperméables se trouvent à l'intérieur du couvert car ce sont ces couches étanches qui affectent les échanges hydriques (Albert et Hardy, 1993) et gazeux (van Bochove *et al.*, 2000 ; 2001 ; Winston *et al.*, 1995). L'écoulement de l'eau dans un médium poreux stratifié est bien connu en milieu souterrain. Par contre, on remarque une déficience quant à la quantité d'information disponible concernant les propriétés hydrauliques des couverts neigeux stratifiés en milieu naturel (Jordan, 1983a). Les effets d'un retardement de l'écoulement de l'eau de fonte à l'intérieur du couvert nival, dû à sa stratification, ont été étayés dans plusieurs recherches (Conway et Benedict ; 1994 ; Gerdel, 1954 ; Langham, 1974a ; Smith, 1974). De plus, des travaux théoriques portant sur les milieux stratifiés ont été menés en laboratoire (Colbeck, 1972 ; 1974 ; 1978 ; Jordan, 1983a ; 1983b) et sur le terrain (Colbeck, 1979 ; Wankiewicz, 1979 ; Marsh et Woo, 1985a ; 1985b ; Kattelman, 1989).

On remarque toutefois que peu d'études en milieu naturel ont porté sur l'aspect quantitatif des variations du mouvement de l'eau dans la neige et sur la formation et la désagrégation des couches de glace. Des données quantitatives recueillies sur le terrain sont essentielles pour valider les différentes théories élaborées dans le cadre des travaux antérieurs. D'ailleurs, selon Colbeck (1975), la percolation de l'eau dans le couvert de neige est un des phénomènes les moins bien compris dans le domaine de l'hydrologie nordique. Ces phénomènes sont encore peu documentés de nos jours. Cela est probablement attribuable aux limites de l'instrumentation et à diverses raisons de logistique (accessibilité au site durant la période de fonte, évolution rapide des changements de phases durant la période de fonte, etc.). De plus, une description détaillée du couvert nival sous diverses conditions spatio-temporelles devrait permettre d'améliorer la compréhension des différents processus de métamorphose et de formation des masses de glace en plus d'être utile dans des domaines tels que la modélisation, la télédétection et la prévision hydrologiques.

Ces dernières années, plusieurs recherches ont été menées afin de mieux comprendre les processus de formation, d'évolution et de désagrégation de masses de glace telles que les

colonnes et les ruisselets de glace (Marsh, 1988 ; Rikkers *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 1999 ; 2000), les couches de glace et leur perméabilité (Albert et Perron, 2000b) et le processus de percolation de l'eau dans un couvert stratifié dans les Alpes (Schneebeli, 1995 ; 1998), aux États-Unis (Colbeck, 1973a ; Kattelmann, 1989; Pfeffer *et al.*, 1990 ; 1998) et dans l'Arctique canadien (Marsh, 1982 ; 1987b ; 1991, Marsh et Woo, 1984a ; 1984b ; 1985a ; 1985b ; McGurk et Marsh, 1995 ; Woo *et al.*, 1982). Ces travaux visaient principalement à quantifier, sur des champs de neige en milieu naturel, les différentes théories relatives aux processus physiques tels que la percolation de l'eau de fonte et la formation de masses de glace dans le couvert nival. Récemment, des travaux réalisés par Albert *et al.* (2002a; 2002b; 2002c) ont porté sur la diffusion des gaz à travers le firn et la neige en Antarctique. Les résultats de leurs travaux indiquent que pour la chimie atmosphérique, les processus de diffusion et d'advection dans la neige sont importants et actifs surtout dans la portion du couvert située près de la surface (dans les dix premiers centimètres). D'autre part, toujours dans le domaine de la chimie atmosphérique, Winston *et al.* (1995) mentionnent que dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, les concentrations de CO₂ dans l'atmosphère sont considérablement plus élevées durant l'hiver que lors de la période de croissance de la végétation.

Toutefois, malgré l'ensemble des recherches mentionnées précédemment, la compréhension de la dynamique des fluides dans un couvert nival stratifié demeure limitée et il est toujours impossible de simuler adéquatement ces processus en raison de leur complexité (Marsh, 1999). Un des facteurs limitant dans la compréhension de l'écoulement de l'eau et de la diffusion des gaz dans la neige est l'absence de bases de données expérimentales. Selon nos recherches, il ne semble pas y avoir de travaux qui décrivent en détail l'ensemble des processus qui déterminent la formation, l'évolution et la désagrégation des masses de glace dans un couvert nival tempéré pour l'ensemble de la période hivernale. De plus, les patrons d'écoulement qui sont associés à la présence de ces couches sont aussi mal documentés.

Bien que plusieurs travaux de terrain réalisés jusqu'à maintenant portent sur les différents processus liés à l'influence des masses de glace dans le couvert de neige, on remarque qu'il existe certaines lacunes telles que :

- le nombre très limité d'études qui ont été réalisées sous des conditions tempérées semblables à celles du Québec ;
- les périodes de suivi sont généralement courtes et couvrent rarement l'ensemble de l'hiver ;
- un manque d'études portant sur le rôle et l'impact de la perméabilité des couches de glace sur les échanges hydriques et gazeux (van Bochove *et al.*, 2000) ;
- les méthodes de collecte de données permettant de mesurer les propriétés physiques spécifiques des couches de glace sont peu nombreuses et peu transférables sous nos conditions.

1.1 Objectifs et hypothèses

Suite à ce constat, les deux principaux objectifs de la thèse consistent à :

1. mesurer l'importance relative de différents facteurs physiques environnementaux (température de l'air, de la neige et du sol, type et quantité de précipitations, rayonnement solaire, vitesse du vent) régissant la formation, l'évolution et la désagrégation des masses de glace dans le couvert nival ;
2. développer des méthodes de suivi des propriétés physiques des masses de glace en milieu naturel pour l'ensemble de la période hivernale sous nos conditions climatiques.

Selon la littérature, il semble que la plupart des propriétés physiques du couvert nival (perméabilité, porosité, tortuosité, densité, type et forme des grains, épaisseur) sont déterminées et influencées par les conditions environnementales (température de l'air, de la neige et du sol, type et quantité de précipitations, rayonnement solaire, vitesse du vent). De plus, ces propriétés semblent déterminantes dans la régulation des échanges liquides et gazeux entre le sol, la neige et l'atmosphère. En conséquence, nous posons l'hypothèse

que les couches de glace à l'intérieur du couvert nival peuvent influencer les échanges hydriques et gazeux à petite échelle.

De manière plus spécifique, nous allons vérifier l'hypothèse suivante:

- il existe possiblement une relation entre la perméabilité et la diffusion des couches de glace en milieu naturel et cette relation est fonction de la microstructure des couches de glace.

1.2 Plan de la thèse

La contribution de cette thèse consiste essentiellement à décrire et à quantifier les principales propriétés physiques des couches de glace dans un couvert nival saisonnier. Suite à l'introduction, un chapitre présente les différentes caractéristiques du couvert nival et des couches de glace, il fournit un ensemble de concepts fondamentaux et de définitions. Par la suite, le troisième chapitre présente les différentes méthodes et instruments qui ont été développés et utilisés. Ce chapitre comprend également la description des tests que nous avons réalisés pour valider nos instruments et méthodes. Le quatrième chapitre présente les différents résultats recueillis au cours des trois hivers de mesures. Par la suite, nous discutons nos résultats par rapport à d'autres travaux ce qui nous permet notamment de démontrer l'originalité de l'apport scientifique réalisé dans le cadre de cette thèse. Une conclusion et des recommandations constituent le dernier chapitre de cette thèse.

2 DESCRIPTION DE LA NEIGE ET DES MASSES DE GLACE

Ce chapitre est constitué de deux parties principales. Dans la première section, nous décrivons les principales caractéristiques du couvert nival. Nous abordons différents processus tels que l'accumulation, la stratification, la métamorphose, la fonte, l'ablation et la disparition du couvert nival. Dans la seconde section, nous décrivons de façon détaillée quels sont les principaux termes et concepts utilisés pour décrire les masses de glace ainsi que leurs définitions. Ensuite, les processus de formation et d'évolution des couches de glace, lors des périodes froides et de fonte, sont discutés pour différents types de couverts de neige. L'écoulement de l'eau au travers d'un couvert nival stratifié est complexe, nous tenterons d'expliquer brièvement quels sont les principaux facteurs et processus liés à ce phénomène, incluant la perméabilité. Finalement, le processus de diffusion et son importance sur les échanges gazeux dans le couvert nival sera discuté.

2.1 Propriétés physiques du couvert nival

La neige est un médium hétérogène et complexe qui interagit avec le milieu dans lequel on la retrouve. Ses propriétés physiques et chimiques ont été le sujet de nombreuses études dans le passé et elles ne cessent de susciter de l'intérêt autant au plan des sciences humaines (histoire, sociologie, etc.) que des sciences naturelles (géographie, hydrologie, climatologie, biologie, chimie, physique, etc.). Une des caractéristiques principales du couvert nival est la rapidité avec laquelle il évolue. L'ensemble des transformations que subit la neige inclut initialement la formation des cristaux dans l'atmosphère, les chutes de neige, l'accumulation au sol, la stratification, la métamorphose, la fonte et la disparition du couvert. Dans le cadre de cette recherche, nous considérons uniquement les processus se produisant au sol laissant ainsi de côté tous les processus ayant lieu en milieu atmosphérique.

Dans le but d'uniformiser la terminologie et les méthodes liées à la collecte des données, une première classification de la neige au sol a été réalisée en 1954 par la Commission de

la neige et de la glace de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique (Schaefer *et al.*, 1954). Une mise à jour de cette classification a eu lieu en 1985 afin de palier à certains manques dans la première version. Il s'agit de la Classification Internationale (C.I.) de la Neige au Sol (Colbeck *et al.*, 1990) qui tient compte des principales caractéristiques physiques de la neige soit : la densité, la forme et la taille des grains, la teneur en eau liquide, la présence d'impuretés, les forces (compression, tension, fracture), l'indice de dureté et la température de la neige. Les principales caractéristiques physiques de la neige déposée au sol sont présentées dans le tableau 1.

Tableau 1. Principales caractéristiques physiques de la neige déposée au sol.

Caractéristiques	Unités	Symboles
Épaisseur	mm	L
Densité	kg m ⁻³	ρ
Équivalent en eau	mm	EEN
Forme des grains	Voir tableau 16	F
Taille des grains	mm	E
Teneur en eau liquide	% par volume	θ
Impuretés	% par poids	J
Forces (compression, tension, cisaillement)	Pa	Σ
Indice de dureté	Selon l'instrument	R
Température de la neige	°C	T
Perméabilité	m ²	K
Porosité	%	ϕ

D'après Colbeck *et al.* (1990); Pomeroy et Gray (1995) ; Hardy *et al.* (1995).

La neige est constituée d'un ensemble de grains, un « grain de neige » représente la plus petite unité de base visible, qu'il s'agisse d'un cristal ou non (Colbeck, 1986). Un cristal de neige peut être constitué d'un ou plusieurs grains de neige. Un ensemble de grains semblables constitue une couche de neige qui présente généralement des similarités morphologiques (taille, forme, densité, etc.). La somme de ces couches distinctes, plus ou moins hétérogènes, constitue le couvert nival. Les propriétés physiques d'un couvert nival stratifié sont utiles pour mieux comprendre l'interaction entre le couvert lui-même et le milieu environnemental.

Selon Pomeroy et Gray (1995), les trois principales propriétés physiques de la neige sont l'épaisseur, la densité et l'équivalent en eau de la neige (EEN). En considérant qu'une

épaisseur uniforme d'eau de 1 mm couvre une superficie de 1 m² et que son poids est de 1 kg, l'EEN est calculé à partir de l'épaisseur de neige, L , et la densité de la neige, ρ_n , selon l'équation suivante :

$$EEN = 0,01 L \rho_n \quad (2-1)$$

où EEN est en mm, L est en cm et ρ_n est en kg m⁻³.

La densité de la neige varie selon les différents types et l'âge de la neige ainsi que selon les conditions environnementales. Le tableau 2 présente des valeurs moyennes de densité pour la neige et la glace (Leppäranta, 1997).

Tableau 2. Classes de densité moyenne de neige et de glace.

Types de neige	Valeurs (kg m ⁻³)
Neige fraîche	50 – 100
Neige âgée de 1-2 mois	200 – 300
Neige éolisée	300 – 400
Neige mouillée	300 – 700
Couche de glace	500 – 900
Firn	400 – 830
Glace	830 – 917

Adapté de Leppäranta (1997).

2.1.1 Accumulation de neige au sol et stratification du couvert nival

L'accumulation de neige est la partie qui demeure en place suite à une chute de neige et qui est modifiée par la métamorphose, la fonte, l'interception par la voûte forestière, le transport et la redistribution par le vent et par la sublimation (Pomeroy et Goodison, 1997).

La figure 1 illustre la normale de recouvrement du sol par la neige, en %, pour l'Amérique du Nord entre les années 1973 et 1991 et pour quatre périodes de l'année.

Pour le sud-est du Québec, on remarque la présence d'un couvert nival partiel (entre 25 et 50%) dès la fin de l'automne (figure 1a) et au début du printemps (figure 1c), mais le recouvrement complet du sol (>95%) est plutôt caractéristique des mois de décembre à mars (figure 1b). Les régions de l'Est du Canada reçoivent de 3 à 4 fois plus de chutes de neige que les provinces centrales plus sèches, c'est-à-dire que la Saskatchewan et le Manitoba (Pomeroy et Goodison, 1997). Dans l'Est, c'est en Ontario, au nord-est du Lac Supérieur, dans les hautes terres du Sud du Québec, au Labrador et dans les plus hautes altitudes à Terre-Neuve, que les quantités les plus importantes de neige sont enregistrées (Pomeroy et Goodison, 1997).



Adapté de Karl *et al.* (1993)

Figure 1 : Normale de recouvrement du sol par la neige (%) entre les années 1973 et 1991 pour les quatre périodes suivantes : (a) octobre - novembre; (b) décembre à mars; (c) avril - mai; (d) juin à septembre.

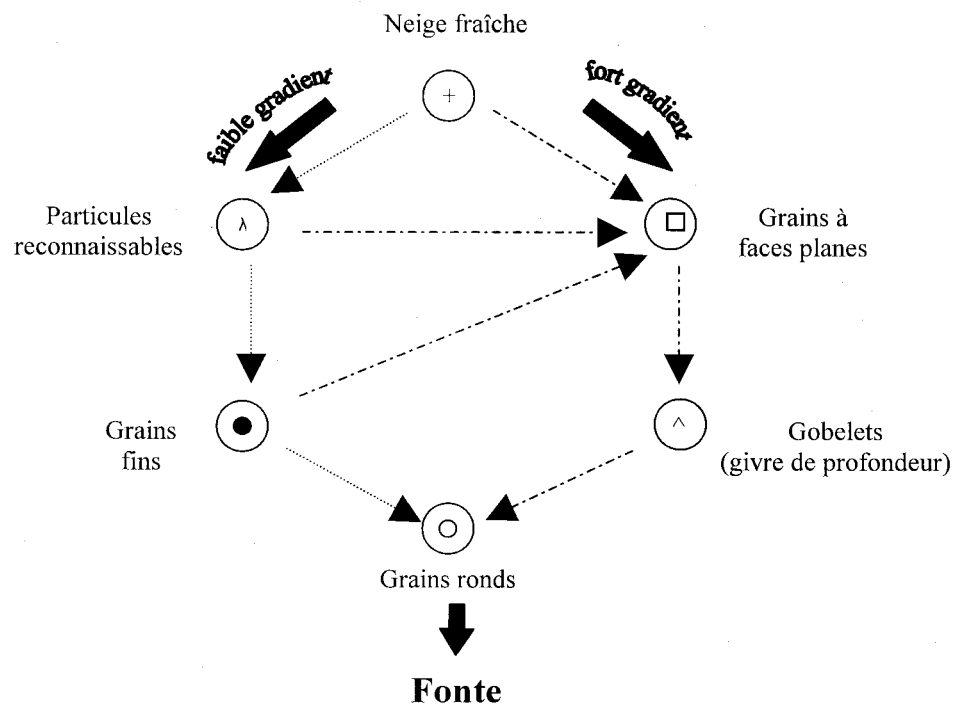
Dans les zones ouvertes, la présence de végétation et les caractéristiques du terrain peuvent grandement influencer l'accumulation de la neige. Par exemple, l'accumulation de la neige près d'une haie est 10 fois supérieure à celle dans les champs adjacents, et l'accumulation de neige dans les champs dépend principalement de la rugosité de surface comme par exemple la hauteur des tiges de blé (Pomeroy et Goodison, 1997).

Les différents mécanismes d'accumulation et de redistribution de la neige sont décrits en détails dans McKay et Gray (1981); Pomeroy et Gray (1995). D'autre part, Albert et Hardy (1993) ont remarqué que la stratification du couvert nival se fait généralement rapidement et survient le plus souvent lors d'événements tels que :

1. tôt dans la saison lorsqu'un couvert nival de faible épaisseur recouvre le sol et qu'un gradient élevé de température induit une métamorphose de fort gradient (constructive) des cristaux;
2. tard dans la saison lorsque les températures de l'air sont élevées et qu'une pluie survient et qu'elle amène la diminution du couvert jusqu'à sa disparition;
3. tout au long de la saison froide dans la partie supérieure du couvert de neige où les précipitations sont déposées et où des changements des conditions météorologiques affectent les gradients locaux de la température de la neige.

2.1.2 Métamorphose de la neige

À l'intérieur du couvert, on peut retrouver l'eau sous la phase solide, liquide ou gazeuse. Le couvert de neige est en état de déséquilibre entre ces trois phases et il tend à créer un état d'équilibre qui se traduit par la métamorphose des grains. Les grains, arrondis ou anguleux, se forment dans le couvert nival en présence d'un gradient de température et ils sont aussi influencés par la densité de la neige et la teneur en eau liquide à l'intérieur des couches (Colbeck, 1973b; 1980; 1983). En se basant sur d'autres études, Colbeck (1986) a établi les prémisses selon lesquelles les formes arrondies se produisent généralement lorsque les gradients de température sont faibles tandis les formes anguleuses se produisent lorsque les gradients de température sont élevés. La figure 2 montre les différents stades de métamorphose que peut subir la neige.



Inspiré de Pahaut (1975, p. 45).

Figure 2 : Métamorphose des grains de neige en fonction de faibles ou de forts gradients de température.

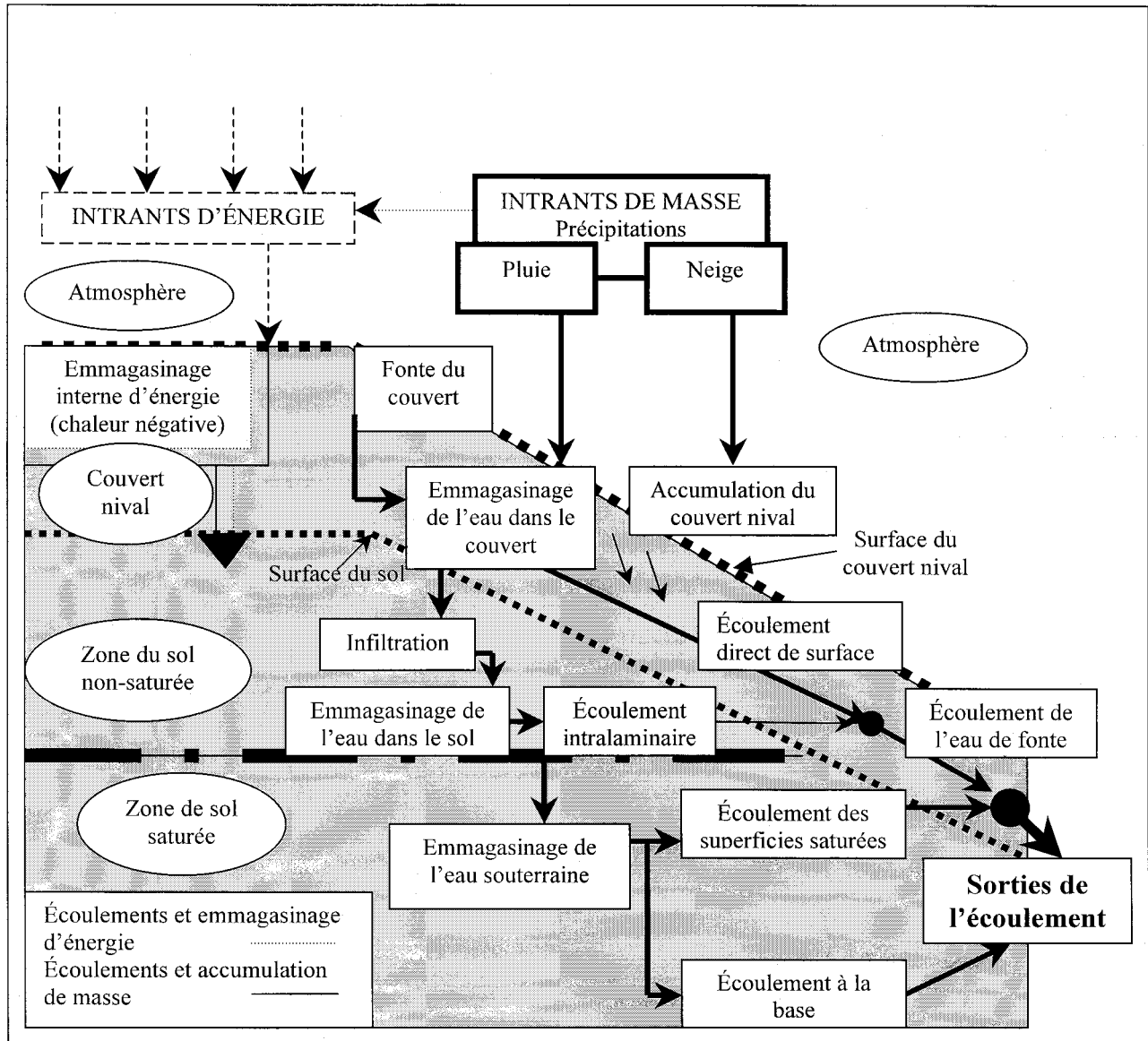
L'agréation des grains se produit spontanément lorsque la teneur en eau liquide est faible et les grains croissent spontanément avec n'importe quelle teneur en eau liquide; les deux processus se produisent l'un à la suite de l'autre, réduisant ainsi la surface d'énergie disponible (Colbeck, 1986).

Les différents concepts théoriques expliquant la métamorphose de la neige ont été l'objet de nombreux travaux réalisés par Colbeck (1973 ; 1983 ; 1986 ; 1987) ; Eugster, (1952) ; LaChapelle (1969) ; Langham (1981) ; Marbourty (1980a ; 1980b) ; Michel (1964) ; Pahaut (1975) ; Sommerfeld et LaChapelle (1970) ; Yosida *et al.* (1955).

2.1.3 Fonte, ablation et disparition du couvert

Durant la période de fonte, le couvert nival est principalement constitué de grains de neige, d'eau liquide et de glace sous une forme horizontale (lentilles, couches ou croûtes

de surface), verticale (colonnes, chenaux de glace ou ruisselets) ou basale. Les différents paramètres qui influencent le bilan massique et énergétique durant la période de fonte sont représentés dans la figure 3. La fonte survient généralement au printemps lorsque les heures d'ensoleillement augmentent et que la température de l'air grimpe au-dessus du point de congélation.



Adapté de Department of the Army (1998)

Figure 3 : Schéma des différents paramètres jouant un rôle dans le bilan massique et énergétique de la fonte et des voies d'écoulement de l'eau de fonte.

Le transfert d'énergie (chaleur) requis pour fondre la neige est principalement issue du rayonnement, de la convection, de la condensation et de la conduction. Plusieurs travaux (Albert et Hardy, 1993; Department of the Army, 1998 ; Zuzel et Cox, 1975) démontrent que l'ensemble du rayonnement net (courtes et longues ondes) est le facteur le plus important dans le processus de fonte de la neige. D'autre part, l'apport de chaleur provenant des zones sans neige, par convection, contribue également de manière importante à la fonte du couvert de neige (Roland, 1984). La fonte printanière représente la période de l'année où les échanges énergétiques sont les plus importants. L'augmentation du nombre d'heures d'ensoleillement contribue notamment à l'augmentation de l'énergie disponible pour fondre la neige. La diminution de l'albédo durant cette période, causée par la présence d'eau, d'impuretés et par la forme des grains à ce moment, affecte aussi indirectement le processus de fonte.

Lors de la période de fonte, le gradient de température diminue de manière importante. Le couvert de neige est qualifié de "mûr" lorsqu'il est isothermique à 0°C et qu'il est saturé. La neige « mûre » est habituellement relativement dense et les grains grossiers sont caractéristiques des conditions printanières. Lorsque de la chaleur additionnelle est ajoutée, elle contribue à la fonte de la neige. À partir du moment où le couvert de neige est isothermique, il n'y a plus de conduction de chaleur.

2.2 Caractéristiques des masses de glace

2.2.1 Terminologie et classification

Dans le but d'alléger le texte, nous utiliserons, au cours des sections suivantes, le terme masse de glace pour parler des masses de glace horizontales telles que les croûtes de surface, les couches de glace et la glace basale. Lorsqu'il sera question de masses de glace verticales nous utiliserons plutôt le terme colonnes ou doigts de glace. Le terme glace sera utilisé en se référant à une glace semi-poreuse. Autrement, le terme glace pure sera utilisée lorsqu'il s'agira de glace ayant une densité de 917 kg m^{-3} . Tout comme la neige, les masses de glace ont une texture variable, c'est-à-dire une forme, une dimension

et des liens spécifiques entre les grains. La texture est très difficile à décrire quantitativement (Perla et Gleene, 1981), notamment en raison de la métamorphose qui induit de constantes modifications. Pour décrire les caractéristiques d'une masse de glace, on utilise le plus souvent l'épaisseur (cm), la densité (kg m^{-3}), la dureté (N) et la perméabilité (m^2). L'épaisseur est mesurée directement, la densité peut être estimée ou mesurée. La dureté correspond à la résistance de pénétration d'un objet dans la neige ou la glace. Bien que la dureté soit très variable, il existe une relation inverse entre la dureté et la température de la neige. En effet, la dureté diminue lorsque la température approche le point de congélation c'est-à-dire 0°C (Perla et Gleene, 1981).

Chacune des couches de neige qui forme le couvert neigeux a généralement des caractéristiques physiques distinctes. D'un point de vue horizontal, chacune de ces couches de neige constitue un ensemble plus ou moins homogène au plan spatial et ces couches se subdivisent en sous-unités. Chacune de ces sous-unités a une superficie et une forme variable. Toutes ces sous-unités sont séparées par des zones de fractures qui sont des zones préférentielles pour les échanges gazeux et hydriques entre les couches supérieures et inférieures du couvert. Marsh et Woo (1985b) ont observé que la superficie des couches de glace, en milieu arctique variait entre 0,2 et $3,2 \text{ m}^2$. Toutefois, le type de couches de glace qui nous intéresse, c'est-à-dire celles qui ont une faible perméabilité et qui pourraient donc avoir une influence plus probable sur la modification du patron de l'infiltration de l'eau et sur la diffusion des gaz, ont généralement une superficie variant entre 1,6 et $3,2 \text{ m}^2$ (Marsh et Woo, 1984a).

Une autre méthode simple pour estimer la dureté des couches de neige et de glace est celle du test manuel décrit dans la C.I. (Colbeck *et al.*, 1990). La dureté est estimée à partir de la résistance de pénétration des couches à l'insertion de certains objets qui sont insérés délicatement dans la neige avec une force de pénétration d'environ 50 N. Cette méthode utilise six classes différentes de dureté (tableau 3). Les couches et les croûtes de glace ont généralement une dureté qui varie d'élévée (10^5 Pa et plus) à très élevée (glace).

Tableau 3. Dureté de la neige déposée.

Terme	Pénétromètre (Ramsonde suisse) (N)	Ordre de grandeur de résistance (Pa)	Test manuel	Symbole
Très faible	0-20	$0-10^3$	Poing	R1
Faible	20-150	10^3-10^4	4 doigts	R2
Moyenne	150-500	10^4-10^5	1 doigt	R3
Élevée	500-1000	10^5-10^6	Crayon	R4
Très élevée	>1000	$>10^6$	Lame de Couteau	R5
Glace				R6

D'après Colbeck *et al.* (1990, p.4)

Le terme perméabilité est assez général puisqu'il signifie le transport d'un fluide à travers un médium poreux. Le déplacement dépend alors d'une part de la structure du médium et, d'autre part, des propriétés du fluide. Pour être plus précis, nous utiliserons le terme perméabilité en référant à la perméabilité intrinsèque, aussi appelée perméabilité spécifique, d'un médium poreux qui se définit comme étant la capacité d'un fluide à passer au travers du médium en fonction uniquement du médium, indépendamment du fluide (Albert et Hardy, 1993 ; Dullien, 1992). La méthode associée à la prise de mesures de perméabilité est appelée perméamétrie. Il existe différents types d'instruments utilisés pour mesurer la perméabilité : on les appelle perméamètre à air ou à liquide selon la forme du fluide utilisé. Certains de ces instruments sont décrits par Chacho et Johnson (1987); Conway et Abrahamson (1984); Hardy et Albert (1993); Kuroiwa, (1968); Rocchio (1990); Sommerfeld et Rocchio (1993).

On utilise l'équation de Darcy (2-2) pour calculer la perméabilité intrinsèque d'une couche de glace ou de neige. La perméabilité intrinsèque k , (m^2) est calculée grâce à la loi de Darcy :

$$k = Q/A(\Delta P/z \mu_f) \quad (2-2)$$

où Q est le flux volumétrique (m^3/s)

A est la surface transversale (m^2)

ΔP est le gradient de pression (Pa) sur la distance z (m)

μ_f est la viscosité dynamique du fluide ($\text{kg}/\text{m}/\text{s}$) dans des conditions déterminées

La loi de Darcy peut être appliquée pour mesurer la perméabilité à l'air de la neige et de la glace lorsque le nombre de Reynolds est faible (<5) et en l'absence de convection. Le perméamètre sert à mesurer le gradient de pression ($\Delta P/z$) et le flux volumétrique (Q) de façon directe ou indirecte (estimation). Le gradient de pression est mesuré à l'aide d'un manomètre ou d'un capteur de pression. Le flux volumétrique peut être mesuré à l'aide d'un débitmètre, d'un débitmètre de masse ou être estimé en fonction de la température du gaz (air), de la pression du réservoir et de la pression atmosphérique corrigée en fonction de l'altitude (Conway et Abrahamson, 1984).

Il arrive également à l'occasion que l'expression « perméabilité équivalente » soit utilisée lorsqu'il s'agit d'une mesure moyenne pour l'ensemble de l'épaisseur du couvert nival (Fox et Williams, 1999). En résumé, la perméabilité est une caractéristique importante des masses de glace qui varie selon le type, la taille et l'arrangement de la matrice et des pores. Bien qu'il n'existe pas de relation directe entre la perméabilité et la porosité de la neige, il est toutefois possible d'établir un lien entre ces variables lorsque l'on considère les types de cristaux (Hardy et Albert, 1993). Lorsque la métamorphose entraîne une croissance des grains les plus grossiers au détriment des grains les plus petits, cela se traduit également par une augmentation des interstices entre les pores ce qui augmente la perméabilité des couches (Albert et Shultz, 2002).

La transmission d'un gaz dans un milieu poreux tel que le neige se fait principalement par le processus de diffusion qui est affecté par la porosité et la tortuosité du milieu (Albert et Shultz, 2002; Hardy *et al.* 1995). La diffusion est un processus de transport assez lent qui détermine les gradients de concentration des gaz et des températures dans la neige. Le flux de diffusion correspond à un taux de déplacement de masse par unité de surface. Un profil de concentration est simplement la variation de la concentration par rapport au temps et à la position (Cussler, 1984). La perméabilité de la neige, qui est également influencée par la porosité et la tortuosité, affecte le transport des fluides à travers les pores du couvert et elle est importante pour le transfert gazeux dans la neige lorsqu'il y a présence de ventilation ou de convection (Hardy *et al.*, 1995).

La porosité est un autre paramètre descriptif important des masses de glace. On peut définir la porosité comme étant le rapport du volume des vides (pores) sur le volume total du médium (neige ou glace). Les pores peuvent être reliés entre eux, on parle alors de porosité effective ou s'il y a absence de connections entre les pores, on parle alors de porosité isolée. Les pores qui sont reliés sont ceux qui contribuent au transport des fluides dans la matrice poreuse à l'exception de ceux qui, dans certains cas, forment des « cul-de-sac ». Les tableaux 4 et 5 décrivent en détails les principales caractéristiques des différents types de masses de glace, ce qui inclut les couches et les croûtes, les colonnes et la glace basale.

La densité de la glace, dans le cadre de cette recherche, se définit comme étant simplement le rapport entre le volume de glace par rapport au volume de vides (pores). Bien que le concept de densité soit simple, il représente une zone grise dans la littérature puisque la méthode avec laquelle la densité est calculée peut faire varier considérablement les valeurs obtenues. Dans la plupart des cas, les auteurs ne spécifient pas comment ils ont obtenu ces valeurs. Dans notre cas, nous avons utilisé deux méthodes qui sont détaillées dans la section 3.2.2. Albert et Shultz (2002) ont démontré, par une série d'expériences, que la densité ne constitue pas un bon indicateur de la perméabilité et de la microstructure de la neige.

Classification morphologique			Classification des processus		Information additionnelle sur les processus physiques			Valeurs typiques
Base	Sous-classe	Forme	Lieu de formation	Caractéristiques	Processus physiques	Dépendance sur les paramètres importants	Effet commun sur la force	
Couche, colonne, et glace basale (épaisseur variable entre 1 et 40 mm, superficie d'au moins 2 à 3 m ² , surtout lors de la pré-fonte)	Couche de glace	Couche de glace horizontale	Couches de neige subissant une fonte et un regel	Regel de l'eau de fonte drainée; perméabilité variable	Percolation de l'eau de surface (pluie ou fonte) dans la neige froide où il y a regel	Percolation de l'eau et cycle de fonte-regel ; + fréquent si la neige est fortement stratifiée	Les couches de glace sont solides mais la force diminue une fois que la neige est complètement mouillée	Densité : variable généralement $\geq 500 \text{ kg m}^{-3}$, Porosité : $\approx 50\%$ Dureté : $> 1000 \text{ N}$
	Colonne de glace	Corps de glace verticale	À l'intérieur du couvert	Couche glacée provenant du regel de l'eau de fonte drainée	L'eau gel dans les chenaux parce que la T° de la neige environnante est $< 0^\circ\text{C}$	Chenaux d'écoulement + fréquents si la neige est fortement stratifiée; le gel est + important si la neige est très froide		
	Glace basale	Couche de glace basale	À la base du couvert	Forme de glace provenant du regel de l'eau de fonte à la base du couvert	L'eau s'accumule au-dessus du substrat (glace) et gèle par conduction de chaleur issue du substrat froid (sous 0°C)	Formation accélérée lorsque le substrat est imperméable et très froid (par exemple : pergélisol)	Une faible couche de slush peut se former à la surface	

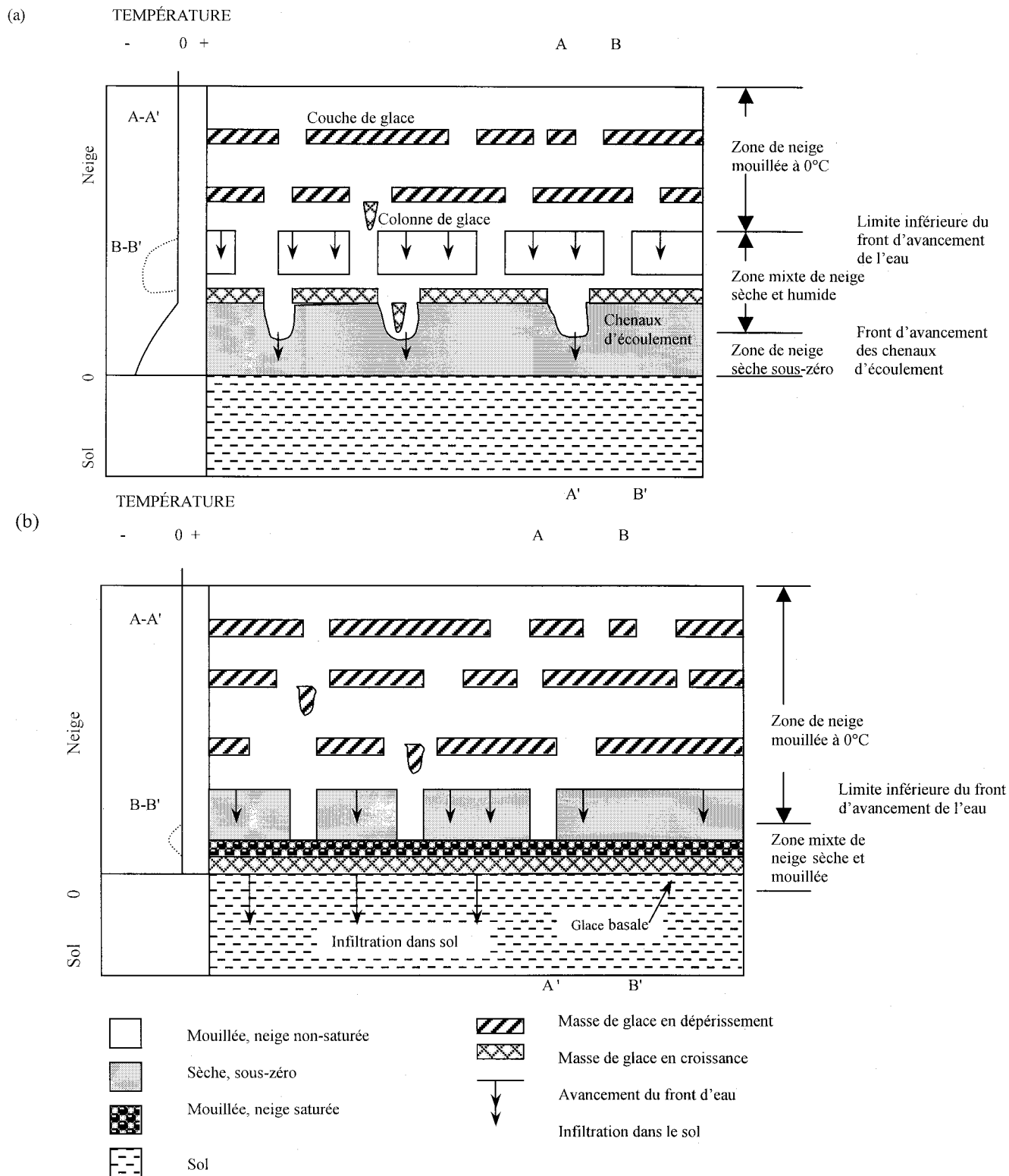
Tableau 4. Classification des couches et colonnes de glace et glace basale.

Classification morphologique			Classification des processus	Information additionnelle sur les processus physiques			Valeurs typiques
Base	Sous-classe	Forme	Lieu de formation	Processus physiques	Dépendance sur les paramètres importants	Effet commun sur la force	
Dépôts de surface et croûtes (assez fines, épaisseurs entre 5 et 50 mm, étendue <0,1-0,2 m., pas nécessairement lié au cycle de pré-fonte)	Croûte de pluie	Couche de surface, mince, transparente vitreuse	Surface	Résultat d'une pluie verglaçante sur la neige; forme une couche vitreuse	Les gouttelettes doivent être surefroidies mais groupées avec le gel	Mince croûte cassable	Densité : variable de 200 à 800 kg m ⁻³ ; Porosité : ≈ 60% Dureté : n.d.
	Croûte d'ensoleillement (firn spiegel)	Film de surface ou couche mince, transparente et claire	Surface	Regel de la couche de surface partiellement fondue par le rayonnement solaire; peut former une couche lisse, brillante et transparente de glace à la surface	Mise en place durant des conditions claires, température de l'air <0°C et grande luminosité; la fonte peut survenir sous la croûte lorsque la neige est propre	Mince, croûte de glace souvent cassable	Densité : variable de 200 à 800 kg m ⁻³ ; Porosité : ≈ 60% Dureté : ≈ 1 à 10 N
	Croûte de vent	Petites particules, brisées ou érodées, compactes et bien liées	Surface	Fragmentation et compaction de particules de neige transportées par le vent; nombre élevé de points de contacts et petite taille des particules favorisant la cohésion des grains	Dureté de la croûte augmente avec la vitesse du vent et diminue avec la taille des particules et une température modérée	Dure, parfois croûtes cassables	Densité : jusqu'à 450 kgm ⁻³ Porosité : ≈ 60% Dureté : ≈ 1 à 10 N, parfois jusqu'à 50 N
	Croûte de fonte-regel	Cristaux (poly cristaux) de fonte-regel	Près de la surface	Regel d'une couche de neige qui a été mouillée au moins une fois	Taille des particules et densité augmente avec le nombre de cycle gel-dégel	Dureté augmente avec le nombre de cycles gel-dégel	Densité : variable de 200 à 800 kg m ⁻³ ; Porosité ≈ 60% Dureté : ≈ 500 – 1000 N

Tableau 5. Classification des croûtes de surface.

2.2.2 Processus de formation et d'évolution

Les processus de fonte pour des couverts de neige tempérée (Est des États-Unis et du Canada) sont différents de ceux des couverts de neige froide (Arctique canadien par exemple). Marsh et Woo (1984a; 1984b; 1985a; 1985b; 1987) ont travaillé sur des couverts de neige froide dans l'Arctique canadien. Les principales différences entre ces deux types de couverts sont attribuables (1) à la température du sol qui est souvent $>0^{\circ}\text{C}$ dans les zones tempérées et $<0^{\circ}\text{C}$ dans les zones froides et (2) à la vitesse de propagation du front d'avancement de l'eau qui est plus uniforme et moins rapide en zone froide qu'en zone tempérée. La figure 4 montre le mouvement de l'eau à travers un couvert stratifié de neige froide avant (figure 4a) et après (figure 4b) que le front d'avancement de l'eau liquide ait atteint le sol.



Adapté de Marsh et Woo (1984b, p.1854).

Figure 4 : Diagramme général représentant le mouvement de l'eau dans un couvert nival initialement froid et sec, avant (a) et après (b) que l'eau de fonte ait atteint la base du couvert.

Dans la figure 4a, on distingue trois zones principales : (1) une zone près de la surface composée de neige mouillée et isothermique où les masses de glace sont en désagregation ; (2) une zone intermédiaire qui est un mélange de neige mouillée et sèche où se retrouve la limite inférieure du front d'avancement de l'eau et de l'avancement des chenaux d'écoulement (*flow fingers*) puis ; (3) une zone située à l'interface sol-neige qui est entièrement composée de neige sèche sous le point de congélation. Dans cette même figure, on remarque que les chenaux d'écoulement se développent à la limite du front d'avancement de l'eau et que des couches de glace se forment entre la zone la plus profonde de pénétration de ces chenaux et la limite du front d'avancement de l'eau. Ces couches de glace jouent un rôle important notamment en retardant la formation des chenaux d'écoulement et en libérant la chaleur latente qui permet une hausse de température de la neige et du sol sous-jacent. (Marsh et Woo, 1985a).

La figure 4b schématise le même couvert une fois que le processus de fonte est plus avancé et on y distingue deux zones principales. La première est constituée de neige mouillée et isothermique qui est le prolongement de la zone de surface présentée dans la figure 4a. Dans cette zone, toutes les masses de glace sont en désagregation. La seconde zone (inférieure) est constituée de quelques poches de neige sèche qui reposent sur une couche de glace basale. La couche de glace basale est le fruit du regel de l'eau de fonte au contact du sol gelé.

La figure 4 montre que l'écoulement de l'eau se fait en partie par l'avancement d'un front de saturation de l'eau. La répartition de l'eau se fait horizontalement dans une couche de neige puis, lorsque la saturation de la couche est atteinte, le front sature la couche suivante et ainsi de suite jusqu'au sol. Les chenaux d'écoulement jouent également un rôle important dans le mouvement de l'eau de fonte. Marsh et Woo (1985a) ont mesuré que les chenaux d'écoulement pouvaient représenter jusqu'à 22% de la superficie totale du couvert nival mais que le flux moyen d'écoulement de l'eau dans ces chenaux est 2,18 fois plus élevé que le flux moyen, c'est-à-dire que 48% de l'écoulement total se fait par ces voies préférentielles. On parle de chenaux de glace (*ice fingers*) lorsque les chenaux d'écoulement ont subi un regel.

La perméabilité de la neige dans les chenaux d'écoulement serait donc plus élevée que celle des autres couches de neige avoisinantes en raison de la croissance plus rapide des grains à cet endroit (Colbeck, 1976; Marsh, 1987b). Cette croissance des grains semble être causée par la teneur en eau plus importante dans ces voies d'écoulement que dans le milieu environnant moins humide (Marsh et Pomeroy, 1993). Ainsi, la perméabilité élevée à ces endroits peut persister durant la majeure partie de la période de fonte. La combinaison de ces voies d'écoulement verticales et de couches de glace horizontales tend à perturber le flux de l'écoulement vertical de l'eau et favorise, en partie, l'écoulement sur le plan horizontal jusqu'à ce qu'une discontinuité soit rencontrée (Marsh et Pomeroy, 1993; Albert et Hardy, 1993). Lorsque l'eau se transforme en glace, comme par exemple dans le cas de la formation ou de l'accroissement d'une couche de glace basale, il y a libération de chaleur latente. Cette chaleur latente crée ensuite une métamorphose constructive à proximité de ces couches de glace. Woo et Heron (1981) ont décrit ce processus comme suit :

$$T_c = (\rho_g - \rho_n) \lambda dz/d_t \quad (2-3)$$

où T_c est le taux de chaleur libéré

ρ_g est la densité de la glace

ρ_n est la densité de la neige

λ est la chaleur latente de fusion (qui est de 333 kJ kg^{-1})

dz/d_t est le taux de croissance de la glace

La perméabilité des couches de glace horizontales est très peu documentée. Albert et Perron (2000) ont mesuré de faibles valeurs de perméabilité pour des couches de glace en milieu naturel au Vermont. Cela signifie que ces couches pourraient limiter les échanges gazeux et hydriques. Marsh (1991) mentionne que le peu de connaissances relatives à la variation spatiale et temporelle de la perméabilité des couches de glace représente un manque important dans le domaine de l'hydrologie nordique. Notons qu'à leur maximum de croissance, les couches de glace dans le couvert nival peuvent représenter environ 10 à 15% de l'équivalent en eau total du couvert (Marsh et Woo, 1985a).

2.2.3 Percolation de l'eau dans un couvert stratifié

L'écoulement de l'eau liquide dans un couvert de neige non-saturé est relativement semblable à celui de l'eau dans un sable grossier (Gerdel, 1954). Toutefois dans le cas de la neige, on doit considérer que le fluide est le même que le médium poreux dans lequel se fait l'écoulement et que le changement de phase entre l'eau et la glace peut affecter l'écoulement dans le couvert de neige (Jordan, 1983a). Il se produit donc un phénomène de rétroaction entre l'eau et la neige. L'écoulement de l'eau de fonte dans le couvert se fait donc de façon très hétérogène, notamment en raison des discontinuités structurales et de la microtopographie des strates de neige qui peuvent rediriger la percolation de l'eau sur une surface de plusieurs mètres carrés (Department of the Army, 1998; Hardy *et al.*, 1992; Kattelmann, 1989). L'identification de l'échelle moyenne à laquelle les propriétés du couvert de neige sont liées au mouvement de l'eau de fonte est importante dans le développement et l'application de modèles de simulation pour la percolation de l'eau de fonte (Colbeck, 1979; Wankiewicz, 1979; Marsh et Woo, 1985a; 1985b) et pour la conception de protocoles d'échantillonnage pour les études de la chimie de la neige.

L'utilisation de traceurs dans la neige mouillée a permis de mieux comprendre la façon dont se répartit l'eau et a démontré que l'eau se concentre surtout dans des chenaux d'écoulement verticaux et aux interfaces des couches de neige et de glace (Gerdel, 1949; 1954; Langham, 1974b; Schneebeli, 1995). Kattelmann (1989) a utilisé des lysimètres pour mesurer la variabilité de l'écoulement de l'eau dans le couvert de neige et il a conclu que les changements majeurs des volumes de l'écoulement pouvaient être associés principalement à des changements externes au couvert nival tels que l'ajout d'une nouvelle couche, une fonte substantielle ou un apport en eau résultant de précipitations sous forme de pluie. Ces changements entraînent à leurs tours des modifications internes du couvert de neige telles que la création d'une nouvelle interface en raison de l'ajout d'une nouvelle couche, la création ou l'abandon de chenaux d'écoulement verticaux et le changement de perméabilité des couches de glace. Dans un même ordre d'idée, Schneebeli (1998) établit que différents mécanismes semblent être à la base des patrons de l'écoulement préférentiel. Il s'agit: (i) du gel de l'eau d'infiltration dans la neige causé

par des températures inférieures à zéro, (ii) de la présence de couches de glace partiellement ou totalement imperméables, (iii) des barrières de capillarité, c'est-à-dire la superposition d'une couche de grains fins reposant sur une couche de grains grossiers.

D'autre part, Kattelmann (1985) a observé l'existence de macropores et de chenaux ouverts à l'intérieur du couvert nival. L'existence de tels chenaux montre qu'il est difficile de décrire l'écoulement de l'eau dans la neige seulement grâce à la loi de Darcy (Schneebeli, 1995).

À l'interface sol-neige, c'est-à-dire à la base du couvert nival, il est possible qu'il se forme une couche solide et uniforme de glace basale qui peut empêcher l'eau de fonte de s'infiltrer dans le sol. Il peut ensuite se former des cuvettes ou se produire du ruissellement de surface au-dessus de la couche de glace jusqu'à ce que l'eau de fonte atteigne une zone de fracture ouverte, comme par exemple les puits formés le long des arbres en milieu forestier. La dynamique et le rythme de l'infiltration de l'eau dans les sols des climats tempérés ne sont pas semblables à ceux qui ont été observés dans des climats froids (Arctique canadien) tels que décrit par Marsh et Woo (1984a). Dans l'Arctique, la température du sol en dessous du point de congélation (pergélisol) contribue à la croissance continue d'une couche de glace basale jusqu'à la fin de la saison de fonte (Albert et Hardy, 1993). Une partie de l'eau de fonte qui traverse le couvert de neige s'infiltré dans le sol jusqu'à saturation. Par la suite, cette eau commence à geler et elle contribue alors à former une couche de glace basale (Marsh et Woo, 1985b). Par contre, il est plutôt rare que ce type de couche se forme en milieu tempéré puisque le sol n'est généralement pas gelé durant tout l'hiver. Il peut toutefois arriver, dans certaines conditions particulières, tel qu'observé dans la région de Québec par van Bochove *et al.* (2001), qu'une couche de glace basale se forme et perdure durant tout l'hiver.

Suite à leurs travaux de terrain, Albert et Hardy (1993) suggèrent que les effets de la capillarité tels que les changements de stratigraphie du couvert nival ou la formation de chenaux de glace soient inclus dans la modélisation au même titre que les processus de métamorphose du couvert nival pendant la période de fonte, par exemple.

2.2.4 Diffusion des gaz à travers un couvert de neige stratifié

Hardy *et al.* (1995) ont réalisé des travaux conjointement avec Winston *et al.* (1995) sur les facteurs affectant la transmission des gaz émis par le sol dans un couvert nival en milieu de forêt boréale. Ils mentionnent qu'il devrait y avoir une relation entre la diffusion et la perméabilité. Toutefois, aucune relation n'a été clairement établie entre les deux processus au cours de leurs travaux. Albert *et al.* (2002a; 2002b) ont également réalisé des expériences pour mesurer l'importance du processus de diffusion et de ventilation des gaz dans le firn et la neige en Antarctique. Bien que le type de couvert nival étudié était stratifié, il ne comportait pas de couches de glace proprement dit. À partir de leurs travaux, ils ont notamment constaté que le processus de diffusion était omniprésent mais qu'en présence de vent le processus d'advection (ventilation) pouvait grandement modifier le déplacement des gaz au travers du couvert. Ces résultats vont dans le même sens que ceux obtenus précédemment par Schwander (1996) qui avait aussi travaillé sur les différents processus d'échanges gazeux dans le firn. Par contre, dans un couvert nival saisonnier en milieu tempéré où il y a présence de multiples couches de glace de faible perméabilité, il est possible que l'effet de pompage par le vent soit moins important en profondeur. En effet, dans l'éventualité où les couches de glace limitent les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère, il serait plausible que l'action du vent soit également limitée par ces mêmes couches. Ainsi, le processus de diffusion demeurerait le processus dominant pour les échanges gazeux dans un couvert de neige stratifié comportant des couches de glace peu perméables.

La diffusion est causée par un mouvement moléculaire aléatoire qui entraîne un mélange complet. Pour décrire le processus de diffusion à travers un milieu poreux, on utilise généralement soit la loi de Fick, qui utilise un coefficient de diffusion, soit un coefficient de transfert de masse (Cussler, 1984). Même si dans plusieurs cas ces deux modèles peuvent donner des résultats semblables, il est recommandé d'utiliser des coefficients de diffusion dans les études fondamentales où l'on désire connaître une concentration versus une position dans le temps (Cussler, 1984). Nous avons donc décidé d'utiliser la loi de

Fick pour connaître les flux de Kr à travers la glace. Pour définir un flux total unidimensionnel, J , Fick (1855) proposa la loi suivante :

$$J = Aj = -AD_s \frac{\partial c_1}{\partial z} / \quad (2-4)$$

où A est la surface transversale (cm^2) où la diffusion a lieu

j est le flux par unité de surface

c_1 est la concentration (ppmv)

z est la distance (cm)

D_s est le coefficient de diffusion ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)

$/$ est un facteur de conversion pour l'unité de concentration de volume/volume (ppmv) vers masse/volume (mg m^{-3})

Dans le cas d'une diffusion constante à travers un mince film, le flux se produira de la zone ayant la concentration la plus élevée vers la zone où la concentration est la moins élevée afin d'atteindre un état d'équilibre. Pour connaître le profil de concentration et le flux à travers une membrane (la glace en l'occurrence), il faut tout d'abord déterminer le bilan de masse dans une mince couche d'épaisseur Δz tel que :

$$0 = A(j|_z - j|_{z+\Delta z}) \quad (2-5)$$

Étant donné que notre expérience a été réalisée à l'état d'équilibre, l'accumulation de gaz est nulle. Le taux de diffusion est alors le flux de diffusion par la surface du film de glace de section A . Donc, pour un coefficient de diffusion constant D_s on a :

$$jA = D_s \frac{d^2 c_1}{dz^2} = 0 \quad (2-6)$$

Toutefois, ce nouveau bilan de masse est sujet à quelques différences des conditions limites :

$$z = 0, \quad c_1 = HC_{10}$$

$$z = 1, \quad c_1 = HC_{1l}$$

où H est le coefficient de partition

La concentration à travers la membrane est divisée par la solution adjacente. Ce coefficient de partition est une propriété d'équilibre ; cela implique donc qu'il existe un état d'équilibre à travers la surface de la membrane.

Le profil de concentration issu de ces relations est :

$$c_1 = HC_{10} + H(C_{1l} - C_{10})\frac{z}{l} \quad (2-7)$$

Le flux à travers une membrane mince peut être obtenu en combinant le profil de concentration, tel que mentionné plus haut, avec la loi de Fick :

$$j_1 = \left[\frac{DH}{l} \right] (C_{10} - C_{1l}) \quad (2-8)$$

Dans le cas d'une membrane poreuse, les explications précédentes demeurent valables. Par contre, on tient alors compte de la géométrie des pores et le coefficient de diffusion (D_s) de l'équation 2-6 devient alors un coefficient de diffusion effectif (D_{eff}). D_{eff} ne dépend pas uniquement du soluté et du solvant mais aussi de la géométrie locale. Il prend alors la forme suivante (Aris, 1975):

$$D_{eff} = \frac{D_s}{\tau} \quad (2-9)$$

La principale difficulté lors de la prise de données de diffusion consiste à déterminer adéquatement les valeurs du coefficient D_s (Jones *et al.*, 1999b). D_s est généralement estimé à partir de la diffusion d'un gaz dans l'air (D_{AB}), de la porosité (ϕ) et de la tortuosité (τ) de la neige tel que :

$$D_s = D_{AB}\phi\tau \quad (2-10)$$

La porosité (ϕ) des couches de glace peut être calculée à partir de la densité (ρ_c) des couches par l'équation suivante :

$$\phi = 1 - \frac{\rho_c}{\rho_g} \quad (2-11)$$

où ρ_g représente la densité de la glace pure : $0,917 \text{ kg m}^{-3}$.

La tortuosité, τ , est un paramètre particulièrement difficile à mesurer. Jones *et al.* (1999b) définissent la tortuosité comme étant une manière conceptuelle de décrire la longueur moyenne des chenaux par lesquels le gaz est diffusé dans le média poreux, et ce en empruntant le chemin le plus court possible. Dans l'équation 2-10, τ peut prendre des valeurs intermédiaires entre $0 \leq \tau \leq 1$. On observe une relation inverse entre τ et J , ce qui signifie qu'une augmentation de τ entraîne une diminution de J . Un média sans restriction à la diffusion des gaz est défini par un $\tau = 0$ alors que $\tau = 1$ signifie que le média contient un très grand nombre de chenaux. La tortuosité peut être soit estimée, soit mesurée à l'aide d'images détaillant la microstructure des grains.

Jones *et al.* (1999b) mentionnent que les changements potentiels de tortuosité et de perméabilité, qui se produisent rapidement dans le couvert de neige et qui sont principalement causés par la métamorphose des couches et la présence de masses de glace (verticales et/ou horizontales), peuvent entraîner des changements du coefficient de diffusion des gaz, D_s .

3 MÉTHODOLOGIE ET INSTRUMENTATION

Dans ce chapitre, nous présentons en premier lieu le site expérimental où se sont déroulés les prises de mesures au cours des trois hivers entre 2000 et 2003. Par la suite, nous avons développé des méthodes et construit des instruments nous permettant d'effectuer le suivi des masses de glace dans le couvert. Cela constitue le second objectif de la recherche. Pour réaliser cet objectif, un premier plan d'échantillonnage a été défini pour l'hiver 2000-2001. Au cours des deux hivers suivants, des ajustements ont été apportés pour les méthodes et les instruments afin d'améliorer la qualité des données acquises. Ce chapitre présente chacune des méthodes utilisées ainsi que les modifications qui ont été apportées, le cas échéant. De plus, à la fin du chapitre, nous présentons les divers types de données météorologiques qui ont été acquises en complément des données de terrain liées aux conditions de neige.

3.1 Description du site expérimental

Le site d'étude est localisé sur la ferme expérimentale J.C. Chapais, d'Agriculture et Agroalimentaire Canada, à Lévis (46°46'18"N, 71°12'15"W). La photographie aérienne (figure 5) montre le site et l'emplacement des deux stations météorologiques qui ont été installées. Elles sont situées à une faible altitude (42,5 m) et le terrain environnant offre une très faible pente (0 à 0,5 %). La station 2 est située à environ 100 m à l'ouest de la station 1. La station 1 est à la limite de deux types de sol soit un loam argileux de la série Mawcook et un loam limoneux de la série Saint-Aimé, variante mince sur roc (Gagné, 1985). La station 2 est située dans un champ de céréales bordé par une érablière à bouleaux jaunes sur un loam limoneux de la série Saint-Aimé.

Ce site a été choisi en raison de sa proximité de la ville de Québec, de son accessibilité et de la disponibilité de l'instrumentation déjà mise en place. En effet, des travaux portant sur le couvert de neige sont réalisés sur ce site depuis 1994 par van Bochove *et al.* (1996, 2000, 2001).

La région est caractérisée par un climat de type tempéré continental. Selon la classification des climats de Köppen, ce type de climat (*Dfb*) est caractérisé par un hiver froid (*D*), par l'absence d'une saison sèche (*f*) et par un été chaud (*b*). Pour la saison hivernale, c'est-à-dire du 21 décembre au 21 mars, en se basant sur les données recueillies pour cette même période entre 1961 et 1991, la quantité moyenne de précipitations sous forme de neige (mm EEN) pour la région de Québec se situe entre 210 et 240 mm et la normale de température pour la même période se situe entre -10°C et -12°C (Environnement Canada, 2000). La couverture neigeuse s'installe généralement vers la fin décembre et recouvre le sol jusqu'à la mi-avril (van Bochove *et al.*, 2000).

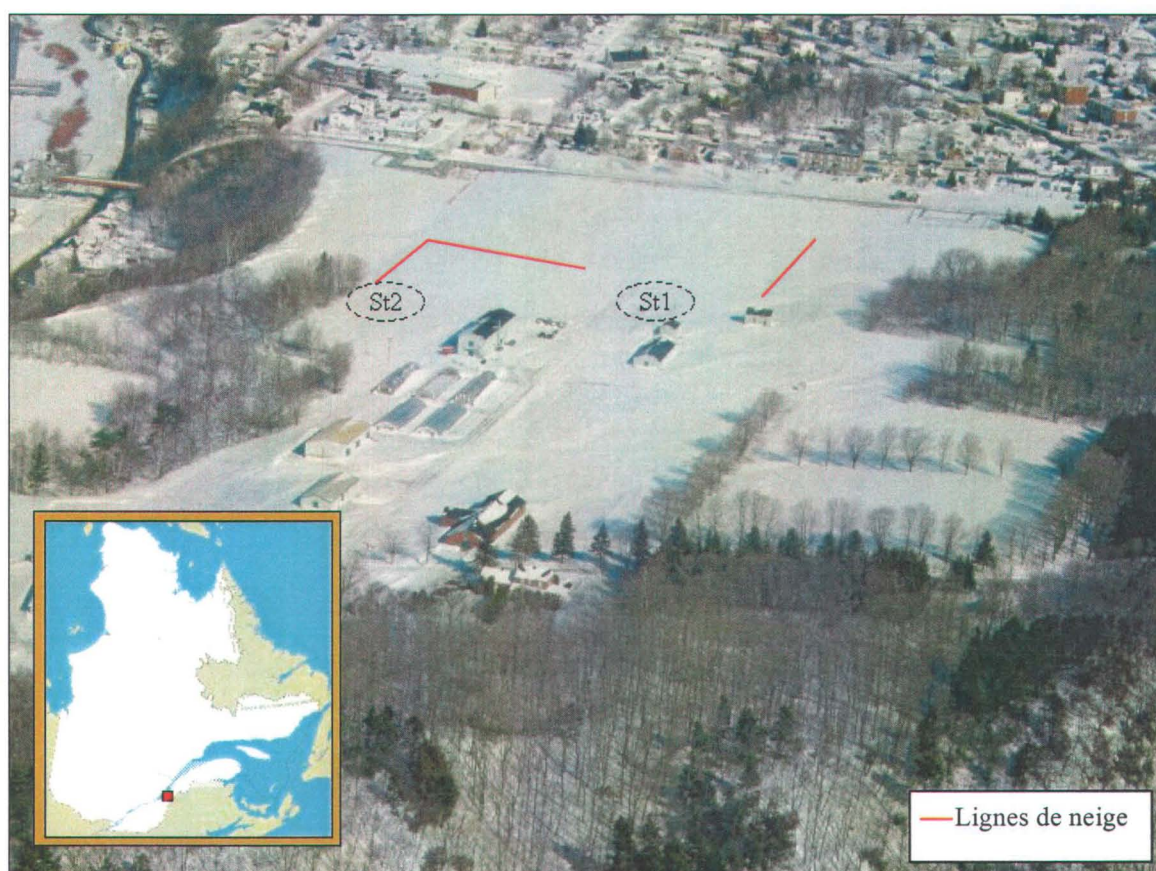


Figure 5 : Localisation du site et des stations météorologiques [Station 1 (St1); Station 2 (St2)] sur le terrain de la ferme expérimentale de J.C. Chapais, d'Agriculture et Agroalimentaire Canada, Lévis, Québec.

3.2 Approche méthodologique et instrumentation

Les données utilisées dans le cadre de ce projet ont été recueillies par des méthodes *in situ*, en laboratoire ou par des stations météorologiques automatisées. Une première partie de l'information a été recueillie lors des périodes de collecte et une seconde partie a été analysée *a posteriori* en laboratoire. L'organigramme suivant (figure 6) montre l'ensemble des données qui ont été prélevées sur le terrain.

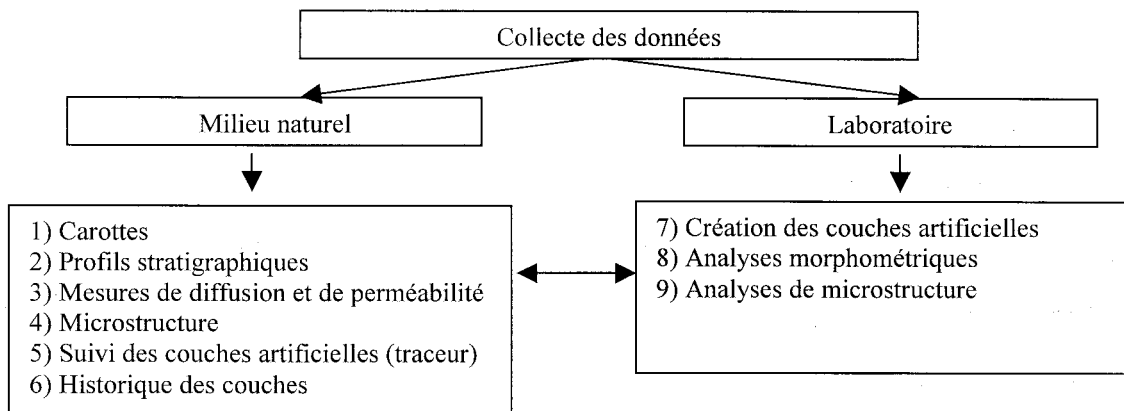


Figure 6 : Organigramme de la collecte des données de terrain.

Pour chaque hiver, la collecte des données de terrain s'est faite principalement en trois étapes, c'est-à-dire : la prise de lignes de neige (1), profils stratigraphiques (2) et diverses mesures spécifiques aux couches de glace (3) incluant des mesures de diffusion, de perméabilité, des analyses de la microstructure et l'utilisation d'un traceur. Les collectes de données débutaient dès que l'accumulation de neige au sol était jugée suffisante, c'est-à-dire lorsque la superficie de recouvrement du sol par la neige était complète, et elle se poursuivait jusqu'à la fin de la période de fonte. Le début et la fin de la période de collecte correspondent à la présence d'un couvert de neige au sol, d'une épaisseur relativement homogène comprise entre 15 et 20 cm. Le tableau 6 montre le nombre de jours de collecte par hiver pour chaque type de mesure.

Tableau 6. Fréquence de collecte de données par paramètre et par hiver.

Mois Type de mesures	Hiver 2000-2001						Hiver 2001-2002						Hiver 2002-2003					
	D	J	F	M	A	T*	D	J	F	M	A	T*	D	J	F	M	A	T*
Lignes de neige	1	5	4	3	2	15	**	2	3	4	2	11	1	5	4	4	**	14
Profils stratigraphiques	2	7	5	8	8	30	**	1	7	10	4	22	1	5	3	8	**	17
Mesures de diffusion	**						**	**	2	4	**	6	**	1	1	**	**	2
Mesures de perméabilité	**						**	**	2	9	**	11	**	1	1	3	**	5
Microstructure	**	**	1	2	**	3	**	**	**	3	**	3	**					
Suivi des couches artificielles	**						**	**	3	6	5	14	**	**	1	6	**	7
Dureté (Ramsonde)	**	2	4	12	6	24	**						1	5	2	2	**	10
Historique	3	7	8	13	9	41	**	3	7	13	6	29	1	5	3	9	**	18
Sondes à niveaux multiples	**	1	1	1	2	5	1	1	**	2	**	4	1	1	2	2	**	6

* = Nombre total de jours de mesures par hiver

** = Absence de mesures

3.2.1 Lignes de neige

L'acquisition des données sur le terrain comprend la réalisation de trois lignes de neige qui comptent un total de vingt-cinq points de collecte qui sont répartis sur une distance de 250 m. Ces lignes sont marquées par des poteaux installés à tous les 10 mètres afin que des mesures systématiques de l'épaisseur, de l'EEN et de la densité de la neige soient prises. Chacune des mesures est prise dans un rayon de deux mètres de chacun des poteaux tout au long de l'hiver. Ces lignes de neige nous fournissent une idée globale de la distribution spatiale du couvert pour les hivers 2000-2001 et 2001-2002.

L'épaisseur du couvert nival (cm) est obtenue simplement par l'insertion d'un carottier gradué dans la neige, perpendiculairement au sol, afin d'en mesurer la hauteur. Pour les mesures de densité kg m^{-3} , nous avons utilisé un carottier de type Adirondack (Goodison *et al.*, 1981). Le carottier est un tube, d'un volume connu, avec une extrémité dentelée que l'on insère à l'intérieur du couvert nival afin de prélever une carotte de neige (figure 7). Le carottier est d'abord pesé vide, puis on pèse ensuite l'échantillon à l'aide d'une

balance étalonnée et on obtient une valeur d'EEN (mm). La densité (kg m^{-3}) peut ensuite être calculée en connaissant l'EEN (balance) et l'épaisseur de l'échantillon 2-1.



Figure 7 : Carottier de type Adirondak et balance.

3.2.2 Profils stratigraphiques

Les profils stratigraphiques ont été faits conformément à la méthode utilisée par Goodison *et al.* (1981) et Pomeroy et Gray (1995). Il s'agit d'une méthode destructive et ponctuelle qui fournit de l'information sur les différentes propriétés physiques des couches de neige. Les mesures issues de cette méthode sont : l'épaisseur des couches de neige et de glace (cm), la dimension (mm) et la forme des grains (C.I.), la densité (kg m^{-3}), la dureté (N). La figure 8 montre un exemple d'une fiche de terrain qui a été utilisée lors des périodes d'échantillonnage.

Profil stratigraphique		Observateur <i>G. Fortin</i> Date <i>02 janv. 1999</i> Heure <i>10:00:00</i>		Observations générales														
Site <i>Chapais, site # 1</i>		Température de l'air <i>-10.0</i>																
Précipitations <i>non</i>		Conditions du ciel <i>dégage</i>																
HT <i>42 cm</i> HTEEN <i>114.1 mm</i> P <i>268 kg/m³</i> R <i>180 N</i>		Vent <i>NE 2 m/s</i>																
T	-20	-18	-16	-14	-12	-10	-8	-6	-4	-2	H	0	F	E	R	HW	Autres	
R	1000	900	800	700	600	500	400	300	200	100							p	

H	40	30	20	10
F	1.5	1.5	1.0	1.0
E	1.5	1.5	2.0	3.0
R	1.5	1.5	1.0	1.0
HW	1.5	1.5	1.0	1.0
Autres	1.5	1.5	1.0	1.0

Figure 8 : Exemple d'une fiche de terrain incluant un profil de dureté.

L'épaisseur des couches de neige et de glace (cm) a été mesurée avec une règle millimétrique. Pour mesurer la densité des couches de neige, à intervalle régulier de 3 cm, nous avons prélevé la neige à l'aide d'une petite pelle rectangulaire de 100 ml et ensuite pesé l'échantillon (Pomeroy et Gray, 1995). La dureté de chacune des couches a été mesurée avec un indice de dureté manuel ainsi qu'avec une sonde de battage telle que décrite dans la section 3.2.3.

Les profils stratigraphiques permettent également d'effectuer un suivi de l'historique des conditions de neige et des couches de glace dans le temps et dans l'espace. Au cours des hivers 2000-2001 et 2001-2002, une série de deux profils a été effectuée une fois par

semaine lors de la période froide, et une fois par jour lors de la période de fonte. À l'hiver 2002-2003, un seul profil a été réalisé aux mêmes fréquences que les deux premiers hivers.

Période froide

Lors de la période froide, une méthode semblable à celle décrite par Major (1980) et par Jones (2000) et Martin (2000) a été utilisée pour suivre l'évolution temporelle des différentes couches dans le couvert. Cette méthode consiste à installer deux poteaux gradués à une distance d'un mètre et demi l'un de l'autre (figure 9). Des fils colorés sont ensuite installés entre ces deux poteaux à chaque nouvelle chute de neige de plus de 5 cm ou après un événement particulier tel qu'une pluie verglaçante. La hauteur du couvert nival et la couleur du fil sont alors notées. Étant donné le caractère destructif de cette méthode, plusieurs couples de poteaux sont placés les uns à la suite des autres, à une distance de 2 m. Ainsi, chaque nouveau profil est décrit entre deux poteaux différents (figure 9). Au cours de l'hiver, les profils stratigraphiques ont été effectués parallèlement aux fils afin de retracer l'historique des différentes chutes de neige et l'évolution temporelle de ces couches.

Les couches de glace peuvent soit se former à la surface et être enfouies par les couches de neige subséquentes, soit se former directement dans le couvert de neige. Lors du suivi des couches de glace dans le temps, nous avons pu, dans la plupart des cas, déterminer dans quelles conditions environnementales ces couches ont été formées et leur attribuer les codes C.I. appropriés (Colbeck *et al.*, 1990). Par contre, dans un but d'uniformisation et afin de simplifier l'interprétation de nos résultats, nous avons systématiquement attribué le code 8a (couche de glace) à toutes les couches qui se trouvaient à l'intérieur du couvert, ce qui inclut les croûtes de surface qui ont été enfouies par les couches de neige subséquentes. Nous avons donc évité toute confusion possible quant à l'origine de formation des couches et à leurs modifications dans le temps. Il est toutefois évident que cette homogénéisation est utilisée uniquement dans un but pratique parce que les propriétés initiales de ces différents types de couches peuvent être très variables et

qu'elles peuvent également subir des modifications par la suite et donc ne plus correspondre à leurs propriétés originelles.

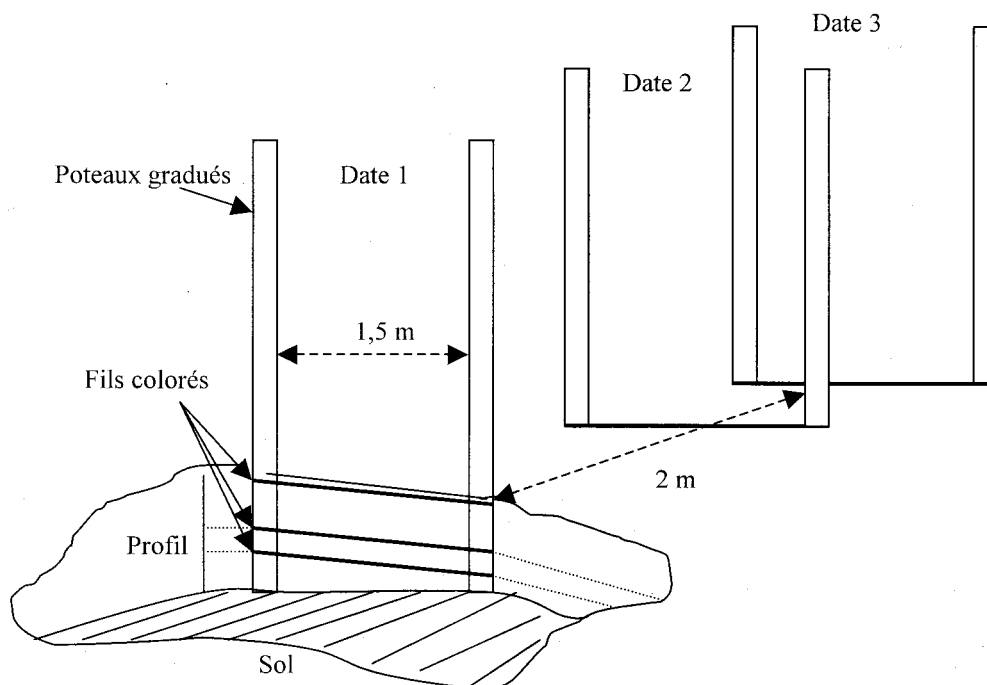


Figure 9 : Exemple de profils avec des fils colorés permettant de suivre l'historique des couches de neige.

Étant donné que la méthode est destructive et qu'elle nécessitait une prise de données à des points de collecte situés à 2 mètres les uns des autres, la variation spatiale crée un certain biais quant à la localisation de chaque couche par rapport au sol.

Période de fonte

Lors de la période de fonte du couvert nival, une méthode semblable à celle décrite par Marsh et Woo (1985a), a été utilisée au cours du premier hiver. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet d'effectuer un suivi continu d'un même profil de neige au même endroit à chaque jour. La méthode consiste à creuser une fosse à neige dans laquelle on réalise un profil stratigraphique. Une fois que la prise de données est

complétée, on place une feuille de styromousse entièrement recouverte de Reflectix® contre la face du profil. Puis, on recouvre la fosse d'une feuille de bois pressé sur laquelle des feuilles de styromousse ont été vissées et recouvertes de mylar. Pour réaliser les profils des jours suivants, il suffit de retourner à la fosse, d'enlever les planches afin de retrouver le profil du jour précédent et de soustraire une nouvelle partie superficielle du profil (environ 20-40 cm). Pour notre expérience, nous avons utilisé deux types de matériaux similaires à ceux utilisés par Marsh et Woo (1985a) soit du mylar (polyéthylène aluminisé) d'une part et un autre matériau appelé Reflectix®. Cet isolant multicouche fonctionne par réflexion de l'énergie et il a une épaisseur de 7,9 mm. Les deux couches extérieures de cet isolant sont composées de feuilles d'aluminium qui réfléchissent 97% de l'énergie calorifique reçue. La figure 10 illustre la méthode.

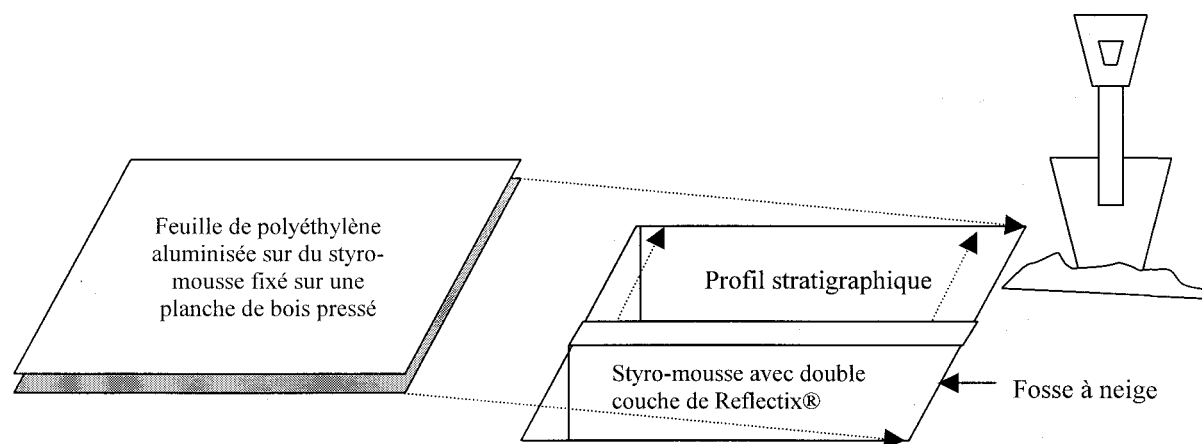


Figure 10 : Schéma de la méthode utilisée durant la période de fonte.

Des thermomètres électroniques permettant d'enregistrer des températures variant entre -39°C et $+75^{\circ}\text{C}$ avec une précision de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (Onset Computer Corp., Optic StowAway Temp, Modèle -38°F à $+167^{\circ}\text{F}$, Victoria, Canada) ont été insérés dans le couvert de neige à deux hauteurs par rapport au sol (10 et 30 cm). Ces thermomètres nous ont permis de mesurer la température de la neige à ces profondeurs et de la comparer avec celles mesurées à proximité par la station météorologique. Ainsi, nous avons pu nous assurer qu'il n'y avait pas de différence significative entre la zone non dérangée et celle où les profils étaient réalisés. Toutefois, lorsque le couvert est isothermique en période de fonte, il n'y a pas de gradient thermique durant le jour et, parfois, il arrive qu'on observe un

gradient durant la nuit lorsque les températures baissent considérablement. De manière générale, nous avons noté très peu de variations de la température à ces deux épaisseurs, la température étant relativement stable autour de 0°C. Lorsqu'il ne restait qu'une mince couche au-dessus des thermomètres situés à 30 cm, la température du couvert était alors plus sujette aux fluctuations de la température de l'air.

Pour mesurer la densité (kg m^{-3}) des couches de glace, nous avons utilisé deux méthodes, dont celle décrite dans Marsh et Woo (1985a) et Marsh (1987a). Cette méthode consiste à prélever un échantillon d'une couche de glace, à le peser (kg), puis à l'immerger dans de l'essence diesel afin d'en déterminer le volume (m^3). Nous avons utilisé cette méthode uniquement pour le premier hiver. La deuxième méthode fournit une estimation de la densité de la couche de glace. Il suffit de tailler un bloc de glace, de mesurer chacun des côtés (hauteur, largeur, longueur) afin d'en estimer le volume approximatif (m^3) et de le peser (kg).

3.2.3 Indice de dureté

Pour estimer la dureté relative des couches de neige, on utilise un indice de dureté, R (N ou kg). Pour réaliser des profils de dureté, on utilise généralement un pénétromètre aussi appelé sonde de battage (Major, 1980; Michel, 1964; Perla et Gleene, 1981). L'indice de dureté, aussi appelé nombre Ram, (R , kg), est donné par l'équation de Gubler (1975) :

$$R = M_t + W + nfW / p \quad (3-1)$$

où M_t est la masse du tube (généralement 1 kg par section)

W est la masse du marteau (généralement 1 kg)

n est le nombre d'impacts du marteau

f est la distance de chute parcourue par le marteau (cm)

p est la distance de pénétration d'un nombre n de chutes (cm)

3.2.4 Mesures de perméabilité

Il est possible de mesurer la perméabilité d'un milieu poreux pour un fluide soit gazeux, tel que l'air, soit liquide, tel que le kérosène par exemple. Le perméamètre que nous avons construit (figure 11) est semblable à celui utilisé par Chacho et Johnson (1987) et Hardy et Albert (1993). Une pompe à vide (Modèle DOA-V191-AA, Gast a unit of IDEX Corporation, MI) sert à aspirer l'air au travers de l'échantillon de glace (A). Pour contrôler le débit de l'air, nous utilisons des valves manuelles de contrôle de débit. L'instrument comprend aussi un débitmètre de masse (modèle 765, Omega Instruments Inc, IN) qui sert à mesurer le débit de l'air pour une échelle variant entre 0 et 200 SCCM avec une précision de $\pm 1\%$ et une réitération de $\pm 0,2\%$ (B). Un capteur de pression (modèle 646-0, Dwyer Instruments Inc, IN) sert à mesurer la pression pour une échelle de $\pm 0,5$ "H₂O avec une précision de $\pm 0,5\%$ (C). Une unité de contrôle digitale (modèle Series16A2130, Dwyer Instruments Inc, IN) est utilisée pour faire la lecture des données de pression. L'échantillonneur du perméamètre est un cylindre de plexiglas d'un diamètre interne de 76 mm et d'une hauteur totale de 200 mm dont une des extrémités est fixe et hermétique tandis que l'autre est amovible (D).

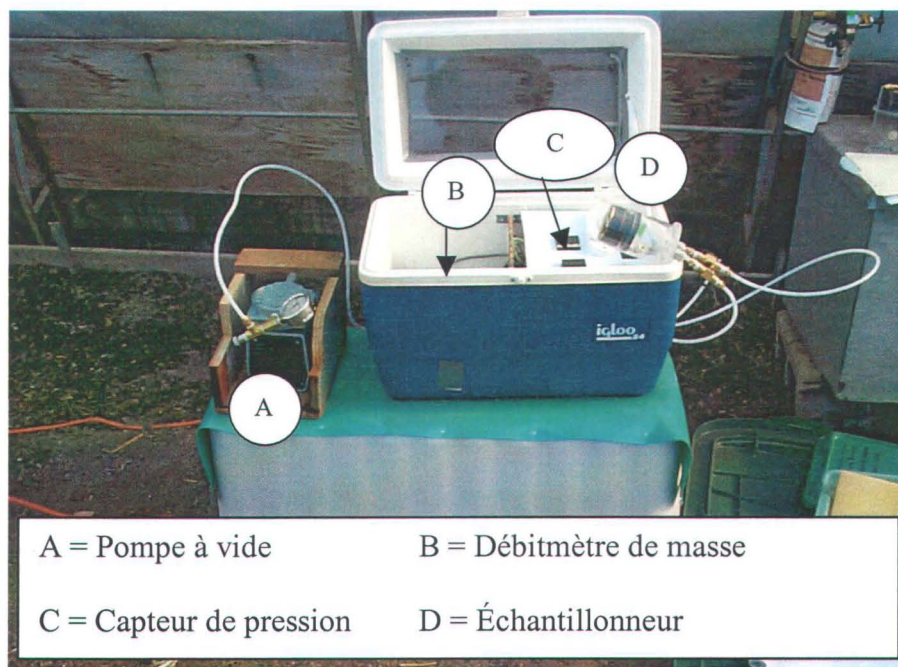


Figure 11 : Perméamètre à air.

Le volume total de la chambre interne est d'environ 340 ml. À l'hiver 2002-2003, le volume de l'échantillonneur a été modifié et il a été augmenté à 445 ml (± 3 ml). Deux tuyaux sont insérés dans la partie fixe, deux valves d'ouverture-fermeture sont situées près de la jonction entre le couvercle et les tuyaux. Le couvercle amovible est une valve de retenue modifiée, utilisée en plomberie, et qui s'insère facilement dans l'échantillonneur. Cette partie est étanche horizontalement, c'est-à-dire en périphérie (à la jonction entre la paroi de l'échantillonneur et le couvercle), grâce à un joint de caoutchouc qui prend de l'expansion lorsque la partie supérieure est vissée. Pour s'assurer que le couvercle est également étanche verticalement, nous avons ajouté deux rondelles de néoprène (épaisseur de 10 mm). Une rondelle de néoprène est fixée dans l'échantillonneur et l'autre sur la partie inférieure du couvercle afin que la couche de glace soit prise en « sandwich » (figure 12). En raison de la présence d'aspérités à la surface des couches de glace échantillonnées, nous avons cru bon d'ajouter un joint de scellant (vaseline sous le point de congélation) entre le néoprène et chaque échantillon pour éviter les fuites potentielles à cet endroit. Finalement la tubulure de nylon utilisée pour relier les différentes parties du perméamètre a un diamètre interne de 0,32 mm (1/8").

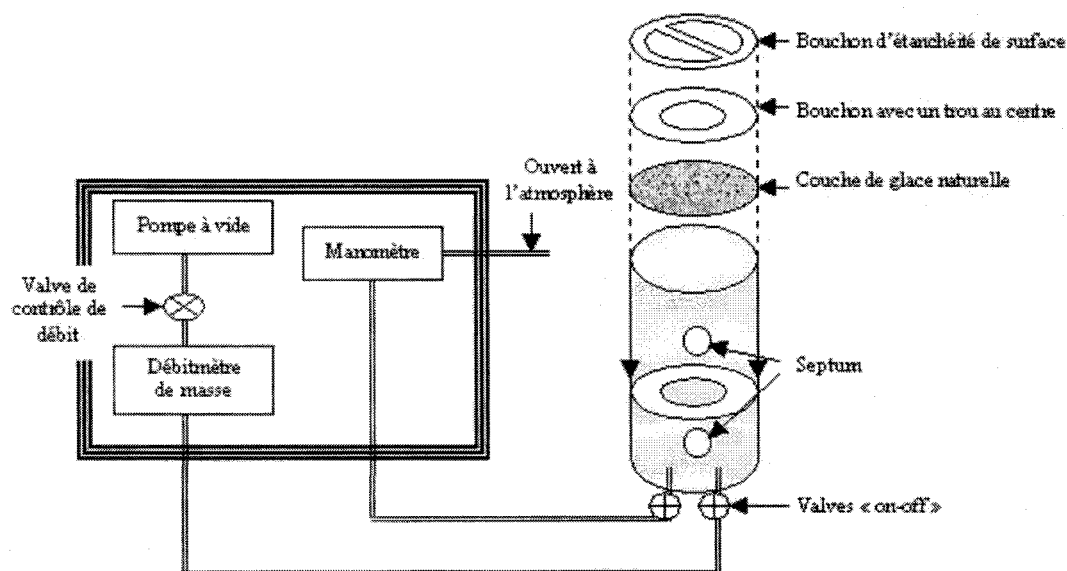


Figure 12 : Schéma du perméamètre à air.

Pour le premier hiver de terrain (2000-2001), nous avons fait plusieurs tests et mises au point de l'instrument. Malheureusement, aucune donnée significative n'a pu être prise pour cette période principalement en raison de nombreuses fuites dans le système. Par contre, pour les deux hivers suivants, les données sont très satisfaisantes.

Validation du perméamètre

Pour valider le perméamètre nous avons comparé des valeurs théoriques de perméabilité avec nos valeurs mesurées. Nous avons utilisé des particules sphériques (billes de verre) réparties en trois classes de diamètre : 0,25-0,177; 0,15-0,105; 0,09-0,063 mm, comparables aux diamètres des cristaux de neige. La corrélation entre ces deux séries de données nous permettra d'estimer la précision de l'appareil.

Pour estimer la perméabilité, il existe différents modèles empiriques. Nous avons retenu deux d'entre eux, soient : (a) le modèle phénoménologique de Rumpf et Gupte (1971); (b) l'approche de Carman-Kozeny (Carman, 1937, 1938, 1956; Kozeny, 1927). Ces deux modèles utilisent le diamètre des billes et une fonction de porosité basée sur des séries d'expériences où on a mesuré la perméabilité en laboratoire. Ces modèles résument donc l'aspect structural du milieu poreux par la fonction de porosité. Toutefois, les milieux poreux sont complexes et les modèles ne sont que des représentations simplifiées des facteurs restrictifs qui influencent le passage d'un fluide au travers d'un système poreux complexe. Nous tenons à apporter ces explications parce que cela est très important lors de la validation d'un instrument puisque l'on tente d'obtenir des valeurs mesurées le plus similaires possibles à celles simulées. Par exemple, le seul fait d'utiliser des classes de billes plutôt que des billes d'un diamètre unique amplifie grandement la marge d'erreur pour les calculs théoriques.

La loi de Darcy permet de déterminer la résistance d'un milieu poreux, tel qu'un lit de particules, à l'écoulement d'un fluide. On doit alors considérer la relation entre deux caractéristiques du système c'est-à-dire le facteur de friction, f_p , et le nombre de Reynolds, Re . Le facteur de friction, f_p , est exprimé ainsi :

$$f_p = \overline{D}_p \Delta P / \rho v^2 z \quad (3-2)$$

où $\overline{D}_p$ est le diamètre moyen des particules

ΔP est la différence de pression

ρ est la densité

v est la vitesse

z est la distance (épaisseur du lit de particules)

Le nombre de Reynolds (R_e) est défini de la manière suivante :

$$R_e = v \overline{D}_p \rho / \mu \quad (3-3a)$$

$$R_e = v \overline{D}_p / \nu \quad (3-3b)$$

où μ est la viscosité du fluide

ν est la viscosité cinématique

Le premier modèle que nous avons utilisé pour valider notre perméamètre est celui basé sur les travaux de Rumpf et Gupte (1971) que l'on appelle aussi modèle phénoménologique d'écoulement. Il s'agit d'un modèle simple et efficace pour calculer la perméabilité d'un lit de particules. Ces auteurs ont démontré qu'il existait une relation entre les paramètres non-dimensionnels suivants :

$$\Delta P / \rho v^2 = f(v \overline{D}_p / \nu z / \overline{D}_p, \phi, q_i, \psi_i, \text{structure}) \quad (3-4)$$

où ϕ est la porosité d'ensemble

q_i sont les paramètres de distribution de la taille des particules

ψ_i sont les paramètres de la forme des particules

structure est le degré de compaction des particules

En connaissant le rapport entre les termes des équations de f_p et R_e ainsi qu'avec ceux provenant de l'équation 3-4 cela devrait permettre de calculer la perméabilité (k). Cependant en raison de la complexité à mesurer les paramètres structuraux d'un milieu poreux, principalement la forme des particules et leur arrangement structural, Rumpf et Gupte (1971) ont établi un rapport entre $f_p, f(\phi)$ et R_e pour des billes sphériques. Ce rapport est le suivant :

$$f_p \phi^{5.5} = K(5.6/R_e) \quad (3-5)$$

K est une constante (valeur de 1)

En remplaçant f_p et R_e par les équations 3-2 et 3-3a

$$(\Delta P / z)(1 / \mu v) = 5.6K\phi^{-5.5} / \bar{D}_p^2 \quad (3-6)$$

Puisque la loi de Darcy est :

$$k = (\mu v) / (\Delta P / z)$$

et que $K = 1$

$$\text{alors } k = \bar{D}_p^2 \phi^{5.5} / 5.6K = k = \bar{D}_p^2 \phi^{5.5} / 5.6 \quad (3-7)$$

où k est la perméabilité

$\bar{D}_p^2$ est le diamètre moyen des particules par superficie

Donc le modèle de Rumpf et Gupte (1971) permet de déterminer la perméabilité en fonction du diamètre moyen des particules selon la superficie observée et de la porosité ($\phi^{5.5}$). Toutefois, il existe également d'autres fonctions de porosité, variant entre 1 et 6, qui ont été développées par d'autres auteurs (tableau 7). Dullien (1992) mentionne que la forme de $\phi^{5.5}$ est probablement la meilleure mais que, pour certains types de particules, les autres fonctions peuvent être appropriées. Nous avons fait des tests avec quelques-

unes des fonctions présentées dans le tableau 7 pour les diamètres moyens des billes et pour les diamètres de chaque limite de classe. Nous avons également constaté qu'entre les deux limites d'une même classe de taille de billes, il pouvait y avoir une variation de la perméabilité de l'ordre de plus de 200% pour une même valeur de porosité. La fonction de porosité choisie joue également un rôle très important dans la gamme de valeurs de perméabilité obtenue et il est certain que le fait d'utiliser ϕ^1 plutôt que ϕ^6 constitue également un facteur déterminant dans la gamme de valeurs de perméabilité obtenue. Par exemple, pour des billes ayant un diamètre moyen de 0,077 mm et une porosité de 0,383 la perméabilité serait de $3,34 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ en utilisant ϕ^6 et de $405,5 \text{ m}^2$ en utilisant ϕ^1 . Pour nos valeurs obtenues, il semble que la fonction ϕ^6 soit celle qui soit la plus appropriée

Tableau 7. Fonctions de porosité variées provenant de divers auteurs.

$1/f(\phi)$	Auteurs
$(1-\phi)^2/\phi^3$	Blake (1922), Kozeny (1927), Carman (1937)
$(1-\phi)^2/\phi$	Zunker (1920)
$[(1-\phi)^{1.3}/(\phi-0.13)]^3$	Terzaghi (1925)
$[1.115(1-\phi)/\phi^{1.5}][1-(1-\phi)^2+0.018]$	Rapier (1949)
$69.43-\phi$	Hulbert et Feben (1933)
$\phi^{-3.3}$	Slichter (1898)
ϕ^1	Krüger (1918)
ϕ^6	Hatch (1934), Mavis et Wilsey (1936)
ϕ^4	Fehling (1939)
$\phi^{4.1}$	Rose (1945)
$\phi^{5.5}$	Rumpf et Gupte (1971)

Traduit de Dullien, 1992.

Les paramètres liés à la structure des particules sont variables et particulièrement difficiles à évaluer. La distribution du volume des pores, pour des billes d'un diamètre semblable, varie grandement selon la méthode utilisée (figure 13). Cela aura donc une répercussion directe sur les valeurs de perméabilité obtenues de manière théorique puisque celles-ci dépendent uniquement du diamètre des billes et de la porosité.

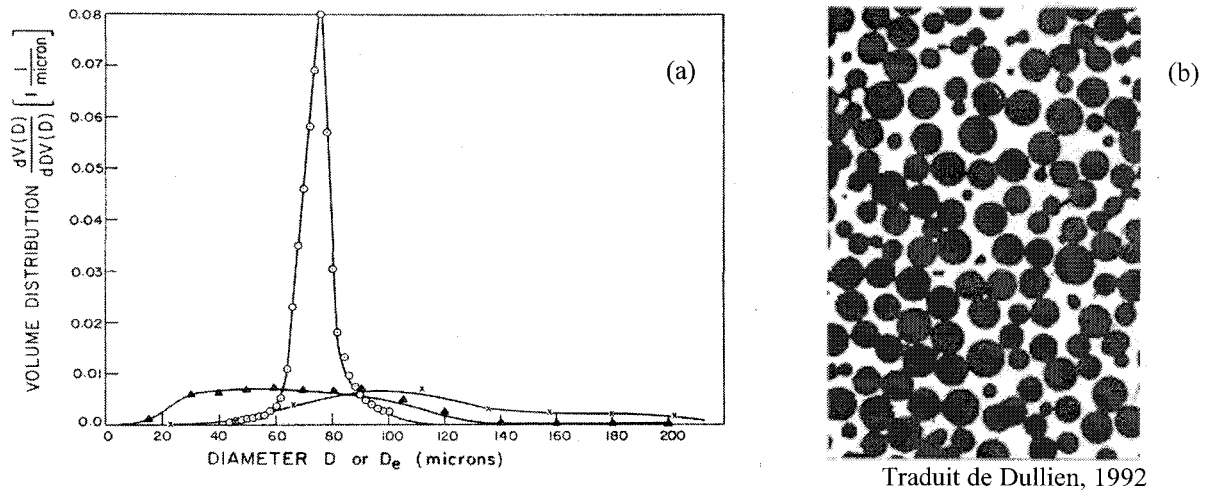


Figure 13 : (a) Comparaison de la distribution de la taille des pores pour un ensemble de billes de verres d'un diamètre de 250 μm obtenus à l'aide de différentes méthodes : porosimétrie au mercure ($\odot$); modèle en fonction de la forme ($\times$); modèle sphérique ($\blacktriangle$). (b) Microphotographie d'une section de l'échantillon des billes de verre.

Une autre façon de calculer les valeurs théoriques de perméabilité est l'utilisation de modèles de perméabilité basés sur l'écoulement de conduit. Il s'agit de modèles unidimensionnels aussi appelés « modèles de perméabilité capillaire » (*Capillary Permeability Models*). L'approche de Carman-Kozeny, aussi appelée modèle hydraulique de diamètre moyen (*Mean Hydraulic Diameter Model*), est probablement la méthode la plus utilisée pour estimer la perméabilité. La théorie élaborée par Carman-Kozeny considère le milieu poreux comme étant un conduit dont la surface transversale possède une structure complexe mais, en général, une surface constante. La forme habituelle de l'équation de Carman-Kozeny est obtenue par:

$$k_{CK} = \phi^3 / k_0 (L_e / L)^2 (1 - \phi)^2 S_0^2 \quad (3-8)$$

où (L_e / L) est le facteur de tortuosité (τ)

S_0 est la superficie spécifique

Selon Carman, la meilleure valeur obtenue par la combinaison des facteurs $k' = k_0(L_e/L)^2$ pour ajuster la plupart des données expérimentales pour des lits compacts de particules équivalent à 5, où k' représente la constante de Kozeny. Lorsque l'on considère la surface du diamètre moyen des particules $\overline{D}_{p2}$, comme ayant la forme de sphères ayant la même S_0 que les particules alors :

$$\overline{D}_{p2} = 6/S_0 \quad (3-9)$$

$$k_{CK} = (\overline{D}_{p2}^2 / 180) [\phi^3 / (1 - \phi)^2] \quad (3-10)$$

Dans le cas d'un lit de particules sphériques, qui est versé dans un récipient, les valeurs moyennes de porosité varient entre 0,375 et 0,391 (Dullien, 1992). Berge *et al.* (1995) mentionne que la porosité théorique pour des billes de verre varie entre 0,40, pour des sphères faiblement consolidées et disposées de manière aléatoire, et de 0,36 pour des billes bien tassées. Pour nos calculs, nous avons tout d'abord utilisé une valeur intermédiaire de la classe, soit 0,38. Puis, afin de s'assurer que les valeurs de porosité étaient les plus exactes possible, nous avons également mesuré de manière expérimentale la porosité des billes de verre que nous avons utilisées.

La figure 14 montre les valeurs de perméabilité obtenues à partir du modèle phénoménologique de Rumpf et Gupte (1971) ($\square$), de l'approche de Carman-Kozeny (Carman, 1937, 1938, 1956; Kozeny, 1927) (Δ) et de nos valeurs mesurées à l'aide du perméamètre ($\diamond$). Nous avons utilisé les valeurs de porosité mesurées et estimées afin de démontrer les différences que celles-ci pouvaient avoir. Les marges d'erreurs indiquent les valeurs de perméabilité maximum et minimum possibles pour les limites des classes de billes.

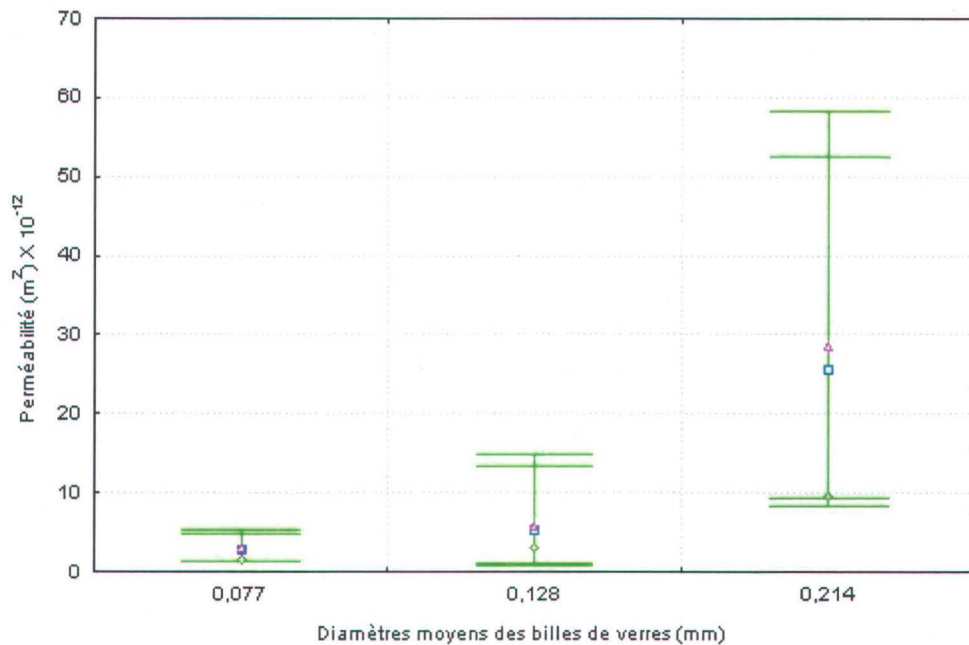


Figure 14 : Valeurs de perméabilité théoriques [Rumpf et Gupte (□) ; Carman-Kozeny (Δ)] versus mesurées (◇) pour des billes de verre de différents diamètres.

Le facteur de corrélation (r^2) entre les données théoriques et mesurées est de 0,993 ce qui signifie qu'il y a une relation très significative entre les deux. En fait, les trois séries décrivent des tendances similaires, c'est-à-dire une augmentation parabolique de la perméabilité selon la taille des billes. Par contre, nous avons constaté que nos valeurs mesurées étaient toujours légèrement plus faibles que les valeurs théoriques. Afin de trouver la raison pouvant expliquer cette anomalie, nous avons procédé à quelques tests supplémentaires.

Tout d'abord, nous pouvons assumer que les valeurs issues de calculs théoriques sont bonnes. Toutefois, étant donné que les deux méthodes théoriques n'utilisent que la taille des billes et la porosité comme paramètres mesurés, nous avons décidé de vérifier à nouveau la taille des billes de verre pour chacune des trois classes. Nous avons donc utilisé quatre échantillons de 25 billes chacun (total de 100 par classe) pour lesquels nous avons mesuré le diamètre de chacune des billes à l'aide d'un microscope et d'une grille graduée. Nous avons donc vérifié la distribution de la taille des billes afin de s'assurer

que les valeurs fournies par le fabricant étaient exactes. Les moyennes des trois classes de billes que nous avons mesurées nous indiquent que le diamètre moyen des billes se situe davantage à la limite inférieure des classes qu'à la valeur moyenne des classes. Dans le cas des deux classes suivantes : 0,15-0,105 et 0,09-0,063 nous avons mesuré des diamètres moyens qui sont inférieurs à la limite inférieure de chacune des classes (tableau 8). Cela est important puisque, si on utilise les diamètres moyens de chaque classe plutôt que les diamètres moyens mesurés, issus des courbes de distribution des billes, on obtient une variation importante des valeurs théoriques résultantes.

Tableau 8. Comparaison des diamètres moyens des billes.

Diamètres des billes (mm)	Diamètres moyens pour chacune des classes (mm)	Diamètres moyens mesurés (mm)	Écarts-types mesurés (mm)	Porosité estimée ϕ (%)	Porosité moyenne mesurée ϕ (%)
0,025-0,177	0,214	0,199	0,064	0,38	0,22
0,15-0,105	0,128	0,087	0,022	0,38	0,25
0,09-0,063	0,077	0,053	0,010	0,38	0,24

L'autre variable à vérifier est la porosité pour chaque classe de billes. Ce paramètre est déjà bien décrit et expliqué dans plusieurs études réalisées précédemment. En se basant sur des travaux antérieurs, nous avons initialement assumé qu'il était correct d'utiliser une valeur de porosité moyenne en fonction de la taille de nos billes. Par contre, pour s'assurer que le biais observé entre nos données de perméabilité théoriques et mesurées ne provenait pas de ce paramètre, nous l'avons mesuré. Une nuance doit cependant être apportée. Palmer et Fish (1992) ont comparé des mesures théoriques de perméabilité obtenues respectivement à partir des modèles de Rumpf et Gupta et de Carman-Kozeny et ils ont noté qu'une faible variation des valeurs de porosité entraîne une variation importante des valeurs de perméabilité. Nos observations vont dans le même sens que les leurs.

Il existe plusieurs méthodes expérimentales pour mesurer la porosité. Elles sont décrites en détails par Dullien (1992). Nous avons utilisé la méthode par immersion qui consiste à

imbiber un ensemble de particules avec un liquide. Cette méthode consiste à immerger l'ensemble de particules dans un liquide pendant un certain temps (sous vacuum ou en agitant légèrement) afin que tous les pores de la structure soient imbibés. L'échantillon est pesé avant et après l'expérience. À partir des deux poids obtenus et de la densité du fluide, il est possible de calculer le volume des pores. Lorsque l'échantillon est complètement saturé par le fluide, une simple mesure de déplacement volumétrique du fluide fournit directement la valeur du volume d'ensemble de l'échantillon. Ainsi, grâce au volume des pores et au volume d'ensemble, on peut calculer directement la porosité. Dullien (1992) mentionne que, lorsque cette méthode est appliquée adéquatement, elle est celle qui fournit les valeurs de porosité effective les plus justes.

Nous avons constaté que la porosité mesurée était beaucoup plus faible que celle utilisée au départ. Il existe aussi différentes façons d'estimer la porosité théoriquement. Ainsi, la porosité varie selon l'arrangement des billes. Un arrangement cubique, par exemple, signifie qu'il y a 6 points de contact entre chaque bille. Lorsque les billes sont plus compactées, on peut alors avoir d'autres types d'arrangement qui feront varier le nombre de points de contact entre les billes et donc qui modifient les valeurs de porosité. Dans le cas d'un arrangement rhomboédrique (arrangement très compact), la porosité des billes diminue jusqu'à 0,259 plutôt que 0,39 pour un arrangement orthorhombique (Dullien, 1992). Les valeurs de porosité mesurées sont donc plus près d'un arrangement rhomboédrique que nous l'avions supposé. La diminution de la porosité entraîne une diminution de la perméabilité calculée. Donc, en utilisant les valeurs moyennes que nous avons mesurées pour la taille des billes et la porosité plutôt que des valeurs moyennes fournies par la littérature, cela diminue considérablement l'écart entre les valeurs théoriques et mesurées de perméabilité. Étant donné qu'il peut y avoir certaines erreurs de manipulation, etc., dans les mesures que nous avons prises (par exemple, la viscosité du fluide utilisé (eau) en fonction de la température influence la mesure de porosité que nous avons obtenu, etc.) nous pouvons assumer que les valeurs exactes se situent entre les valeurs mesurées et théoriques.

En se basant sur la loi de Darcy, nous avons déterminé que les deux seules sources d'erreurs possibles peuvent être soit le gradient de pression ou le débit. Il s'agit des deux variables qui sont mesurées avec le perméamètre. Sachant que la relation entre le débit et le gradient de pression est linéaire, cela signifie qu'une simple erreur dans un ou l'autre de ces paramètres entraîne invariablement une modification directe de l'autre paramètre. Cela explique la raison pour laquelle notre courbe des valeurs de perméabilité mesurée suit la même tendance que celles des valeurs théoriques. Toutefois, il semble tout à fait logique que notre appareil fournisse des valeurs légèrement différentes des valeurs théoriques puisque les équations utilisées proviennent de travaux antérieurs. Il est donc impossible d'obtenir exactement les mêmes résultats que ceux calculés théoriquement. Par contre, le biais spécifique de notre appareil nous indique, en raison du très faible coefficient de variation entre les trois ensembles de données, que les résultats fournis par notre perméamètre sont fiables. Le tableau 9 montre le coefficient de variation pour les valeurs de perméabilité des billes de verre mesurées à l'aide du perméamètre.

Tableau 9. Valeurs de perméabilité et coefficients de variation pour les mesures de validation du perméamètre avec des billes de verres de différents diamètres.

Classes de billes (mm)	Valeurs de perméabilité mesurées (*10 ⁻¹² m ²)	CV (*10 ⁻¹² m ²)	CV (%)
0,063-0,09	1,47	0,04	2,69
0,105-0,150	2,96	0,11	3,57
0,177-0,250	9,64	0,55	5,73

3.2.5 Mesures du coefficient de diffusion d'un gaz

Pour mesurer l'importance du processus de diffusion au travers des couches de glace semi-poreuses et de leurs influences dans le couvert, nous avons utilisé deux méthodes. La première méthode consiste à mesurer le coefficient de diffusion d'un gaz inerte au travers d'échantillons de glace naturelle grâce à l'utilisation de chambres de diffusion (3.2.5.1). La seconde méthode nous permet d'estimer le gradient de concentration de gaz émis par le sol (CO₂ et N₂O) au travers du couvert nival (3.2.5.2). La présence de couches

de glace dans le couvert devrait modifier ces concentrations en limitant les échanges entre le sol et l'atmosphère. Pour cette deuxième méthode, des sondes de gaz à niveaux multiples sont utilisées pour échantillonner les gradients de concentration de gaz à différentes profondeurs dans le sol et la neige.

3.2.5.1 Chambres de diffusion

Pour les mesures de diffusion d'un gaz inerte à travers les couches de glace nous avons construit et utilisé des chambres de diffusion. Tel que vu dans le chapitre 2, le processus de diffusion est causé par le résultat d'un déplacement moléculaire en vue d'établir un état d'équilibre dans un système ouvert ou fermé. La méthode que nous avons utilisée pour mesurer les coefficients de diffusion est semblable à celle de « Stoke diaphragm cell » (Stoke, 1950 *in* Cussler, 1984). Cette méthode de « diaphragme-cellule » consiste à utiliser deux compartiments (chambres) qui sont séparés par une membrane poreuse (la glace dans notre cas). Les deux compartiments reçoivent initialement des concentrations différentes puis, après un certain temps, les concentrations des deux compartiments ont été mesurées.

Le coefficient de diffusion, D_s , est alors obtenu par l'équation suivante:

$$D_s = \frac{1}{\beta t} \ln \left[\frac{(c_{1,bas} - c_{1,haut})_{initial}}{(c_{1,bas} - c_{1,haut})_{au_temps_t}} \right] \quad (3-11)$$

où β est la constante diaphragme-cellule (cm^{-2})

t est le temps (sec)

$c_{1,bas}$ et $c_{1,haut}$ sont les concentrations du soluté, pour les compartiments cellulaires du bas et du haut, sous des conditions variées données

La constante d'étalonnage, β , est obtenue par :

$$\beta = \frac{A}{l} \left(\frac{1}{V_{\text{haut}}} + \frac{1}{V_{\text{bas}}} \right) \quad (3-12)$$

où A est la surface disponible pour la diffusion (cm^2)

l est l'épaisseur effective du diaphragme (cm)

V_{haut} et V_{bas} sont les volumes des deux compartiments cellulaires du bas et du haut (ml)

Le transfert de masse à travers une membrane peut se produire soit par un gradient de pression, de concentration ou par un potentiel électrique. Ces gradients peuvent se produire par diffusion ou par d'autres effets tels que présenté dans le tableau 10. Dans le cadre de nos travaux, nous avons mesuré uniquement la perméabilité et la diffusion (cases grises).

Tableau 10. Effets de diffusion à travers une membrane.

Flux \ Force d'entraînement	Chute de pression	Différence de concentration	Potentiel électrique
Écoulement d'un fluide	Perméabilité (loi de Darcy)	Osmose	Électro-osmose
Flux d'un corps dissous	Ultrafiltration	Diffusion (perméabilité diffusif)	Électrophorèse
Courant total	<i>Streaming current</i>	Courant diffusif	Courant électrique

Traduit de Cussler, 1984, p. 379.

Albert et Shultz (2002) ont effectué des tests de diffusion *in situ* qui ont été faits lors de journée sans vent. Nous avons effectué nos tests de diffusion à l'aide des chambres expérimentales dans un bâtiment non chauffé où la température était légèrement supérieure à celle de l'air extérieur, et toujours en dessous du point de congélation, entre -1°C et -9°C .

Description des chambres de diffusion

Deux versions ont été mises au point successivement de 2001 à 2003. La première version des chambres de diffusion a été utilisée à l'hiver 2001-2002. Pour cette première version, quatre chambres de diffusion ont été fabriquées. Trois d'entre elles étaient identiques, d'un volume de 460 ml. La quatrième chambre était l'échantillonneur du perméamètre qui a été modifié afin que des mesures de diffusion puisse être prises directement à partir du perméamètre. La description détaillée de cette chambre a été faite dans la section 3.2.4.

La figure 15 montre un croquis d'une des chambres de diffusion (version 2001-2002). Chaque chambre est en fait un cylindre en acrylique ayant un diamètre interne de 7,6 cm. L'extrémité inférieure est fermée et l'extrémité supérieure comporte une ouverture de 2,5 cm de diamètre.

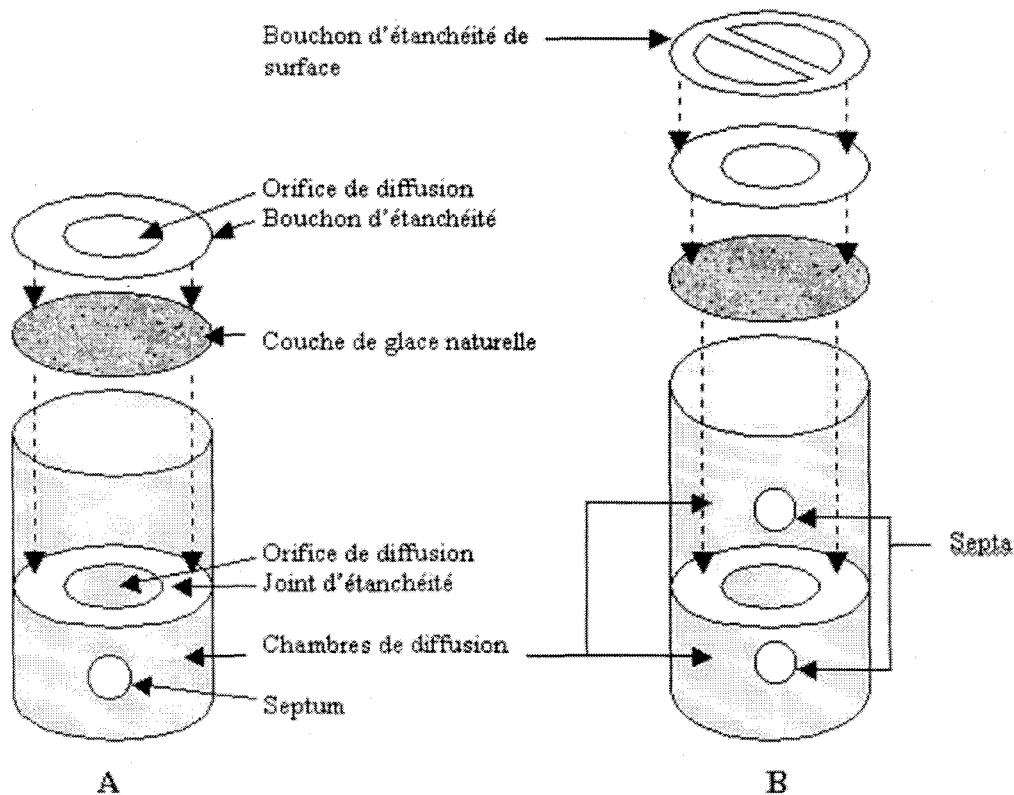


Figure 15 : Schéma d'une chambre de diffusion utilisée à l'hiver 2001-2002 (A) et l'hiver 2002-2003 (B).

Un septum d'un diamètre de 2,2 cm a été installé sur le côté du cylindre. Un joint de néoprène autocollant a été installé sur la partie supérieure. Le couvercle amovible est semblable à celui utilisé pour le perméamètre.

Afin de s'assurer que le système est totalement exempt de fuites de gaz, toutes les intersections entre les diverses parties de chaque chambre ont été scellées avec du silicone. Lors de la prise de données sur le terrain, un collet de vaseline (dont la température était sous le point de congélation) était déposé, à l'aide d'une seringue, sur chaque partie (inférieure et supérieure) de néoprène. Cette mince couche de scellant nous assurait une meilleure étanchéité entre la couche de glace et le joint de néoprène.

Une seconde version des chambres a été utilisée à l'hiver 2002-2003. La figure 16 montre respectivement la première et la seconde version des chambres utilisées dans le cadre des mesures de diffusion. Le volume de chacune de ces nouvelles chambres est de 455 ml (± 2 ml). Dans la deuxième version, des barreaux orthogonaux d'agitation magnétiques (5,1 cm x 0,8 cm diamètre) ont été insérés dans le fond des chambres de diffusion et un agitateur magnétique (Sybron Thermolyne, model no. S-17410) a été utilisé afin d'effectuer un brassage lent (moins de 60 RPM) et régulier de l'atmosphère des chambres. Le brassage des chambres à faible régime, pendant environ 60 secondes, permet d'homogénéiser la concentration de *Kr* dans la chambre inférieure sans toutefois créer de convection. Ainsi, la concentration maximale de *Kr* dans la chambre devrait être mesurée quelques secondes seulement après l'injection du gaz. À l'hiver 2001-2002, il est arrivé à quelques reprises qu'il y ait un délai entre le moment où le *Kr* était injecté et le moment où la concentration maximale était mesurée (tableau 11). Nous croyons que l'absence d'un brassage minimal a pu créer un délai dans le temps de diffusion du *Kr* à l'intérieur de la chambre. Finalement, nous avons vérifié que la concentration mesurée par dosage dans chacune des deux chambres ne dépassait jamais la concentration initiale injectée dans la chambre du bas.

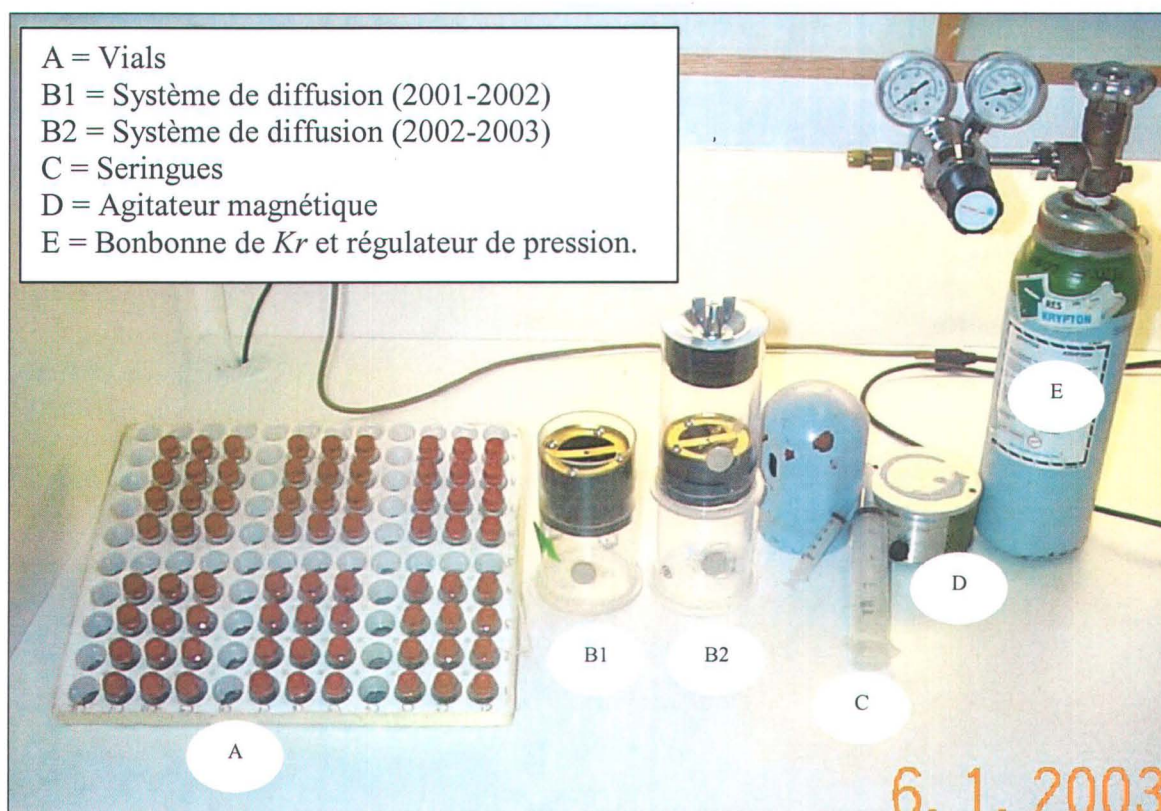


Figure 16 : Équipements utilisés pour les mesures de diffusion.

Tableau 11. Rapport entre le nombre d'échantillons et le moment où la concentration maximale de Kr a été mesurée dans la chambre.

Temps (min)	T0	T1	T2	T3	Total
Nombre d'échantillons	12	11	9	2	34
Rapport (%)	35,3	32,4	26,4	5,9	100%

D'autre part, l'ajout d'une seconde chambre de diffusion visait principalement à uniformiser la méthode de mesure utilisée. L'outil utilisé est différent de celui de l'hiver précédent, c'est-à-dire qu'il s'agit de deux chambres séparées par une membrane poreuse (notre couche de glace). Au départ, on injecte une concentration connue dans la chambre inférieure (chambre 1). On utilise la même méthode de calcul (2.2.4) que nous avons utilisé à l'hiver 2001-2002, sauf que cette fois-ci le volume de la chambre supérieure (chambre 2) et les concentrations de cette chambre, à différents intervalles de temps, sont connus.

Des tests d'étanchéité des chambres ont été faits en laboratoire. Une membrane étanche a été placée entre les deux chambres. Puis, une concentration initiale de *Kr* a été injectée dans la chambre 1 tandis que la chambre 2 ne contenait que la concentration atmosphérique. Des échantillons de l'atmosphère de chacune des deux chambres ont ensuite été prélevés après un délai de 1, 15, 30 et 45 minutes. Le rapport moyen entre la concentration injectée dans la chambre 1 et celle mesurée dans la chambre 2 au même moment est d'environ 5% ($\pm 2\%$). Par contre, ces valeurs incluent la concentration atmosphérique du *Kr* ainsi que les erreurs dues aux manipulations et à l'instrumentation. Suite à ces tests, nous pouvons assumer que nos systèmes sont étanches.

Description de la méthode

Le gaz inerte utilisé est le Krypton (*Kr*). Une seringue de 60 ml a été utilisée pour injecter la concentration initiale de *Kr* dans les chambres de diffusion puis une autre seringue, de 10 ml, a servi à prélever 1 ml de l'atmosphère de la chambre. La concentration initiale de *Kr* injectée dans chaque chambre était de 45 ml, ce qui représente environ 10% du volume total d'une chambre. Pour que le pic de *Kr* soit facilement détectable lors du dosage au GC, il est recommandé de respecter un rapport *Kr*/air de 1/10 de (van Bochove, 2001). Le volume de gaz initial était prélevé directement de la bonbonne de gaz puis injecté par un septum dans la chambre de diffusion. Aussitôt la seringue de 60 ml retirée du septum, un premier volume de 1 ml de l'atmosphère de la chambre était prélevé (correspondant au temps initial = T_0) puis réinjecté dans un vial. Les prélèvements de l'atmosphère de la chambre ont été faits à intervalle régulier de 1 minute pour les dix minutes suivant l'injection initiale. Une série de vials, d'un volume de 7 ml, avaient été préparés préalablement à la prise de d'échantillons. De plus, pour éviter qu'un gradient de pression ne se crée entre le vial et l'atmosphère, un volume de 1 ml a été enlevé puis comblé ultérieurement par l'injection de 1 ml de l'atmosphère de la chambre de diffusion. Les vials ont ensuite été transportés en laboratoire pour le dosage des gaz par chromatographie gazeuse.

Lorsque l'on désire estimer le D_s plutôt que de le mesurer, on utilise alors le coefficient théorique de diffusion du Kr dans l'air (D_{AB}) tel que mentionné dans la section 2.2.3.4 (2-10). Pour obtenir le D_{AB} ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) il est possible d'utiliser la relation de Fuller, Schettler et Giddings (Perry *et al.*, 1984):

$$D_{AB} = \frac{10^{-3} T^{1.75} [(M_A + M_B) / M_A M_B]^{1/2}}{P [(\Sigma_v)_A^{1/3} + (\Sigma_v)_B^{1/3}]^2} \quad (3-13)$$

où T est la température (Kelvin)

P est la pression (atmosphères)

M_A et M_B sont respectivement les poids moléculaires de A et B

Σ_v est la valeur volumique de diffusion d'un gaz

Pour déterminer les valeurs des volumes atomiques de diffusion, Σ_v , il est possible d'utiliser une table d'estimation des volumes atomiques de diffusion basés sur la méthode de Fuller, Schettler, et Giddings (Perry *et al.*, 1984). Ces valeurs sont respectivement de 20,1 pour l'air et de 22,8 pour le Kr . Ainsi, nous pouvons calculer différents coefficients de diffusion du Kr dans l'air pour une pression constante de 1 atm (conditions normales), et pour différentes températures (tableau 12). À partir de ces valeurs, on obtient également une courbe des coefficients théoriques de diffusion du Kr dans l'air. D_{AB} servira notamment à calculer la tortuosité (2-10).

Tableau 12. Coefficients théoriques de diffusion du Kr dans l'air en fonction de différentes températures.

T (kelvin)	T (Celsius)	D_{AB} Kr-Air
223	-50	0,090
248	-25	0,108
273	0	0,128

Dosage du Kr

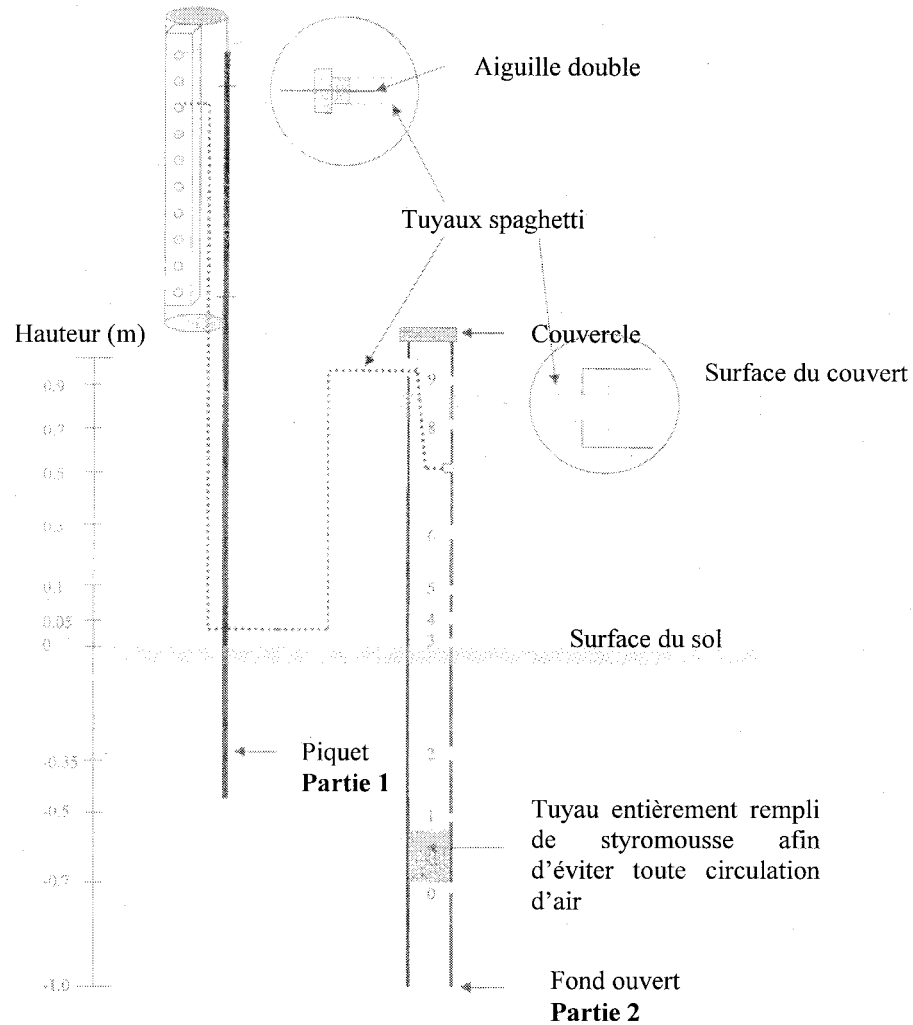
Le Kr a été dosé sur un chromatographe à phase gazeuse (Agilent Technologies GC 6890N) avec un détecteur de conductibilité thermique (TCD). La colonne (Chromatographic Specialties inc.) est une Porapak Q (100/120 Mesh), 20 pieds (6,1 mètres), 0,125 pouces (0,32 cm) diamètre externe. Les conditions de fonctionnement sont : gaz vecteur: Hélium à 25 mL/min ; températures: injecteur ; 110 Celsius, température du détecteur ; 150 Celsius ; température du four : 50 Celsius. Le volume de gaz injecté dans le chromatographe est de 50 µL.

3.2.5.2 Sondes à niveaux multiples

Depuis 1994, van Bochove *et al.* (2000) mesurent les flux de gaz (N_2O et CO_2) dans la neige et le sol durant la période hivernale à la ferme expérimentale J-C Chapais. Afin de mieux comprendre l'interaction entre les propriétés physiques de la neige et les impacts des couches de glace sur la diffusion des gaz, nous avons utilisé la méthode et les sondes d'échantillonnage à niveaux multiples développées et utilisées par van Bochove *et al.* (2000). Cette section est donc un bref résumé de la méthode et des instruments issus des travaux précédents réalisés par Jones *et al.* (1999a; 1999b); van Bochove et Jones (1999); van Bochove *et al.* (1996; 2000; 2001). De plus, nous n'aborderons que la partie concernant les flux de gaz à travers le couvert de neige.

La figure 17 présente une sonde d'échantillonnage à niveaux multiples. Ce type de sonde est utilisé pour prélever un échantillon de l'atmosphère dans le sol et la neige à différentes profondeurs. La sonde est constituée de deux parties principales : un tuyau vertical qui sert de support pour les puits de captage des gaz et une seconde partie qui sert à faire la collecte des échantillons de gaz. La partie par laquelle l'atmosphère du sol et de la neige est échantillonnée est constituée de tuyaux spaghetti (micro tubes d'arrosage; diamètre interne, 0,127 cm; Chapin Watermatics Inc., New-York) qui sont insérés dans des orifices à différents niveaux sur un tuyau de PVC servant de support (longueur, 2 m; diamètre interne 5,1 cm). Un trou d'un diamètre de 5,5 cm est creusé dans le sol et la

moitié du tuyau de PVC (1 m) y est inséré. De la silice (40 mailles) sert à remplir le vide entre le sol et le tuyau.



Traduit de van Bochove *et al.*, 2000.

Figure 17 : Schéma d'une sonde de gaz à niveaux multiples.

La deuxième section de la sonde sert à prélever les échantillons de gaz provenant de la première section. Cette dernière est composée à la base d'un piquet de métal inséré dans le sol sur lequel un support en bois est fixé. Tous les tuyaux spaghetti sont reliés à ce support en bois auquel des aiguilles (16 G, Vacutainer Brand, Becton Dickinson et Co, Rutherford, New Jersey) sont fixées. Des seringues de 10 ml, auxquelles des septa en

caoutchouc (10 ml; Vacutainer Brand) sont fixés, sont utilisées pour purger l'air contenu dans les tuyaux. Une fois que les tuyaux sont purgés, des vials (7,5 ml; Vacutainer Brand) mis sous vide servent à prélever un volume de l'atmosphère du sol ou de la neige. Cette opération est effectuée afin de prélever un échantillon provenant de chacune des 10 profondeurs sur chaque sonde (5 dans le sol et 5 dans la neige). Dix-huit sondes à niveaux multiples sont installées dans la parcelle (section 3.1). Les coefficients de variation de ces sondes sont utilisés et nous renseignent sur la variabilité spatio-temporelle des processus de production, d'émission et de diffusion des gaz à travers la neige.

3.2.6 Analyses de la microstructure

Dans le but d'établir des relations quantitatives entre la perméabilité, la diffusion et la structure interne des masses de glace (porosité et tortuosité), nous avons décidé de prendre des images de la microstructure de la glace. Au cours du premier hiver, nous avons eu plusieurs difficultés techniques lors de la prise des photographies et des analyses en laboratoires. Par contre, ces premières photographies nous ont permis de faire divers tests et de développer la technique des sections minces afin de pouvoir prendre de meilleurs clichés lors de l'hiver 2001-2002. Au cours de l'hiver 2001-2002, de bons clichés ont été obtenus. Par contre, pour des raisons d'ordre technique (5.4.3.), nous n'avons pas été en mesure d'utiliser ces images.

Collecte et remplissage des pores des échantillons in situ

Pour caractériser la microstructure des masses de glace nous avons utilisé la méthode des sections planes développée par Perla (1982) et utilisée par Perla *et al.* (1984; 1986) et par Rocchio (1990). La collecte d'échantillons pour les analyses de microstructure a été faite parallèlement aux mesures de perméabilité. Nous avons recueilli deux échantillons de chacune des couches de glace pour lesquelles des mesures de perméabilité ont été effectuées. Chaque échantillon d'une dimension approximative de 5 cm³, est placé dans un petit contenant cylindrique en plastique. L'échantillon est ensuite imprégné d'un bouche-pores liquide (dimethyl phthalate, C₁₀H₁₀O₄) surefroidi qui permet de remplir les

pores de la structure par capillarité ou par immersion lorsque la densité de l'échantillon est élevée ($>600 \text{ kg m}^{-3}$) ou lorsque les grains sont grossiers et les pores volumineux (Perla, 1982). Afin d'augmenter le contraste entre la glace et le bouche-pores lors de la prise de photographies, le diméthyl phthalate est teinté avec une teinture insoluble à l'eau (*oil blue N, solvent blue 14*). Une fois que les pores sont remplis de diméthyl phthalate, l'échantillon est placé rapidement dans une glacière contenant de la glace sèche (-78°C) afin de créer un regel rapide et complet du bouche-pores.

Préparation des sections, affinage et polissage des surfaces au laboratoire

Les échantillons sont transportés dans une glacière contenant de la glace sèche jusqu'au laboratoire de l'INRS-ETE où ils sont placés dans une chambre froide maintenue à une température de -15°C . L'étape suivante consiste à utiliser une scie à ruban pour trancher grossièrement les échantillons. Par la suite, les sections sont fixées avec un gel sur une capsule qui permet de maintenir l'échantillon en place sur le cryotome. Le cryotome permet d'affiner la surface de chacune des sections en prélevant de minces sections superficielles (de l'ordre de quelques microns d'épaisseur) jusqu'à ce que la surface de l'échantillon soit parfaitement lisse. Nous avons utilisé le cryotome du laboratoire de pathologie animale du Ministère de l'Agriculture, Pêcheries et Alimentation du Québec (MAPAQ) situé au complexe scientifique à Sainte-Foy.

Par la suite, les échantillons sont légèrement polis avec un linge pour nettoyer les lunettes (soie) et ils sont ainsi conservés un certain temps dans la chambre froide afin de permettre à la glace de sublimer. Une fois la glace sublimée, un rehaussement des arêtes des pores est fait en appliquant délicatement de la poudre (Faurot, Supersensitive black) pour relever les empreintes digitales à l'aide d'un coton-tige puis en polissant à nouveau la surface avec le linge pour nettoyer les lunettes.

Les microphotographies ont été prises à l'aide d'une caméra 35 mm (Canon, modèle EOS) munie d'un objectif macro 60 mm et d'un flash installée sur un trépied au-dessus d'une table sur laquelle on place les échantillons. Étant donné la basse température de la chambre froide (-15°C), il a fallu effectuer la prise de photographie rapidement pour éviter que le mécanisme de la caméra ne gèle ou que la pellicule ne se brise. L'utilisation d'une caméra numérique aurait été préférable puisqu'elle aurait permis de vérifier sur place la qualité des clichés et elle évite les étapes de développement et de numérisation des photographies.

Par la suite, les photographies ont été développées et numérisées à l'aide d'un scanneur (Hewlett Packard, Scanjet 5100). Un logiciel de traitement d'image Geomatica version 8.2.1. (PCI Geomatics) a permis d'extraire l'information de l'image concernant les paramètres de la texture des échantillons.

Le type d'image obtenue permet généralement de fournir trois paramètres stéréologiques (Dozier *et al.*, 1987; Hardy *et al.* 1993) :

- 1) la densité ponctuelle, P_p , qui est le nombre de pixels de tous les profils de pores sur le nombre total de pixels de la superficie de la section;
- 2) la densité superficielle, S_v , correspondant au nombre d'intersections (mm^{-1}) entre les lignes de pores sur la longueur totale des lignes de test;
- 3) la longueur moyenne de l'intercept du pore (*Mean Pore Intercept Length, MPIL*), L_p (mm), correspondant à la longueur moyenne des segments de ligne qui entrecoupe le profil de pores. Le *MPIL* est la dimension moyenne de l'espace d'un pore calculé sur plan cartésien à deux directions.

Tout comme la porosité (ϕ), la densité ponctuelle (P_p) fournit un indice sur l'ensemble de la superficie occupée par les pores et la proportion de glace. La densité superficielle (S_v) représente la superficie de surface par unité de volume et s'avère être un bon indicateur du diamètre moyen des grains (d_o):

$$d_o = 6/S_v (1 - \phi) \quad (3-14)$$

La densité de la neige est estimée à partir du rapport entre le nombre de pixels dans le profil de glace et le nombre total de pixels de la section multipliée par la densité de la glace pure.

3.2.7 Création de couches de glace artificielles et suivi de ces couches

Durant l'hiver 2000-2001, nous avons effectué le suivi des couches de glace naturelles dans le temps et dans l'espace. Toutefois, la transparence des couches n'était pas assez nette pour départager visuellement les couches entre elles après plusieurs mois et les associer à certains événements climatiques tels que la fonte-regel et le verglas. À l'hiver 2001-2002, nous avons donc créé des couches de glace artificielles et observé l'évolution spatio-temporelle de ces couches. Afin de pouvoir suivre l'évolution des couches, nous avons utilisé un traceur fluorescent. De plus, cette technique fournit un indice qualitatif des fluctuations de perméabilité des couches dans le temps.

Suivi des couches de glace artificielles par traceur fluorescent, hiver 2001-2002

Pour s'assurer d'effectuer un suivi continu de la même couche de glace, nous avons créé des croûtes de glace artificielles dans lesquelles est dissous un traceur fluorescent. Le traceur utilisé est le Tinopal CBS-X (Fluorescent Brightener 28, F3543, St. Louis, MO) qui réagit, par fluorescence directe, au rayonnement ultraviolet (λ_{Ex} : 350 nm; λ_{Em} : 430 nm) (Parriaux *et al.*, 1988). Les traceurs fluorescents offrent les meilleurs résultats car ils demeurent longtemps dans le couvert nival et modifient très peu l'albédo de la neige puisqu'ils sont incolores ou faiblement colorés. Par contre, ils peuvent modifier certaines propriétés de la glace tel que le point de fusion. Afin de minimiser l'impact de la méthode, nous avons fait des tests pour déterminer la concentration minimale de traceur acceptable. Nous avons déterminé qu'une concentration de 1 g l⁻¹ serait appropriée pour effectuer le suivi du traceur sous nos conditions climatiques. Schneebeli (1995) a utilisé différents traceurs pour simuler l'écoulement de l'eau de fonte dans la neige et les

concentrations utilisées variaient entre 0,5 et 4 g l⁻¹. La méthode de fabrication des couches artificielles nous a permis de réaliser des couches de glace ayant sensiblement les mêmes propriétés que celles de la glace pure. Nous n'avons pas créé de couches de glace semi-poreuses parce que, d'une part, il aurait été difficile, techniquement, de créer ce type de couche tout en s'assurant de respecter une certaine homogénéité pour l'ensemble des couches. D'autre part, une des hypothèses de cette recherche est que les couches de glace pures sont celles qui sont les plus imperméables. Donc, ce type de couche de glace est celui qui est le plus susceptible de limiter les échanges hydriques et gazeux (hypothèse 2).

Les couches de glace artificielles sont composées d'un mélange d'eau distillée et de Tinopal. Le Tinopal est une fine poudre de couleur jaunâtre qui, lorsqu'elle est mélangée à l'eau, demeure sous une forme colloïdale. L'eau distillée a donc été refroidie jusqu'à 1°C afin d'éviter que le Tinopal ne se dépose en plus forte concentration dans le fond des couches. Le mélange eau distillée - Tinopal était ensuite versé dans des moules en aluminium (20x20 cm) dans une chambre froide (-15°C), de l'INRS-ETE, jusqu'à ce le mélange gèle. Nous avons créé des couches de trois épaisseurs différentes soient 0,7 cm, 1,3 cm et 2 cm (tableau 13). Nous avons fixé ces épaisseurs en fonction de l'épaisseur des couches de glace naturelles observées sur notre site durant l'hiver 2000-2001. En effet, au cours de cet hiver, 77% de l'ensemble des couches de glace observées avaient une épaisseur se situant entre 0,5 et 2 cm.

Tableau 13. Volume de traceur utilisé et caractéristiques initiales des couches de glace artificielles.

	Volume (L) du mélange eau distillée – Tinopal utilisé par couche	Volume total (L) du mélange eau distillée – Tinopal utilisé par série (14 couches par série)	Dimension (cm) de la couche avant qu'elle ne soit gelée
Série 1	0,3	4,2	20 x 20 x 0,7
Série 2	0,45	6,3	20 x 20 x 1,3
Série 3	0,75	10,5	20 x 20 x 2,0
Quantité totale	---	21	---

Par la suite, les couches de glace ont été mises dans des glacières et elles ont été transportées sur le site expérimental. Les couches de glace ont été disposées à proximité de poteaux gradués. Une ficelle a été fixée entre deux poteaux, près des couches de glace artificielles, lors de la mise en place initiale des couches (07/02/02) pour suivre les modifications spatio-temporelles de chacune des couches (figure 18a). Ainsi nous pouvions, à posteriori, vérifier s'il y avait un déplacement vertical des couches entre le moment où elles étaient placées et le moment où elles étaient excavées. En raison du caractère destructif de la méthode, nous avons dû disposer les couches de façon à ce qu'elles soient localisées suffisamment proches les unes des autres pour être dans des conditions environnementales semblables. Par contre, il fallait qu'elles soient suffisamment espacées pour nous permettre d'effectuer nos déplacements et nos prises de mesures sans trop perturber les autres couches adjacentes. Quatorze ensembles, constitués chacun de trois couches de glace juxtaposées les unes aux autres et ayant des épaisseurs variables (0,7; 1,3; 2 cm), ont été placés à la surface du couvert. Les figures 18a et 18b montrent la disposition des couches de glace sur le site.

Pour observer les couches de glace artificielles, nous avons confectionné une lampe qui utilisait quatre ampoules UV d'une puissance de 75 W chacune. Le tout a été assemblé et monté sur un trépied de caméra qui nous permettait d'orienter l'éclairage selon nos besoins. Des photos des couches ont été prises de nuit avec une caméra digitale (Kodak, modèle DC200 Plus) en mode surexposition sans flash. Pour favoriser l'extraction et l'interprétation de l'information fournie par les photographies, nous avons utilisé le logiciel Geomatica 8.2.1 (PCI Geomatics) et nous avons appliqué un rehaussement linéaire adapté et un filtre moyen (fenêtre 3X3). Ces images sont très satisfaisantes mais elles ne montrent qu'une partie de ce que nous pouvions observer à l'œil nu sur le terrain. Nous avons donc également réalisé de brefs croquis pour chaque profil simultanément à la prise des photographies afin de pouvoir plus facilement distinguer les zones limitrophes des couches de glace, des zones d'accrétion, des coulisses et des doigts de glace et des lentilles de glace.

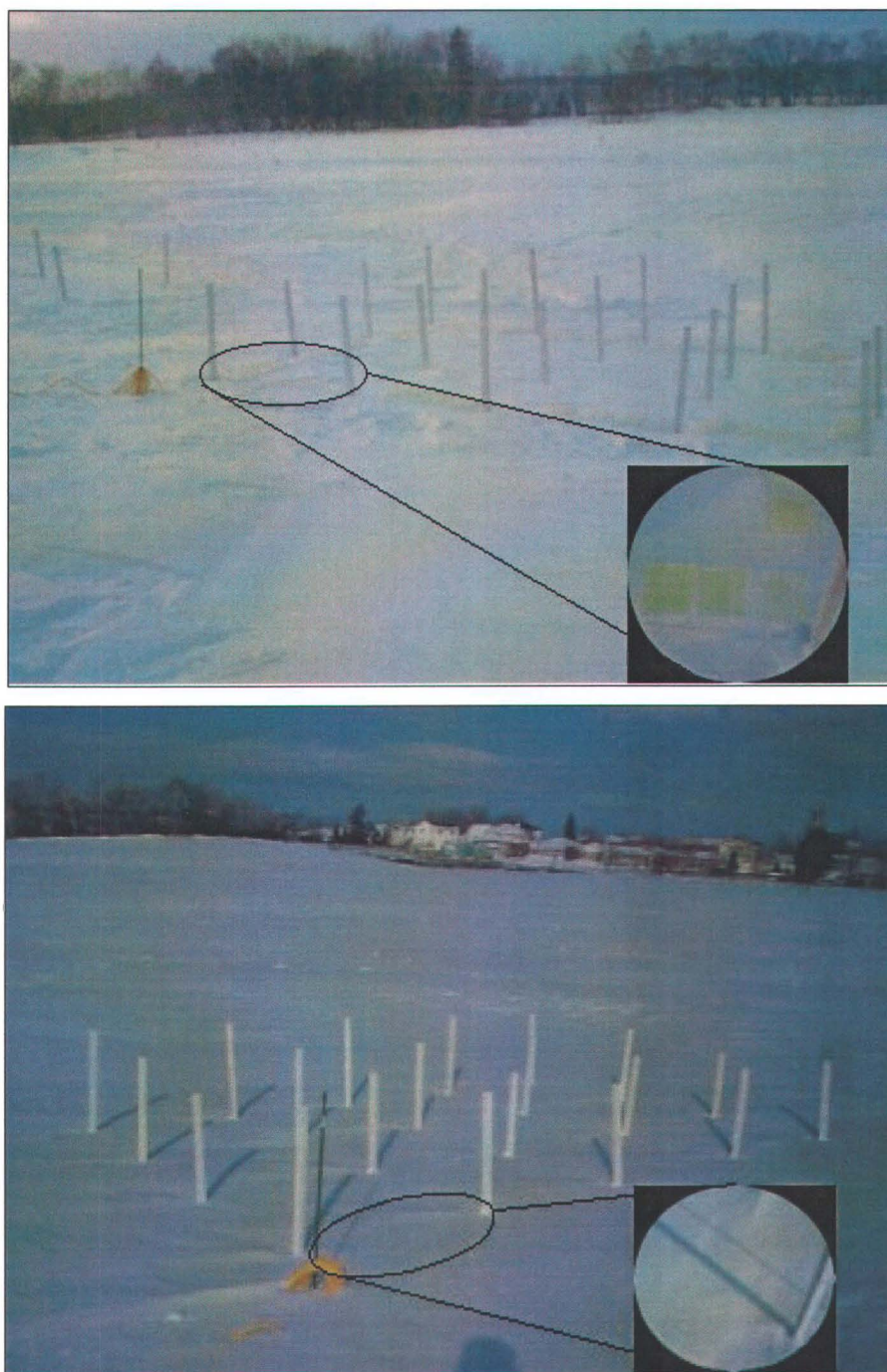


Figure 18 : (a) Localisation des couches de glace artificielles sur le site lors de l'installation (07/02/02) et le lendemain (b) enseveli sous la neige (08/02/02).

Après la prise des photographies et la description détaillée des profils sur le terrain, chacune des couches a été prélevée et amenée au laboratoire pour une analyse sommaire de morphométrie et pour déterminer la quantité de traceur résiduel non-lessivé. On entend

par analyse morphométrique la prise en note des dimensions de la couche (hauteur, longueur, largeur) utiles pour estimer le volume de la couche et du poids de l'échantillon dans le but d'en calculer la densité en fonction du volume estimé.

La concentration finale de traceur a été mesurée par spectrophotométrie à 400 nm (Varian, Cary 100) en fonction de l'opacité de l'eau de fonte tout en assumant que l'échantillon prélevé était exempt d'impuretés.

L'obtention de résultats prometteurs provenant de l'utilisation du traceur pour le suivi des couches de glace artificielles en milieu naturel nous a amené à modifier et à poursuivre cette expérience à l'hiver 2002-2003. En effet, le traceur fluorescent offre un excellent potentiel pour décrire les fluctuations de la perméabilité des couches et les patrons d'écoulements associés aux couches de glace artificielles. Un manque d'information quantitative a toutefois été remarqué lors de l'analyse des résultats de l'hiver 2001-2002. Nous avons notamment constaté que nous n'avons pas mesuré le bilan total de lessivage du traceur durant les périodes froides et de fonte diurne.

Parmi les modifications que nous avons apportées par rapport à l'hiver 2001-2002, on compte :

- le nombre de couches de glace utilisées;
- la méthode de fabrication des couches ;
- l'ajout de lysimètres servant à capter les eaux de fonte et d'infiltration

Tout d'abord, nous avons jugé qu'une seule épaisseur de couche de glace est suffisante. Ainsi en n'utilisant qu'une seule épaisseur nous minimisons les manipulations ce qui simplifie la collecte des données. De plus, en se basant sur les données de l'hiver 2001-2002, nous avons constaté qu'il n'y avait pas de relation évidente entre l'épaisseur des couches et la perméabilité des couches (Fortin *et al.*, 2002).

Quant à l'aspect physique des couches, nous avons décidé de créer des couches où le traceur est pris en « sandwich » entre deux couches de glace composée uniquement d'eau

distillée. L'utilisation de ces couches en « sandwich » (figure 19) permet d'éviter le lessivage de surface que nous avons observé à l'hiver 2001-2002 (Fortin *et al.*, 2002). La conception de ces couches s'est fait comme suit :

- a) formation d'une mince couche de glace (0,5 cm) uniquement constituée d'eau distillée (refroidie à 1°C) dans un moule en métal (diamètre : 26 cm), cette partie représente le fond de la couche de glace artificielle (1);
- b) formation d'une couche contenant du traceur (diamètre : 23 cm; épaisseur : 1,6 cm), il s'agit du centre de la couche de glace artificielle (2);
- c) mise en place de la couche contenant du traceur (2) sur la première couche (1) puis on ajoute de l'eau distillée surefroidie qui vient sceller les deux précédentes, cette dernière partie (3) contient une très faible partie de traceur provenant de la couche 2. Par contre, étant donné la basse température de la chambre froide (-15°C) et celle de l'eau (près du point de congélation), le transfert de chaleur (fonte de la glace contenant du traceur) entre l'eau et la glace est très limité.

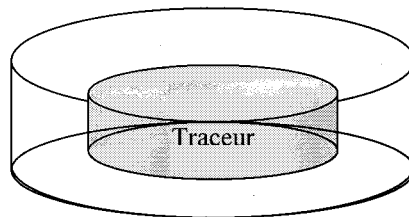


Figure 19 : Exemple de couche « sandwich » contenant le traceur.

À l'hiver 2001-2002, les analyses de morphométrie et les mesures de la concentration finale de traceur de chacune des couches n'avaient été faites que pour la période de fonte massive. Nous avons constaté la présence de plusieurs chenaux d'écoulement ainsi que la perte d'une quantité importante de traceur lors de la période de fonte. Par contre, nous ne disposons pas de données quantitatives sur la perte de traceur par lessivage des couches artificielles au cours des périodes froides et de fonte diurne, ni sur les patrons d'écoulement associés à ces pertes. Cependant, à l'hiver 2002-2003, la concentration de traceur final pour chaque couche a été faite systématiquement pour chaque date de collecte.

La seconde modification importante à avoir été apportée au protocole est l'ajout de lysimètres de récupération du traceur fluorescent. Les lysimètres sont en fait des bacs en plastique de forme cubique et ayant une dimension d'environ 40 x 40 x 40 cm. La figure 20 montre un croquis d'un des lysimètres confectionnés. Une plate-forme faite de tuyau de PVC et de clôture de jardin en PVC supporte une couche de laine minérale qui retient la neige au-dessus du fond du lysimètre. L'eau peut ainsi percoler à travers la neige et la laine minérale jusqu'au fond du bac. Chaque bac possède un bouchon au fond qui permet de vider le bac lors de la collecte de l'eau de fonte. La plate-forme rigide est attachée avec de la broche sur les pourtours du bac ce qui permet de remonter délicatement la neige pour permettre de drainer l'eau complètement au besoin. La plate-forme est située à environ 10-15 cm au-dessus du fond du bac, à laquelle il faut ajouter environ 7,5 cm qui correspondent à l'épaisseur de la laine minérale avant qu'elle n'ait été compactée par la neige. Les bacs ont été installés sur le terrain le 4 décembre 2002. La figure 21 montre comment les lysimètres ont été disposés les uns par rapport aux autres. Ils ont été placés à proximité de la station 1 (figure 5).

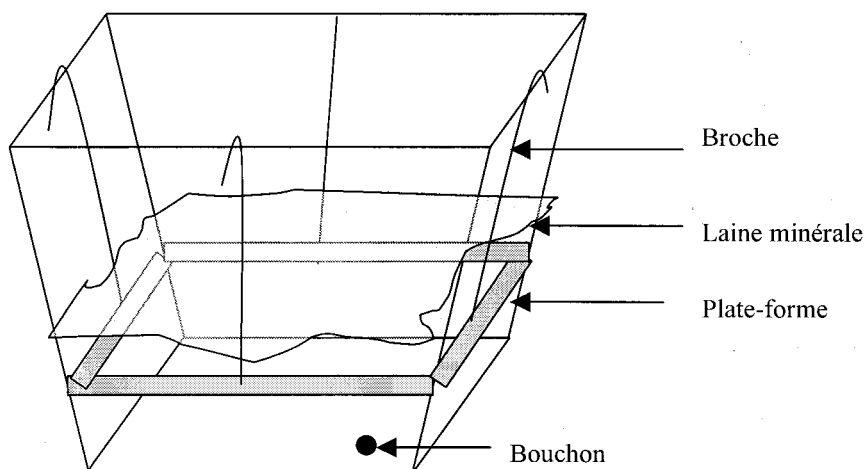


Figure 20 : Schéma d'un des lysimètres confectionnés.



Figure 21 : Disposition des lysimètres à côté de poteaux-repères.

En utilisant des lysimètres, il est possible de mesurer la quantité d'eau qui percole à travers le couvert de neige. Ce qui est intéressant, c'est que durant la période froide où le couvert nival est sous le point de congélation nous devrions observer l'absence ou une très faible présence de traceur, puisque grâce aux croûtes en sandwich le lessivage de surface devrait être très limité, voire quasiment absent. Donc, puisque la présence de traceur est directement liée à la perméabilité des couches de glace artificielles, nous pouvons vérifier si la perméabilité de la glace varie uniquement lorsque le couvert de neige est isothermique tel que nous le supposons. Les lysimètres nous permettent de recueillir quantitativement le traceur lessivé. Nous avons également prélevé le volume de neige sous-jacent aux couches de glace. Ainsi, pour s'assurer d'obtenir le bilan total de traceur pour chaque date de collecte, nous avons effectué trois analyses spectrophotométriques soit :

- a) une première sur l'eau provenant de la fonte de la couche de glace artificielle;
- b) une seconde sur l'eau provenant de la colonne de neige sous-jacente à la couche de glace;
- c) une dernière sur le volume d'eau provenant du lysimètre.

3.3 Acquisition des données météorologiques

Dans le cadre de ce projet, deux stations météorologiques automatiques sont installées à la ferme expérimentale de Chapais. Le tableau 14 présente les différents instruments et le type de mesures prises à la station 1. La température de l'air ambiant, de la neige et du sol, la teneur en eau volumique du sol, l'humidité de l'air et la vitesse du vent sont les paramètres mesurés à la station 2 et l'instrumentation utilisée à cet endroit est décrite par van Bochove *et al.* (2000).

Pour combler le manque occasionnel de données météorologiques aux stations 1 et 2, nous avons utilisé les données de la station de l'aéroport de Québec.

Tableau 14. Instruments et paramètres mesurés par la station météorologique 1 à la ferme expérimentale de Chapais.

Composantes / instruments	Utilité	Paramètre mesuré
Trépied d'une hauteur de 10 pieds (CM10, Campbell Scientific, Edmonton, Canada)	Structure primaire sur laquelle sont installées les composantes	
Panneau solaire (MSX53R, Campbell Scientific, Edmonton, Canada) Câble électrique multiconducteur (C1057, Campbell Scientific, Edmonton, Canada)	Alimentation électrique des instruments	
Ensemble pour l'acquisition des données (OX-MET, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada) comprenant : Enregistreur (OX-9004); Module de communication (OX-MIS); Boîtier en fibre (NEMA-4x)	Recueille et enregistre les données provenant des instruments	
Transmetteur GOES, câble, Antenne, intégration (OX-GTM, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada)	Transmission des données par satellite	
Capteur de vitesse (OX-014A) et direction du vent (OX-024A, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada)		Vitesse et direction du vent
Radiomètre hémisphérique (0,3 – 3µm) (modèle n.d., Omnitronix Ltée, Dorval, Canada)		Rayonnement solaire Incident
Précipitomètre à auge basculant (OX-370, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada)		Quantité de précipitation (pluie et neige)
Capteur de température de l'air (107F) et bouclier de rayonnement RM Young (41301-5, Campbell Scientific, Edmonton, Canada)		Température de l'air
Sonde ultrason (SR50-45, Campbell Scientific, Edmonton, Canada)		Épaisseur du couvert nival
Thermocouples pour la neige et le sol (107F-L, Campbell Scientific, Edmonton, Canada)		Température dans la neige et le sol (-5, 0, 10, 20, 30, 40 cm)
Réflectomètre de teneur en eau (CS615-L50) et ensemble de réflectométrie (Time Domain Reflectometry) (CS615IK, Campbell Scientific, Edmonton, Canada)		Teneur en eau du sol
Snowmon Snow Pack monitor aussi appelé sonde gamma (Canberra Industries, Meriden, Connecticut)		Équivalent en eau de la neige

4 ANALYSES ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

L'acquisition des données s'est déroulée durant trois hivers successifs entre 2000 et 2003. Chacun des hivers compte un nombre total de jours de collecte variant entre 35 et 60 jours. La complexité de certaines méthodes utilisées sur le terrain et en laboratoire, les bris et les problèmes d'instrumentation ainsi que les conditions météorologiques changeantes constituent les principaux facteurs limitant l'acquisition des données sur le terrain.

Au cours du premier hiver (2000-2001) nous avons construit, testé et mis au point certains instruments et méthodes. Une quantité importante de données descriptives des conditions environnementales et des propriétés générales du couvert a été recueillie durant l'ensemble de cette période. Plusieurs tests ont été effectués mais peu de données quantitatives spécifiques aux propriétés physiques des masses de glace ont pu être recueillies en raison de contraintes techniques.

Suite à l'analyse des données du premier hiver, nous avons ajouté, modifié et aussi supprimé certains instruments et méthodes afin d'optimiser la collecte de données quantitatives spécifiques aux masses de glace dans le couvert nival. Nous avons ajouté la prise de mesures de diffusion à l'aide de chambres de diffusion et l'utilisation de couches de glace artificielles contenant un traceur fluorescent. C'est au cours de l'hiver 2001-2002 que les premiers résultats concluants de perméabilité ont été obtenus. Cependant, afin d'étoffer nos méthodes et nos instruments, nous avons tenu à effectuer des mesures complémentaires au cours de l'hiver 2002-2003.

Les dernières mesures ont été recueillies lors de l'hiver 2002-2003. Quelques modifications ont été apportées aux instruments et aux méthodes utilisées à l'hiver 2001-2002 afin de normaliser l'information recueillie par rapport aux méthodes proposées dans la littérature lorsque cela était possible. Ce dernier hiver nous a permis de raffiner nos

méthodes et instruments et de recueillir davantage de données spécifiques aux masses de glace.

4.1 Hiver 2000-2001

4.1.1 Conditions environnementales

La période de collecte pour ce premier hiver de terrain a débuté le 13 décembre 2000 et s'est terminée le 11 avril 2001. Au cours de cette période, certains événements particuliers se sont produits. Parmi ceux-ci, on note la formation d'une épaisse couche de glace basale (épaisseur moyenne d'environ 5 cm) qui est demeurée en place tout au cours de l'hiver. Davantage de détails sur cette couche ainsi que sur l'ensemble du couvert nival sont fournis dans la section 4.1.2. De plus, les premiers tests de perméabilité et de microstructure ont été faits au cours de ce premier hiver de terrain.

Tel que mentionné précédemment dans la section 2.2., les principaux facteurs qui déterminent la formation, l'évolution et la désagrégation des masses de glace sont la température (chaleur) et l'apport en eau, ce dernier facteur étant intimement lié au premier. L'apport en eau est directement lié à la température puisque la présence de l'eau provient d'une hausse de la température au-dessus du point de congélation. L'eau libère également de la chaleur qui modifie à son tour le couvert en place. Durant l'hiver 2000-2001, il est arrivé à plusieurs occasions que des précipitations tombent sous forme de pluie. Ces averses de pluie (figure 22) ont toujours été associées à des épisodes de redoux (figure 23) qui sont survenus à différents moments durant l'hiver. Ce type de précipitation est généralement plus fréquent au début et à la fin de l'hiver et plus rare durant les mois de janvier, février et jusqu'à la mi-mars lorsque les températures sont plus froides (figure 23). Le tableau 15 montre les normales climatiques pour la région de Québec entre les années 1971 et 2000 pour la période de décembre à avril. On remarque dans ce tableau que les normales des chutes de pluie sont plus faibles pour les mois de janvier (26,1 mm) et février (12,6 mm, qui représente la plus faible quantité de pluie reçue annuellement) comparativement au mois de décembre (29,5 mm légèrement

supérieur à janvier), mars (39,0 mm) et avril (59,5 mm). L'impact de tels évènements sur le couvert, lors de la période froide, est plus susceptible de perturber la structure du couvert en place que lors des périodes de fonte diurne ou massive. En effet, le couvert, qui est généralement bien établi à ce moment, est soudainement humidifié par l'infiltration de l'eau de pluie.

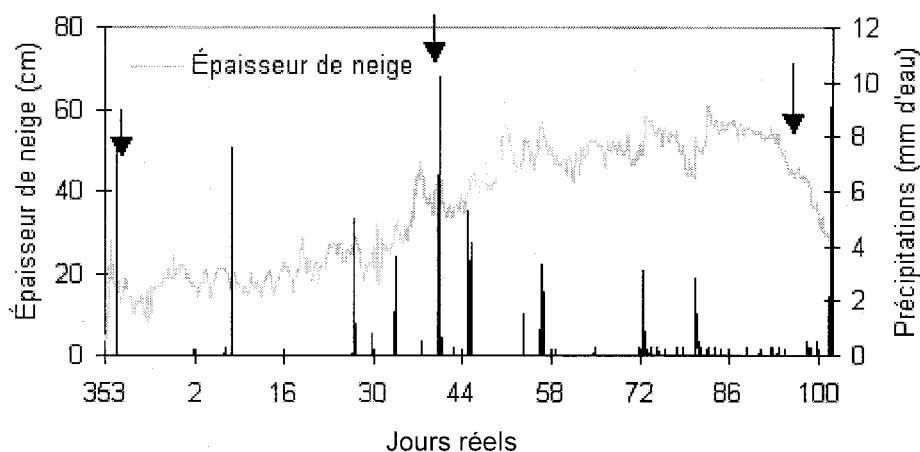


Figure 22 : Variations de l'épaisseur moyenne journalière de neige au sol et de la quantité de précipitations moyennes journalières (↓ précipitations sous forme de pluie) au cours de l'hiver 2000-2001.

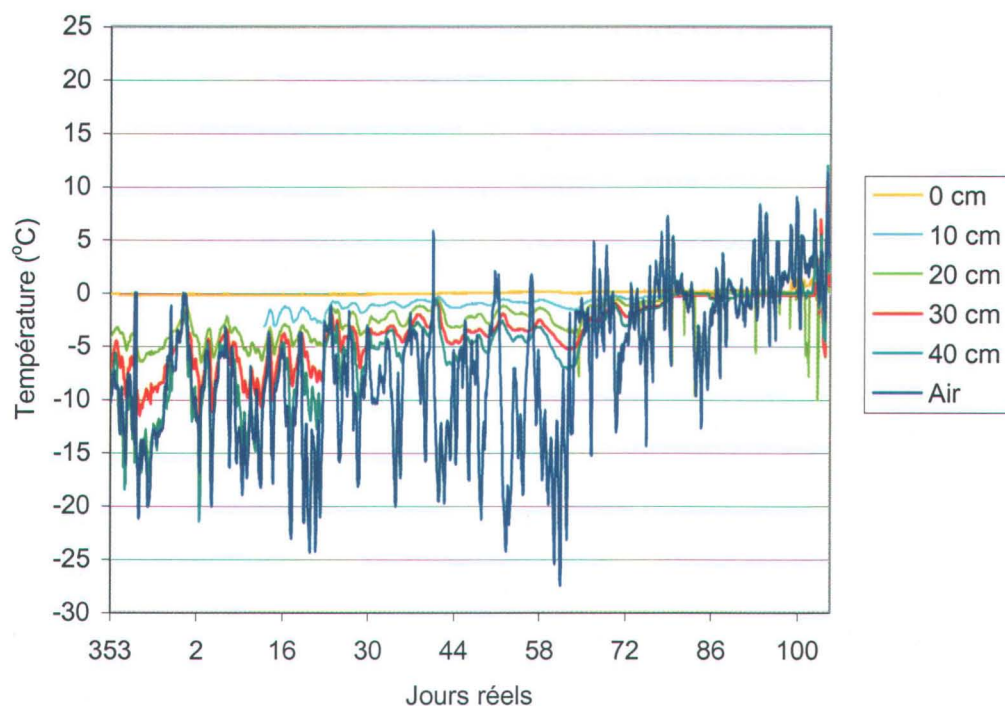


Figure 23 : Fluctuations des températures moyennes journalières de l'air et de la neige au cours de l'hiver 2000-2001.

Tableau 15. Normales climatiques pour la région de Québec entre les années 1971 et 2000 pour la période de décembre à avril.

	Déc.	Janv.	Févr.	Mars	Avr.
Température moyenne quotidienne (°C)	-9,1	-12,8	-11,1	-4,6	3,3
Écart-type	3,0	2,7	2,5	2,1	1,5
Maximum quotidien (°C)	-4,8	-7,9	-6,1	0,1	7,8
Minimum quotidien (°C)	-13,4	-17,6	-16,0	-9,4	-1,3
Maximum extrême (°C)	13,9	10,0	11,7	17,8	29,9
Date (aaaa/jj)	1951/07	1950/04	1953/21	1962/30	1990/27
Minimum extrême (°C)	-32,3	-35,4	-36,1	-30,0	-18,9
Date (aaaa/jj)	1993/28	1981/04	1962/02	1950/03	1954/04
Chutes de pluie (mm)	29,5	26,1	12,6	39,0	59,5
Chutes de neige (cm)	77,7	72,9	63,2	49,0	17,6
Précipitations (mm)	104,4	89,8	70,6	90,3	81,2
Moyenne de la couverture de neige (cm)	29	58	76	72	23
Couverture de neige à la fin du mois (cm)	48	70	81	51	0
Extrême quot. de pluie (mm)	43,4	34,2	53,4	56,9	55,4
Date (aaaa/jj)	1973/21	1978/09	1983/03	1975/20	1947/11
Extrême quot. de neige (cm)	35,6	33,0	29,2	43,9	33,0
Date (aaaa/jj)	1946/21	1986/26	1955/11	1971/04	1975/03
Extrême quot. de précipitation (mm)	47,8	42,2	53,4	63,5	55,4
Date (aaaa/jj)	1973/21	1994/28	1983/03	1975/20	1947/11
Extrême quot. couv. de neige (cm)	107,0	155,0	165,0	157,0	102,0
Date (aaaa/jj)	1968/29	1969/08	1976/23	1972/08	1978/05

Environnement Canada, 2003.

Ensuite, le couvert humide est sujet à un regel rapide causé par une chute de température suivant la période de redoux, ce qui entraîne soit la formation de nouvelles masses de glace, soit la modification de celles déjà en place.

La relation entre les épisodes de pluie et la présence des masses de glace dans le couvert est discutée dans la section 4.1.2. La courbe de la figure 22 montre la variation de l'épaisseur du couvert de neige (à partir de la sonde ultrasonique située à la station 1) dans le temps. De plus, les quantités de précipitations (mm d'eau) sont également présentées sous la forme d'histogrammes (figure 22). Les flèches noires indiquent que les précipitations reçues étaient sous la forme de pluie. On remarque que l'accumulation de la neige au sol s'est faite de manière relativement graduelle jusqu'à ce que le maximum d'accumulation de neige au sol soit atteint (61 cm le 24 mars). Les normales de la couverture de neige sont généralement de 76 cm en février et de 72 cm en mars. En fait, l'accumulation de la neige au sol augmente légèrement au début mars jusqu'à ce que le maximum soit atteint et ensuite la fonte débute tranquillement et s'accroît rapidement au début du mois d'avril. C'est en raison de la fonte, qui débute peu après que la maximum de neige au sol soit atteint, que la normale de la couverture de neige est légèrement plus faible en mars qu'en février. Nous remarquons donc que nous sommes légèrement sous les normales de couverture de neige pour l'hiver 2000-2001, soit d'environ une dizaine de cm.

Les températures de l'air pour différentes profondeurs dans la neige sont illustrées à la figure 23. Les fluctuations de température dans la neige varient en fonction de l'épaisseur et des propriétés physiques du couvert de neige et de la température de l'air extérieur. La température à l'interface sol-neige est peu sujette aux fluctuations de la température de l'air. Les hausses de température de l'air sont également liées à la durée et à l'intensité de l'ensoleillement journalier. La figure 24 montre les variations du rayonnement solaire incident pour la période de l'étude. Nous ne disposons pas de mesures du rayonnement solaire réfléchi ce qui ne nous permet donc pas de déterminer l'albédo de la neige.

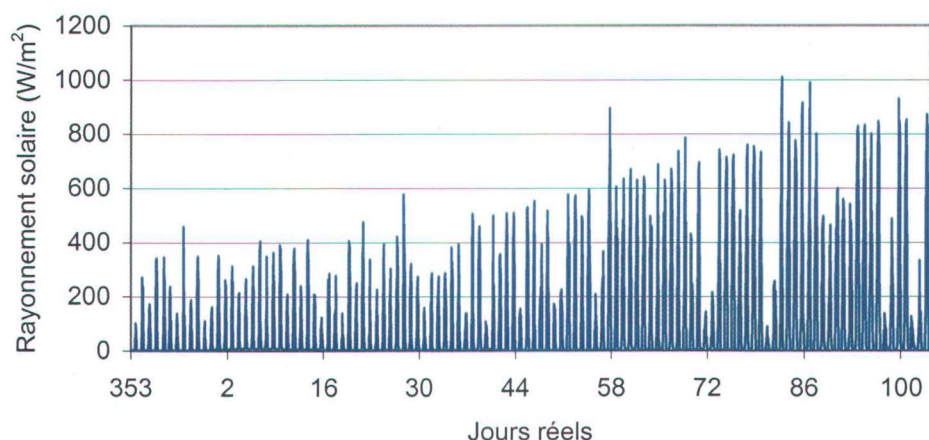


Figure 24 : Mesures du rayonnement solaire moyen journalier au cours de l'hiver 2000-2001.

Le site d'étude est localisé dans un champ ouvert ayant un large fetch propice au processus de redistribution par le vent. Li et Pomeroy (1997) ont déjà discuté de l'importance que joue le vent dans le processus de redistribution de la neige en zone ouverte. Sur notre site d'étude, la neige a donc été balayée et transportée des zones les plus ouvertes (centre du champ) vers les zones les plus abritées (bordure de la forêt). La vitesse moyenne du vent au cours de l'hiver était d'environ 21,7 km/h (figure 25), ce qui est suffisant pour qu'il y ait redistribution de la neige par le vent.

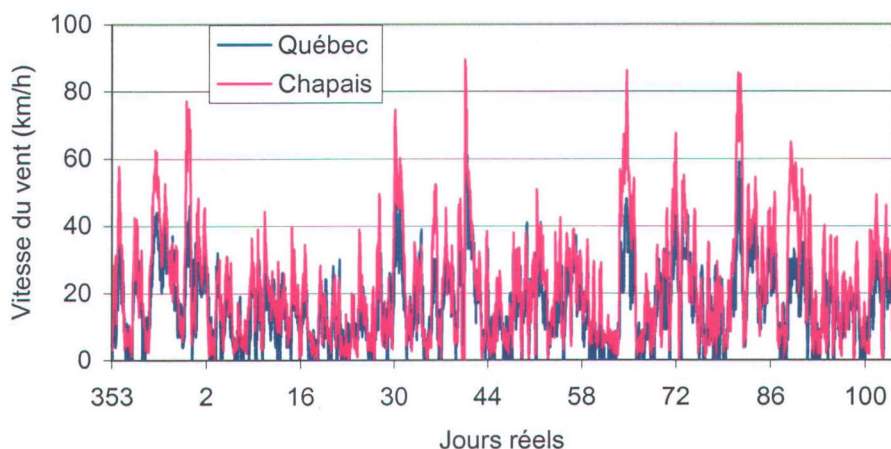


Figure 25 : Vitesses moyennes journalières du vent à l'hiver 2000-2001.

D'ailleurs, des croûtes de vent se sont formées à la surface du couvert à quelques reprises durant l'hiver. Toutefois, ces couches sont généralement peu épaisses et la cohésion entre les grains est plus ou moins importante, ce qui laisse supposer que ces croûtes jouent un rôle négligeable dans les échanges entre le sol et l'atmosphère par rapport aux croûtes de verglas ou de dégel-regel qui, elles, semblent être plus restrictives. Néanmoins, les croûtes de vent sont composées de neige éolisée contenant des grains de neige brisés de petites tailles et il n'est pas impossible que ces couches jouent un rôle de barrière de capillarité par la suite. En effet, une fois enfouies sous les couches de neige suivantes, les croûtes de vent pourraient favoriser la formation de couches de glace à l'intérieur du couvert.

4.1.2 Conditions de neige au sol

La figure 26 montre l'épaisseur de neige qui a été mesurée de plusieurs manières au site d'étude (sonde ultrasonique, valeur moyenne provenant de 25 carottes prises dans le champ et valeur moyenne issue de 64 poteaux gradués). Il est intéressant de voir que les patrons d'accumulation sont relativement semblables même si les valeurs présentent parfois un écart considérable. Les deux principales raisons susceptibles d'expliquer ces écarts sont :

- le nombre de points de mesure utilisés pour calculer la valeur moyenne ;
- l'emplacement et la distance entre les points de mesure.

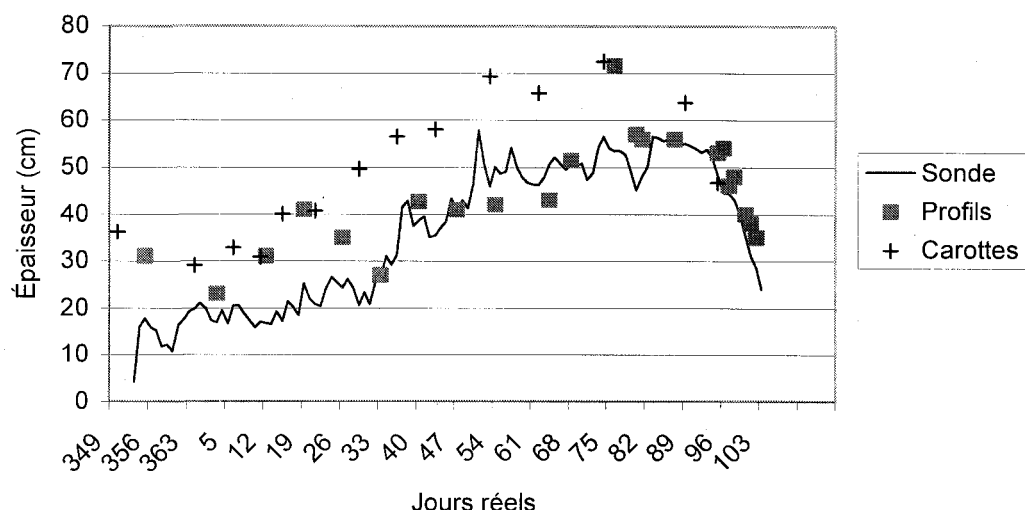


Figure 26 : Comparaison des épaisseurs du couvert nival mesurées avec la sonde ultrasonique ; hauteurs totales des marqueurs à proximité des profils (station 1) et avec les carottes.

Les valeurs moyennes de l'épaisseur de neige mesurées par les carottes représentent probablement les valeurs moyennes les plus justes puisqu'elles ont été recueillies à différents points dans le champ, ce qui limite les effets de sous-estimation ou de surestimation qui peuvent se produire localement. En raison de la variabilité spatiale de la donnée, la mesure par les carottes est plus représentative qu'une mesure ponctuelle par sonde ultrasonique. De plus, ces valeurs sont plus près des normales de couverture de neige (tableau 15). Le site 2, situé en bordure de forêt, est moins exposé aux vents et à la redistribution du couvert, ce qui a favorisé l'accumulation des précipitations plutôt qu'une redistribution de celles-ci, telle qu'observé au site 1. Près du site 2, les valeurs moyennes de l'épaisseur de neige au sol correspondent presque au double de celles accumulées au site 1 pour la période qui précède le maximum d'accumulation de neige au sol. Par la suite, une fois que le maximum d'accumulation de neige au sol est atteint (valeur relativement semblable pour les 2 sites à ce moment) la dynamique de fonte est assez similaire. Ceci s'explique probablement par l'exposition similaire au rayonnement pour les deux sites et à des apports énergétiques comparables.

Tout au long de l'hiver des masses de glace ont été observées dans le couvert (figures 27 et 28). La position de ces couches de glace par rapport au sol et leurs épaisseurs varient spatialement. C'est pour cette raison qu'il est souvent difficile de s'assurer que la couche observée à une certaine hauteur au-dessus du sol est la même que celle observée à une hauteur légèrement différente 5 jours plus tôt à quelques centimètres. Toutefois, en assumant que les patrons d'accumulation sont relativement semblables au sein du champ, même si les épaisseurs des couches varient, nous avons observé une certaine dynamique à l'intérieur du couvert durant l'ensemble de la période hivernale.

Les figures 27 et 28 montrent les profils stratigraphiques qui ont été décrits tout au long de l'hiver aux stations 1 et 2. Les symboles utilisés dans ces mêmes figures sont présentés dans le tableau 16. On note une érosion des couches de surface (26 janvier et 2 février) pour les profils de la station 1, ce qui n'est pas le cas pour les profils de la station 2. Pourtant, bien que l'épaisseur ne diminue pas vraiment entre la fin janvier et le début février, pour le profil de la station 2, on observe l'apparition d'une couche de neige éolisée (4a et 4c) située près de la surface. Cela montre que la neige qui a été balayée (station 1) au centre du champ s'est accumulée en majeure partie en bordure de la forêt (station 2). Par la suite, le couvert se stratifie et se complexifie tout au cours de l'hiver. Même si la campagne de terrain a été intensive, comprenant 60 jours de collecte durant cet hiver, il n'est pas toujours simple de déterminer de manière précise les conditions de formation et le moment exact auquel sont apparues chacune des masses de glace dans le couvert.

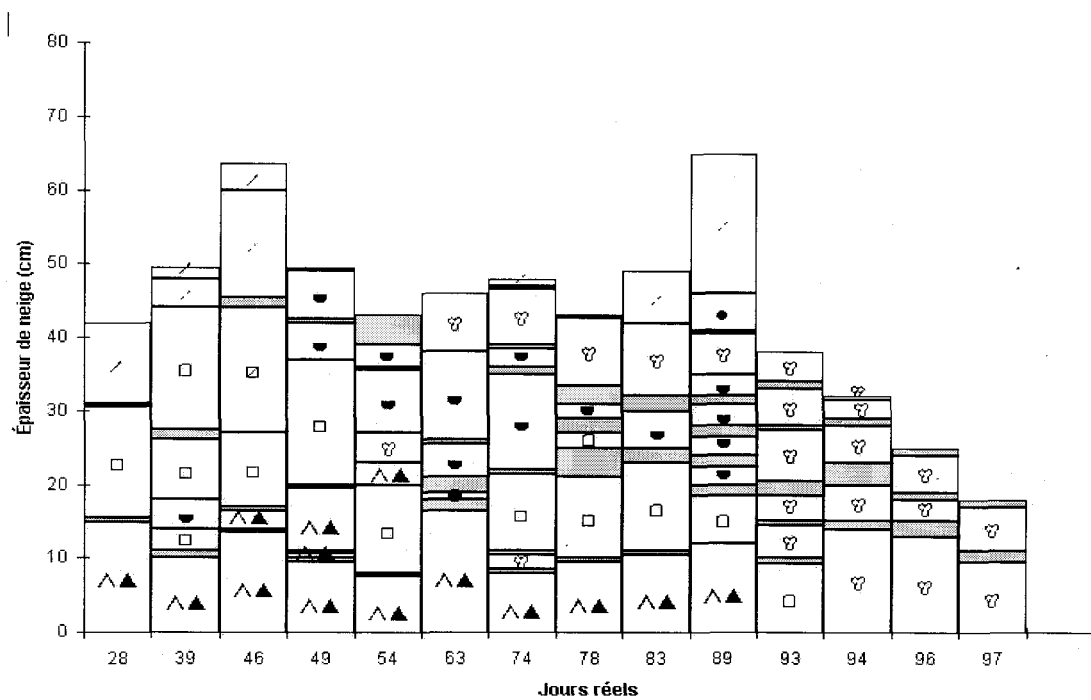


Figure 27 : Série de profils stratigraphiques, station 1.

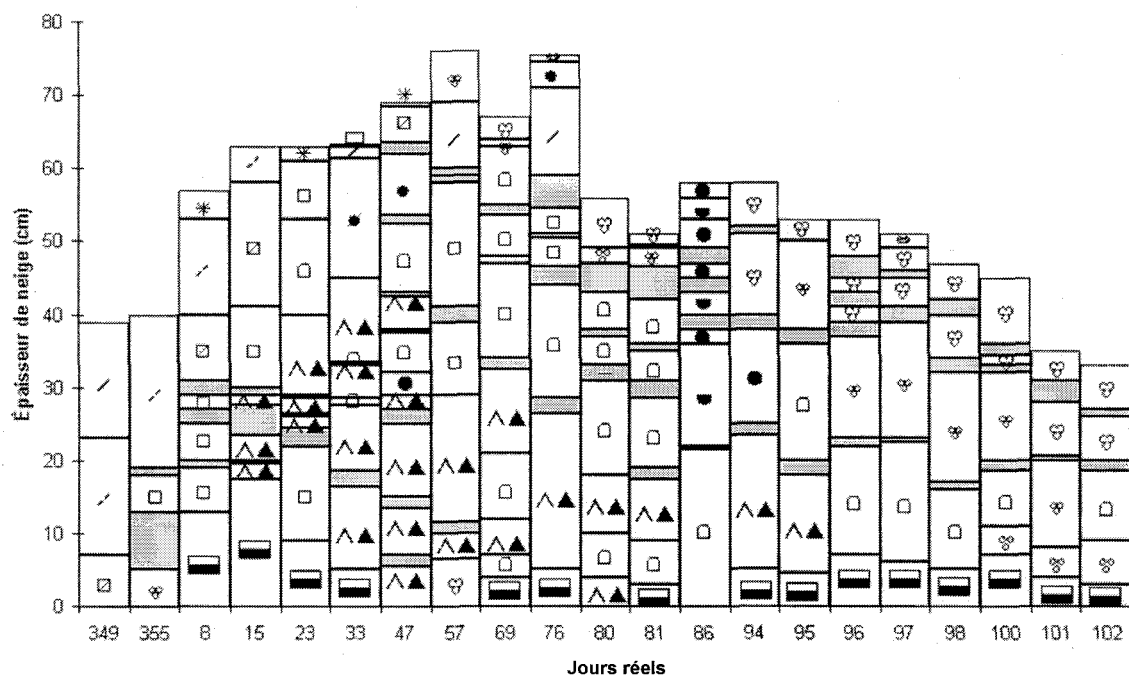


Figure 28 : Série de profils stratigraphiques, station 2.

Tableau 16. Classification des formes de grains.

Particules précipitées (1)		Gobelets et givre de profondeur (5)	
□	Colonnes (a)	▲▲	Gobelets (a)
↔	Aiguilles (b)	^	Colonnes de givre de profondeur (b)
□	Plaquettes (c)	≡	Cristaux en colonnes (c)
*	Dendrites (d)	Grains mouillés (6)	
^	Cristaux irréguliers (e)	⊗	Grains arrondis en grappes (a)
Δ	Cristaux givrés (f)	⊗	Poly-cristaux arrondis (b)
▲	Grêle (g)	⊗	Shush (c)
Δ	Sphérules de glace (h)	Cristaux en plumes (7)	
Particules fragmentées ou décomposées (2)		∇	Cristaux de givre de surface (a)
/	Particules partiellement décomposées (a)	∇	Givre de cavité (b)
/	Particules brisées (b)	Masses de glace (8)	
Grains arrondis (monocristal) (3)		■	Couches de glace (a)
●	Petits grains arrondis (a)	■	Colonnes de glace (b)
●	Grands grains arrondis (b)	■	Glace basale (c)
●	Formes mixtes (c)	Dépôts de surface et croûtes (9)	
Cristaux à faces planes (4)		∇	Givre (a)
□	Particules solides à faces planes (a)	—	Croûte de pluie (b)
□	Petites particules à faces planes (b)	—	Croûte d'ensoleillement (firn-spiegel) (c)
□	Formes mixtes (c)	≡	Croûte de vent (d)
		≡	Croûte de fonte-regel (e)

Traduit de Colbeck et al., 1990.

Pour les processus de formation et de désagrégation, il est le plus souvent possible d'avoir une idée juste en se basant sur les observations *in situ* et sur les données météorologiques. Le mécanisme le plus obscur demeure l'évolution des couches, c'est-à-dire l'ensemble des changements que subit chaque couche au cours de l'hiver. Il semble que la méthode la plus fiable pour déterminer ces changements soit l'utilisation de couches de glace artificielles pour lesquelles nous connaissons les propriétés originelles et qui peuvent ensuite être suivies de façon assez précise. Toutefois, cette méthode n'a pas été utilisée au cours du premier hiver de collecte (2000-2001). Étant donné la stratification complexe du couvert au cours de cet hiver et à cause des variations intrinsèques des couches, comme par exemple la variation spatiale de l'épaisseur d'une même couche, il est difficile d'effectuer un suivi des changements spatio-temporels de chacune des couches de façon précise.

Les premières masses de glace qui ont été observées dans le couvert (21 décembre 2000) sont le résultat d'un mélange d'eau et de verglas qui s'est produit les 16 et 17 décembre.

Le verglas a alors formé une couche de glace à la surface, l'eau s'est ensuite infiltrée et a gelé en partie dans le couvert formant une couche de glace interne (barrière de capillarité). Une partie de l'eau s'est aussi infiltrée jusqu'à sol (gelé à ce moment) et a formé une couche de slush qui a subséquemment gelée à son tour pour former une couche de glace basale. Par la suite, différentes autres couches se sont formées au cours du reste de l'hiver, soit par des événements de verglas ou de la pluie (par exemple, le 9 février) ou par des hausses de température au-dessus du point de congélation (par exemple, le 20 février) suivis d'un regel du stock de neige.

Cette couche de glace, d'une épaisseur moyenne d'environ 5 cm, a été créée peu après la mi-décembre et a persisté durant presque tout l'hiver sur l'ensemble du site expérimental. Ce type de couche de glace n'est pas très fréquent en climat tempéré puisque, pour se former, le sol doit être complètement gelé, ce qui est plutôt rare sous nos latitudes. Cette couche de glace basale est le résultat de la succession des événements suivants:

- 1- des températures froides entraînant le gel du sol à la fin de l'automne (figure 23);
- 2- l'accumulation d'un mince couvert neigeux (figure 22);
- 3- un apport en eau important provenant de précipitations liquides (figure 22);
- 4- un regel de l'eau et de la slush située à l'interface sol-neige (figure 23).

Le tableau 17 présente les épaisseurs moyennes (cm), l'EEN (mm) et la densité (kg m^{-3}) de la neige qui ont été recueillies tout au cours de l'hiver à l'aide du carottier. Tel que décrit dans la section 3.2.1., trois lignes de neige ont été faites tout au cours de l'hiver. La ligne 1 était celle qui était située la plus près de la forêt. Cette ligne est celle qui était la moins sujette à l'érosion et la redistribution par le vent. C'est d'ailleurs probablement pour cette raison que c'est à cet endroit que les épaisseurs moyennes maximales ont été enregistrées. Nous n'observons pas de différence significative pour l'EEN et la densité moyenne entre les différentes lignes. L'épaisseur maximale du couvert nival de l'hiver, 80,8 cm, a été atteinte le 14/03/01.

Tableau 17. Mesures des épaisseurs moyennes de la neige, EEN et densités moyennes de la neige par ligne de neige (L1, L2, L3), hiver 2000-2001.

Dates	épaisseur (cm)				EEN (mm)				densité (kg m ⁻³)			
	L1	L2	L3	Moy	L1	L2	L3	Moy	L1	L2	L3	Moy
20/12/2000	41,4	36,4	30,8	36,2	81	60	49,4	63,5	196	155	164,9	172
03/01/2001	36,8	29,8	20,9	29,2	89,2	75	55	73,1	243	254	259	252
10/01/2001	39,2	34,8	24,6	32,8	100	91,7	67,2	86,3	257	264	274	265
15/01/2001	37,7	31,2	23,8	30,9	98,3	80,6	58,3	79,1	260	258	239	252
19/01/2001	46,8	41	32,3	40,1	107,5	102,2	76,7	95,5	229	249	232	237
25/01/2001	48,5	41,6	32,2	40,8	118,3	100	72,2	96,9	242	240	218	233
02/02/2001	57,7	53,7	37,4	49,6	152,5	142,2	94,4	129,7	264	265	245	258
09/02/2001	69,8	55	44,9	56,6	185	151,1	124,4	153,5	265	275	278	272
16/02/2001	68,7	59,1	46,6	58,1	170	153,3	127,2	150,2	248	260	276	261
26/02/2001	80,2	69,6	58	69,2	235,8	197,8	174,4	202,7	294	284	302	293
07/03/2001	78,8	63,4	55	65,8	230,8	173,3	158,9	187,7	292	272	288	284
14/03/2001	90,8	81,1	70,4	80,8	245	207,8	192,2	215	277	255	270	267
19/03/2001	82,2	74,7	60,4	72,4	250	225,6	190,6	222	304	302	314	307
03/04/2001	71,8	64,9	54,6	63,8	270	227,2	193,9	230,4	377	350	353	360
09/04/2001	56,5	44,7	39,1	46,8	207,5	177,2	165,6	183,4	368	396	420	395

Les variations temporelles de l'épaisseur du couvert (moyenne, minimum et maximum) mesurées tout au long de l'hiver le long des 64 poteaux gradués (section 3.2.2.) sont présentées dans les figures 29 et 30. Nous observons d'importantes différences entre les maxima et les minima d'épaisseur, tout en sachant que la distance maximale entre les deux poteaux les plus éloignés n'est que de 32 m. Cela démontre que la variabilité spatiale de l'épaisseur du couvert est un facteur important à considérer surtout lorsque l'on désire suivre une couche que l'on assume comme étant homogène horizontalement. Cette grande variabilité contribue donc à complexifier l'interprétation de l'évolution des couches dans le temps et l'espace. Nous observons une dynamique d'accumulation de la neige au sol très semblable où encore une fois la principale distinction entre les deux sites demeure la quantité totale de neige au sol, c'est-à-dire une accumulation plus importante au site 2 plus à l'abri du vent que la station 1.

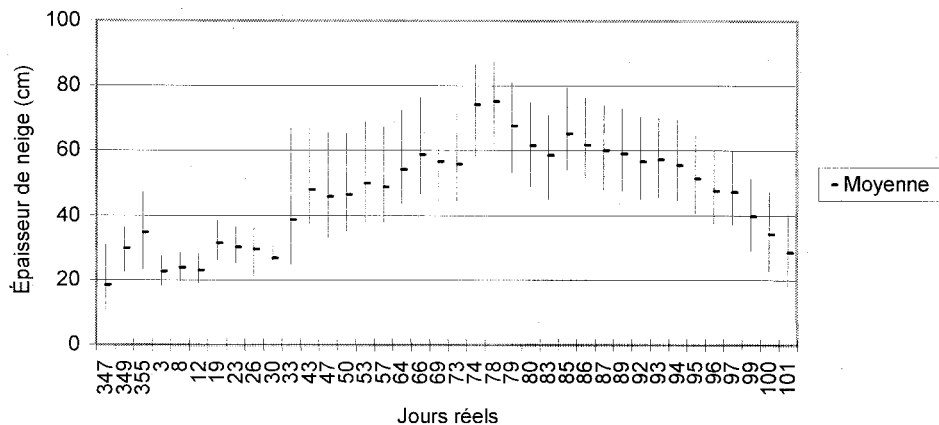


Figure 29 : Variations de l'épaisseur moyenne (cm) du couvert pour les poteaux de 1 à 16, station 1, hiver 2000-2001.

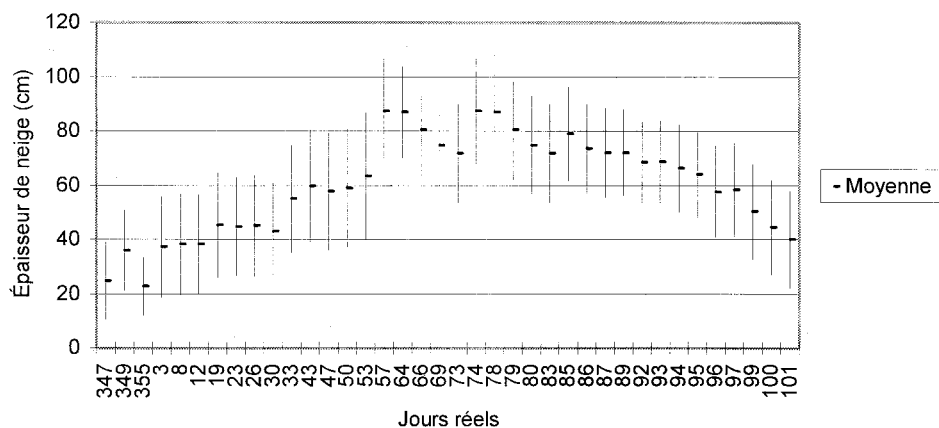


Figure 30 : Variations de l'épaisseur moyenne (cm) du couvert pour les poteaux de 1 à 16, station 2, hiver 2000-2001.

L'utilisation de fils de couleur (section 3.2.2.) nous a permis de repérer et de suivre l'évolution des couches de neige (métamorphose) et l'effet de compaction des couches. Au cours de ce premier hiver de collecte, neuf séries de fils ont été installées entre le 15 décembre et le 10 mars. Nous avons tenté de mettre une série de fils après chaque chute de neige importante c'est-à-dire lorsqu'il tombait plus de 5 cm de neige au sol. Les figures 31 et 32 montrent les variations de position des fils de couleurs dans le temps. Les hauteurs initiales correspondent à la position du fil au moment où il était installé, ce qui

équivalent à l'épaisseur du couvert à ce moment. Les hauteurs finales représentent la position du même fil au moment où il a été sorti du couvert (lors de la réalisation du profil à cet endroit). La plupart du temps, les fils se déplacent légèrement vers le bas signifiant qu'une légère compaction des couches sous-jacentes du couvert s'est produite. Cette compaction est causée par la compression des couches sous-jacentes sous l'effet du poids des nouvelles couches qui s'accumulent en surface. Lorsque les couches de surface sont humidifiées par un apport en eau (précipitation liquide ou fonte superficielle) cela accentue également la compaction en augmentant le poids des couches de surface. Par contre, il est arrivé quelques fois, que les fils se déplacent légèrement vers le haut. C'est ce qui explique pourquoi les hauteurs finales sont quelquefois plus élevées que les hauteurs initiales. Il s'agit dans ce cas d'un déplacement des fils par l'action du vent entre le moment où les fils ont été installés et où ils ont été enfouis sous la neige.

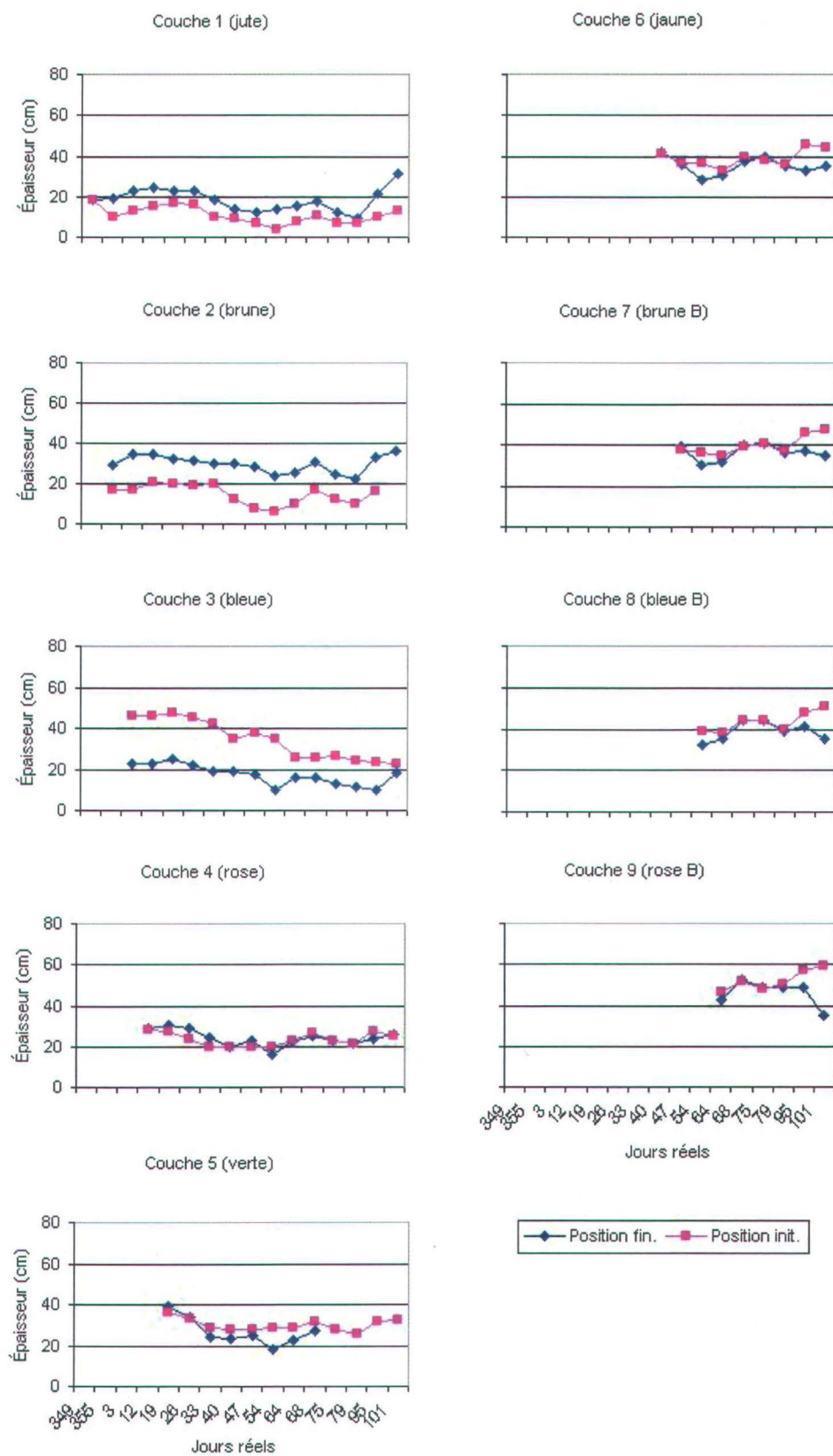


Figure 31 : Historique des couches de neige et tassement du couvert, station 1, hiver 2000-2001.

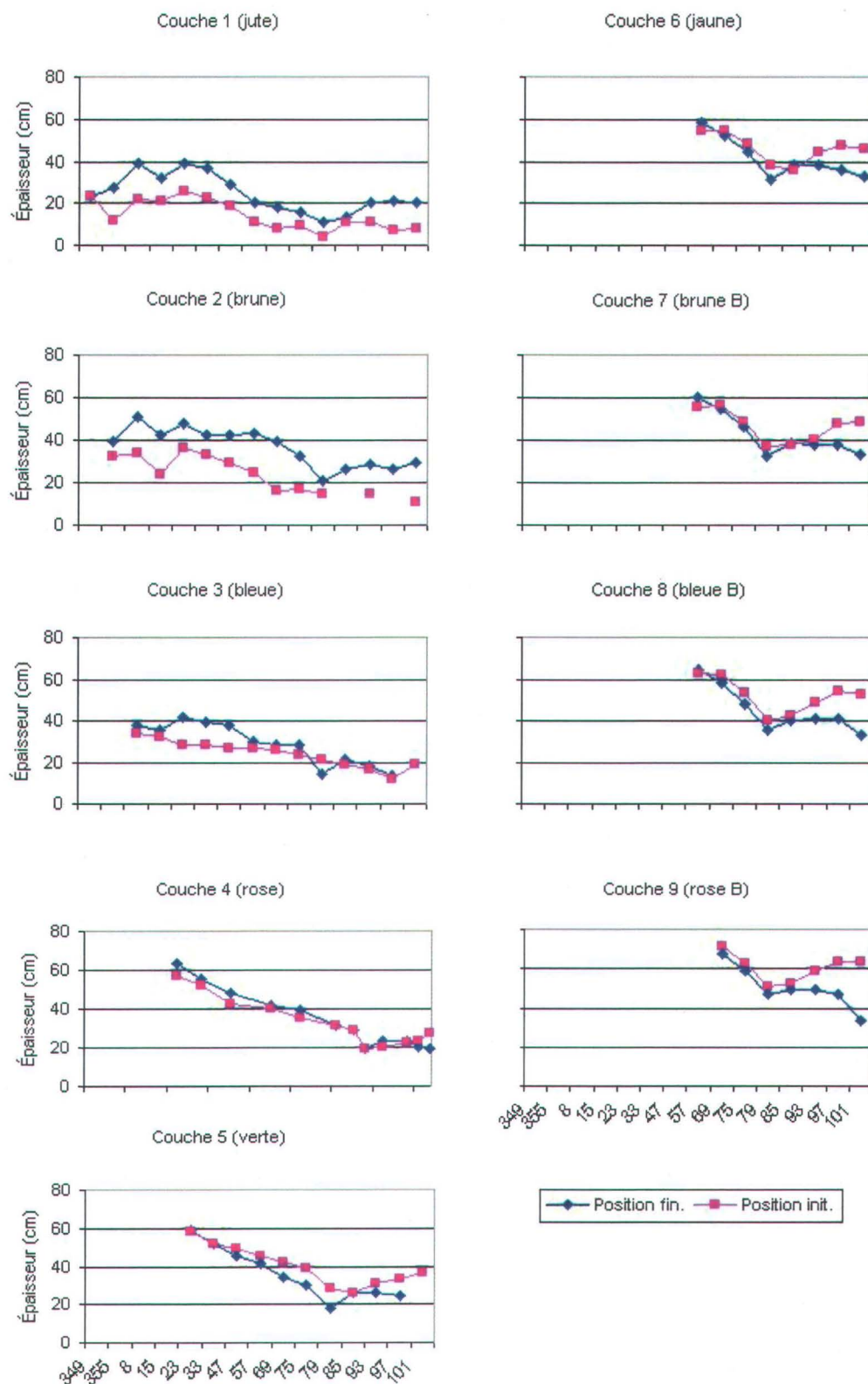


Figure 32 : Historique des couches de neige et tassement du couvert, station 2, hiver 2000-2001.

4.1.3 Profils de concentration de N₂O et de CO₂ dans la neige

De manière générale, au cours de l'hiver 2000-2001 on observe (figure 33), une augmentation de la production de N₂O et de CO₂ à l'interface sol-neige et la présence d'un gradient de concentration gaz dans le sol et la neige. La présence d'un tel gradient de concentration de gaz est surtout apparente au mois de février. Pour les deux dates de collecte au mois d'avril, la présence d'un gradient dans la neige est moins évident. Ceci est probablement attribuable au mûrissement des couches de glace à l'intérieur du couvert et à la dégradation partielle de la couche de glace basale. En effet, en période de fonte la perméabilité et le coefficient de diffusion des couches de glace augmentent, ce qui facilite les échanges gazeux et hydriques à travers le couvert nival.

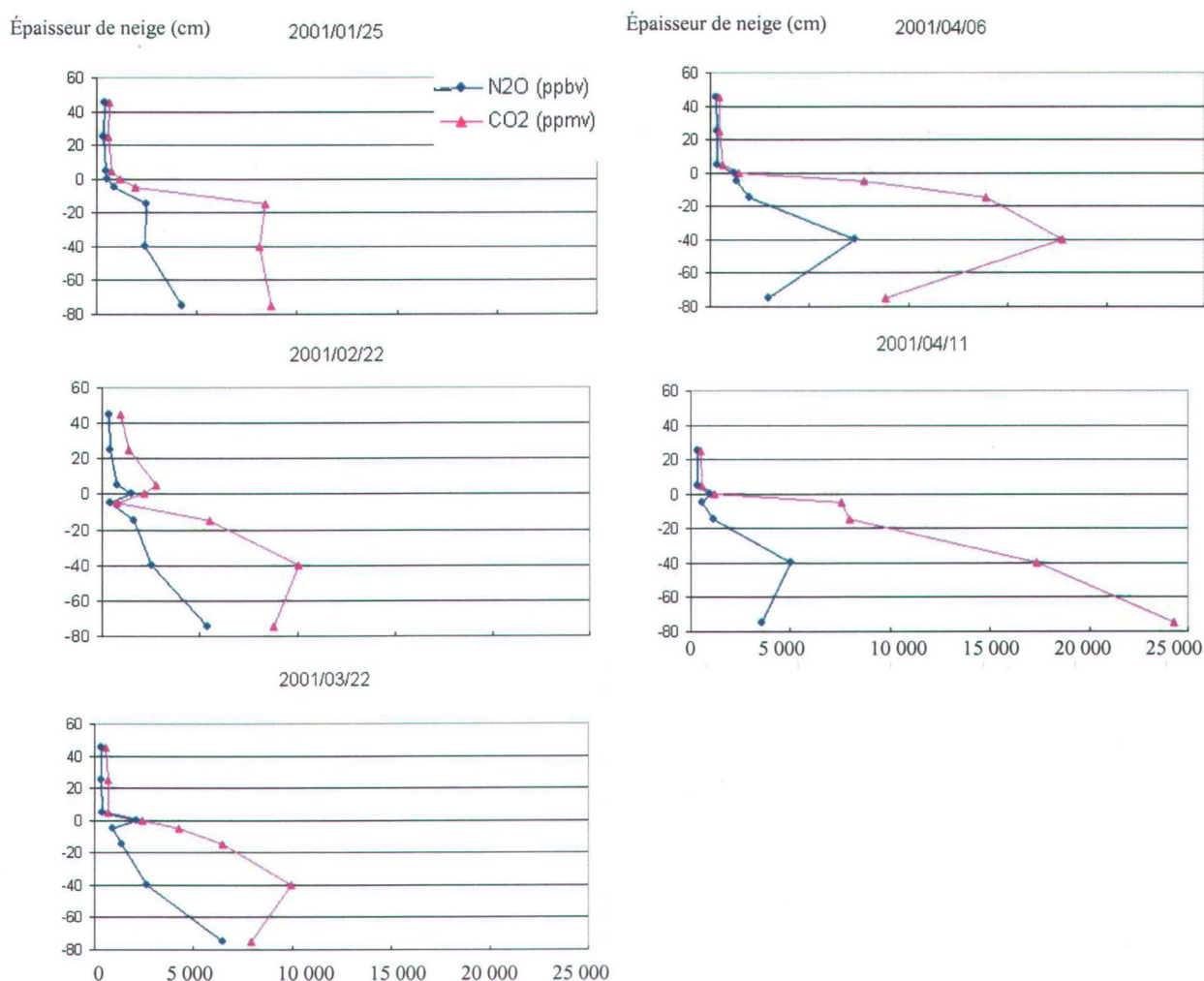


Figure 33 : Profils de concentration de N₂O et de CO₂ dans le sol et la neige, hiver 2000-2001.

4.2 Hiver 2001-2002

4.2.1 Conditions environnementales

La collecte de données pour ce deuxième hiver de mesures a débuté plus tard que pour l'année précédente en raison de la faible quantité de neige au sol. Les premières mesures ont été prises le 17 janvier et se sont poursuivies jusqu'au 6 avril. La dynamique d'accumulation de la neige au sol pour le deuxième hiver de terrain a été assez différente de celle de l'hiver précédent. En effet, l'accumulation au sol a débuté beaucoup plus tard et, tout au long de l'hiver, l'épaisseur du couvert (figure 34) a été moindre que pour l'hiver précédent. Le maximum d'accumulation, 51 cm, mesuré avec la sonde ultrasonique, a été atteint le 22 mars, ce qui est 2 jours plus tôt que pour le maximum atteint au cours de l'année précédente. Le maximum d'accumulation de neige au sol est près d'une vingtaine de centimètres sous les normales de la moyenne de couverture de neige (72 cm pour le mois de mars) pour cette même période. De plus, davantage de précipitations liquides (figure 34) et d'épisodes de gel-regel (figure 35) ont eu lieu. Par contre, il ne semble pas nécessairement y avoir une présence plus élevée du nombre de masses de glace dans le couvert. Puisque les quantités de précipitations liquides n'étaient pas toujours importantes (souvent moins de 3 mm) et que les averses étaient de faible intensité, cela n'avait souvent tendance qu'à humidifier les couches de surface. Donc, l'eau ne s'infiltrait pas assez en profondeur pour geler et pour former de nouvelles couches de glace dans le couvert. D'autre part, il est également possible que les couches déjà en place à ce moment jouaient un rôle de barrière pour l'écoulement de l'eau lorsque les quantités d'eau étaient faibles. Dans ce cas, l'apport en eau provenant de la surface ne servait qu'à alimenter la couche déjà en place plutôt que de s'infiltrer plus en profondeur.

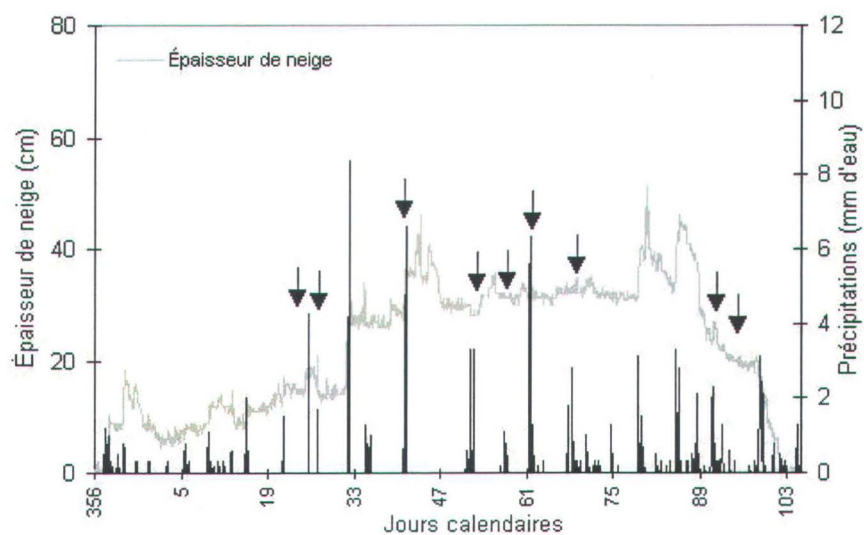


Figure 34 : Variations de l'épaisseur moyenne journalière de neige au sol et de la quantité de précipitation moyennes journalières (↓ précipitations sous forme de pluie) au cours de l'hiver 2001-2002.

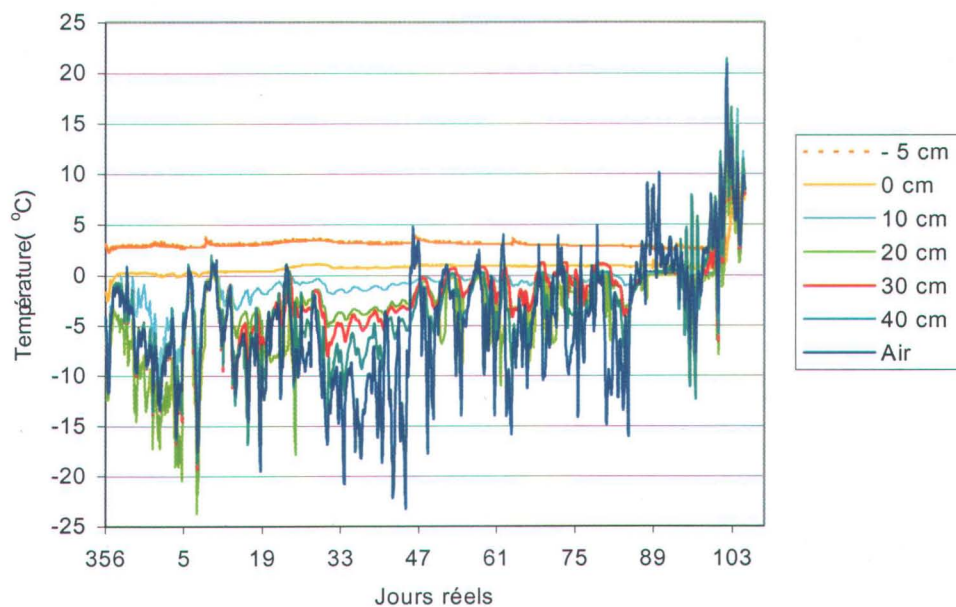


Figure 35 : Fluctuations des températures moyennes journalières de l'air et de la neige au cours de l'hiver 2001-2002.

D'autre part, le rayonnement solaire incident (figure 36) suit une tendance similaire à celle observée au cours de l'hiver précédent. Pour la vitesse du vent (figure 37), nous remarquons une différence importante entre les valeurs observées à l'aéroport de Québec et celles mesurées à Chapais. Les vitesses de vent mesurées à Chapais au cours de cet hiver sont également beaucoup moins élevées que celles de l'hiver précédent. Pourtant, les observations que nous avons faites sur le terrain ne semblent pas indiquer que les vitesses de vent étaient moins élevées qu'au cours de l'hiver précédent. Nous croyons qu'il y a eut un problème avec l'anémomètre à Chapais au cours de cette période.

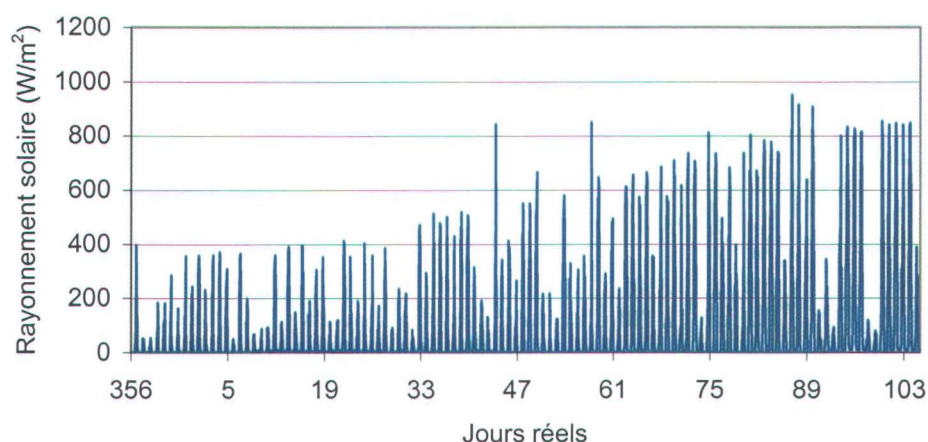


Figure 36 : Mesures du rayonnement solaire moyen journalier au cours de l'hiver 2001-2002.

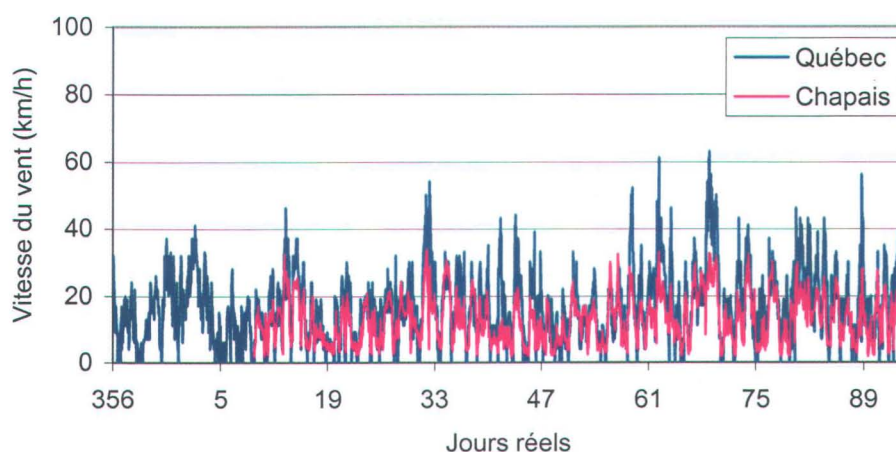


Figure 37 : Vitesses moyennes journalières du vent à l'hiver 2001-2002.

La période de fonte s'est produite très rapidement au début avril. Contrairement à l'année précédente il n'y a pas eu de fonte diurne suivie d'une fonte massive. Une succession d'averses de pluie combinées à des températures très élevées sont les principales raisons de cette fonte massive et rapide qui est survenue une dizaine de jours plus tôt que pour l'hiver précédent. La température moyenne quotidienne du mois d'avril est 3,3°C avec un minimum de 1,5 et un maximum quotidien de 7,8°C (tableau 15). On remarque dans la figure 35 que les températures maximales quotidiennes du début avril dépassent largement les normales, atteignant 20,9°C le 04 avril, ce qui est tout de même inférieur au maximum extrême de température (29,9°C) qui a été atteint le 27 avril 1990 (tableau 15). Néanmoins, ces températures maximales quotidiennes ont largement contribué à la disparition du couvert de neige.

4.2.2 Conditions de neige au sol

Tel que mentionnée précédemment, l'épaisseur de la neige au sol a été moins importante au cours de l'hiver 2001-2002 que pour l'hiver 2000-2001. Le tableau 18 présente les mesures hebdomadaires de l'épaisseur de la neige, EEN et densité moyenne de la neige qui ont été prises à l'aide du carottier. Tout comme pour l'hiver précédent, on remarque que les épaisseurs sont supérieures pour la ligne 1 en raison de sa position (près de la lisière de la forêt) donc moins sujettes au phénomène de redistribution par le vent. L'épaisseur moyenne maximale (48,2 cm) a été enregistrée le 21 mars 2002 ce qui est 32,6 cm de moins que pour le maximum enregistrée l'année précédente (80,8 cm le 14 mars 2001). Pour la densité de la neige on observe une augmentation temporelle similaire à celle observée en 2000-2001. L'EEN est aussi plus faible que l'année précédente puisqu'il dépend de l'épaisseur et de la densité du couvert de neige.

Tableau 18. Mesures des épaisseurs moyennes de la neige, EEN et densités moyennes de la neige par ligne de neige (L1, L2, L3), hiver 2001-2002.

Dates	épaisseur (cm)				EEN (mm)				densité (kg m ⁻³)			
	L1	L2	L3	Moy	L1	L2	L3	Moy	L1	L2	L3	Moy
17/01/2002	24,3	18,9	22,6	21,9	51,7	36,3	55	47,6	162,7	179,7	211,9	184,8
28/01/2002	35,3	22	30,9	29,4	71,7	40	65	58,9	200,5	180,2	198,7	193,1
06/02/2002	43,2	28,8	35,9	35,9	97,5	70	87	84,8	222,4	245,5	235,9	234,6
15/02/2002	58,8	43,7	50,9	51,1	121,7	88,3	112	107,3	203,5	200,5	217,1	207,0
22/02/2002	45,8	35	41	40,6	136,7	94,4	89	106,7	295	269,8	235,5	266,8
04/03/2002	46,7	32,3	41,3	40,1	145	97,1	128,9	123,7	310	299,2	311,5	306,9
12/03/2002	49,5	38,6	43,3	43,8	160,8	114,4	135,5	136,9	321,3	295,6	310,5	309,1
21/03/2002	52,5	42	50	48,2	169,2	122,8	160	150,6	319,6	290,2	318	309,3
26/03/2002	52,5	40	45,2	45,9	172,5	120,6	151,5	148,2	326,1	303,1	333	320,7
01/04/2002	42,3	31,2	34,4	36	157,5	117,8	127,5	134,3	372,7	372,7	345,5	363,6
04/04/2002	43,2	30,8	29,9	34,6	145	97,8	99	113,9	323	315,9	312,7	317,2

Le premier profil stratigraphique a été fait le 28 janvier 2002 près de la station 1. À ce moment, le couvert n'était pas encore complètement stratifié et il y avait alors deux minces croûtes de glace dans le couvert, dont une provenant d'un épisode de gel-regel à environ à 15 cm au-dessus du sol et l'autre provenant d'une pluie suivie d'un regel à environ 30 cm au-dessus du sol. Par la suite, quelques redoux parfois accompagnés de pluie suivis d'épisodes de regels, ont contribué à former des croûtes de pluie et des croûtes de gel-regel. On remarque qu'il y a moins de différences entre les épaisseurs de neige mesurées près de la station 1 et 2 (figures 38 et 39, les symboles utilisés dans ces deux figures font référence au tableau 16) qu'au cours de l'hiver précédent. Cela s'explique probablement par le type de neige qui se trouve à la surface. En effet, la neige à la surface du couvert durant cet hiver était plus dense et la cohésion entre les grains plus élevée, ce qui ne favorisait pas l'érosion des couches de surface par le vent. Puisqu'il y avait moins de redistribution de la neige à la surface, la dynamique d'accumulation était donc plus homogène dans l'ensemble du champs (centre et bordures).

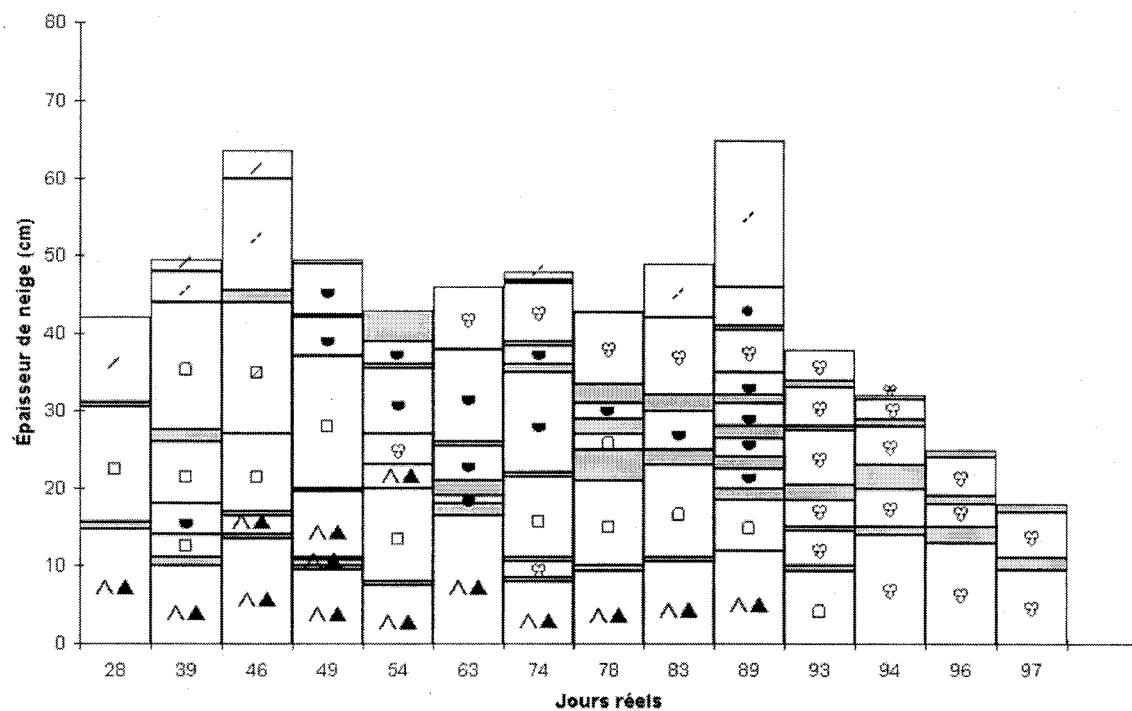


Figure 38 : Série de profils stratigraphiques de la station 1, hiver 2001-2002.

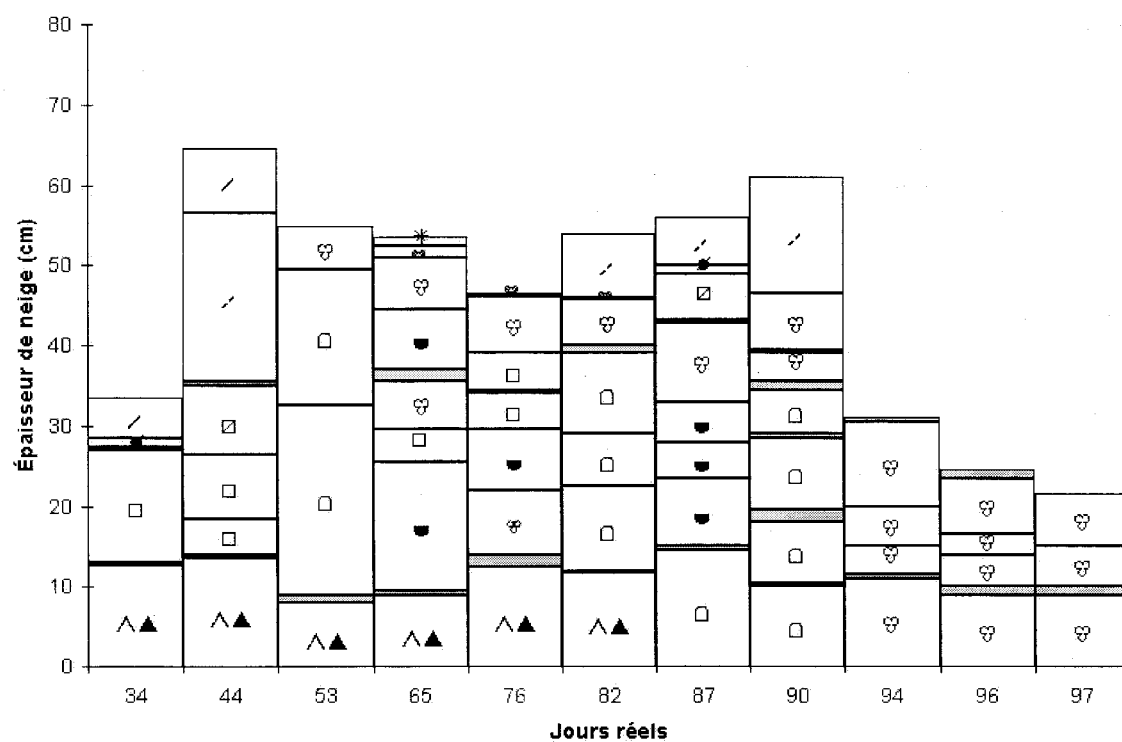


Figure 39 : Série de profils stratigraphiques de la station 2, hiver 2001-2002.

D'autre part, à l'interface sol-neige on retrouve du givre de profondeur jusqu'au commencement de la période de fonte. Nous n'avons donc pas observé de couche de glace basale comme au cours de l'hiver précédent.

Pour effectuer le suivi des couches dans le temps, nous avons utilisé moins de fils de couleurs que pour l'hiver 2000-2001 puisque l'épaisseur du couvert était moindre et que la période d'enneigement a été plus courte (figures 38 et 39). De manière générale, nous observons peu de variations des fils verticalement, c'est-à-dire que les couches semblent s'être peu compactées (figure 40). La dynamique de compaction est assez semblable pour les deux stations, sauf que l'épaisseur de chacune des couches n'est pas la même. L'épaisseur des couches et du couvert est moins importante pour la station 1. D'autre part, le fil brun est demeuré exposé à la surface deux semaines de plus que les autres parce qu'il était posé sur une couche de glace qui favorisait l'érosion des chutes de neige plutôt que leur accumulation.

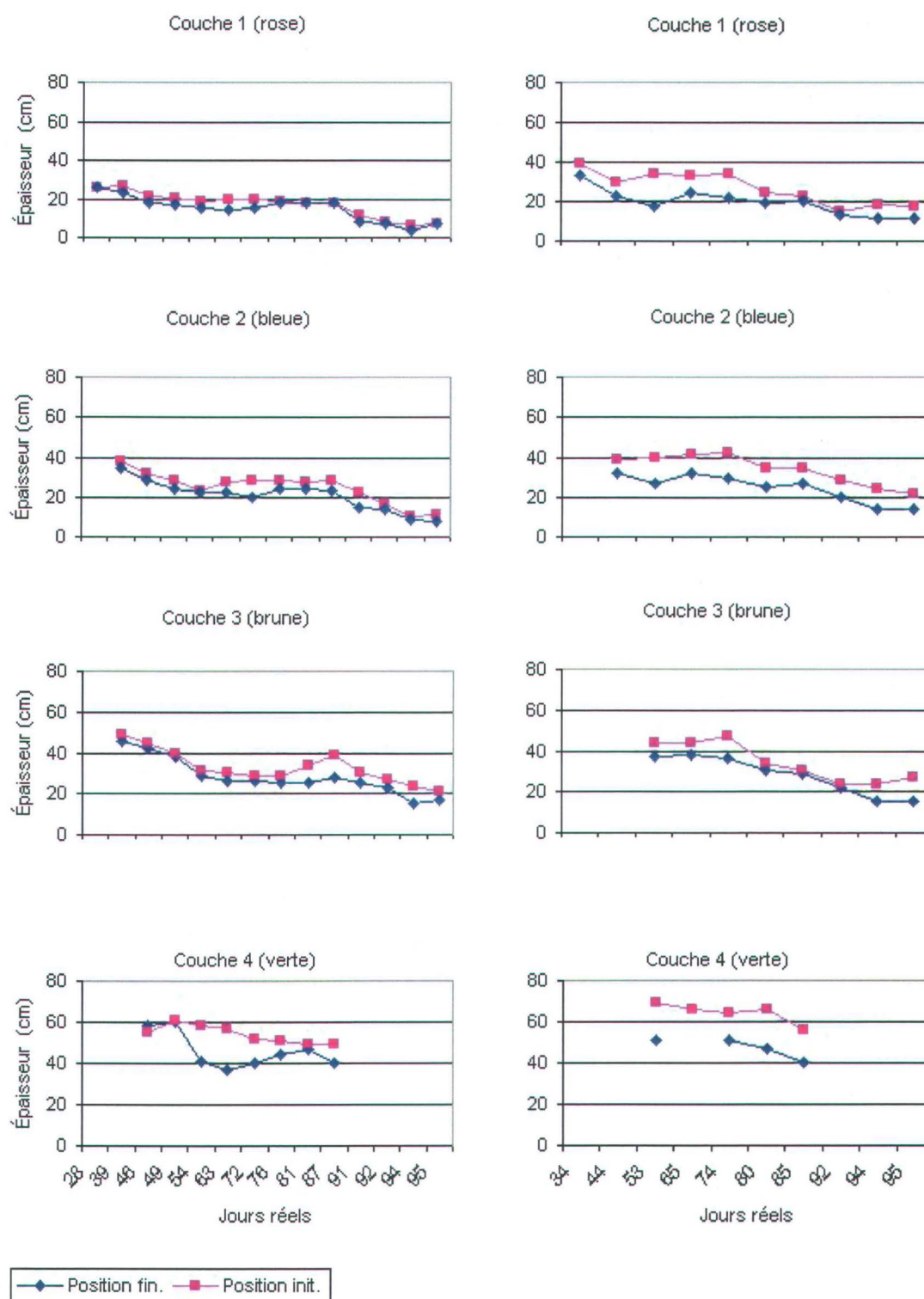


Figure 40 : Historique des couches de neige et tassement du couvert, station 1 et 2, hiver 2001-2002.

Les variations de l'épaisseur de la neige au sol mesurées par les poteaux gradués (figures 41 et 42) démontrent une dynamique d'accumulation de la neige assez semblable entre les deux stations même si nous notons toutefois des différences dans l'épaisseur du couvert de neige.

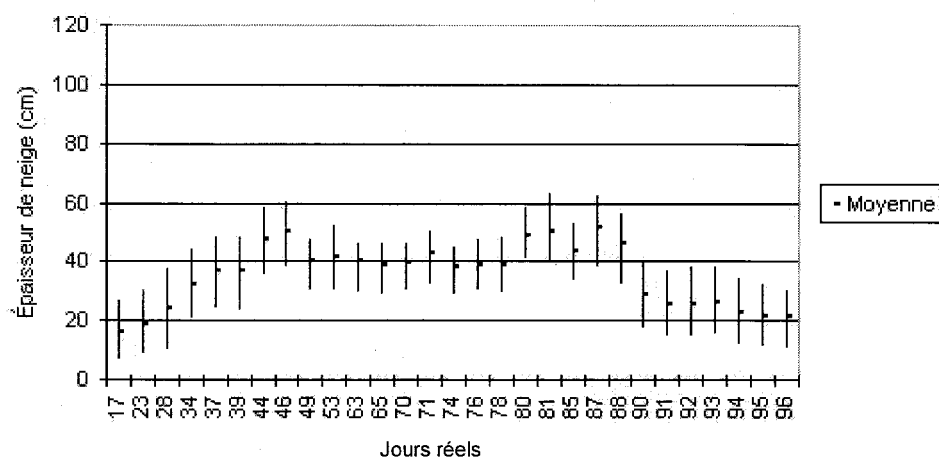


Figure 41 : Variations de l'épaisseur moyenne (cm) du couvert pour les poteaux de 1 à 16, Station 1, hiver 2001-2002.

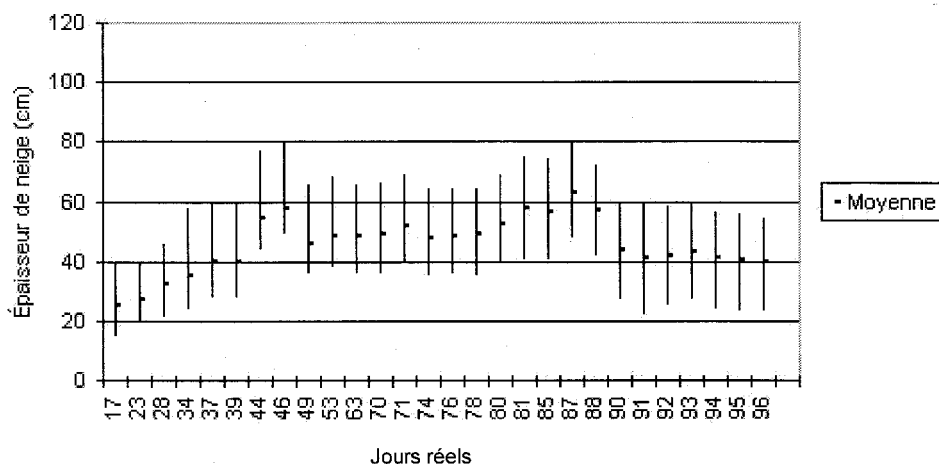


Figure 42 : Variations de l'épaisseur moyenne (cm) du couvert pour les poteaux de 1 à 16, Station 2, hiver 2001-2002.

4.2.3 Propriétés physiques spécifiques des couches de glace

Au cours de cet hiver, nous avons recueillis davantage de mesures spécifiques aux couches de glace, c'est-à-dire des mesures de diffusion, de perméabilité et de microstructure. Nous avons également créé des couches de glace artificielles afin d'en suivre l'évolution au cours de l'hiver.

Le tableau 19 présente l'ensemble des données spécifiques des couches de glace pour l'hiver 2001-2002. Ce tableau indique la localisation de la couche dans le profil, c'est-à-dire la hauteur (cm) de la couche dans le couvert de neige par rapport au sol, la perméabilité (K , m^2) mesurée à l'aide du perméamètre, le coefficient de diffusion du K_r (D_s , $cm^2 s^{-1}$) à travers la glace mesuré par la méthode des chambres de diffusion, la densité de la glace (ρ , $kg m^{-3}$), estimée en fonction du volume et du poids de la glace, la porosité estimée (ϕ), la tortuosité (τ), l'épaisseur de la couche (L , cm) et la dureté (R , N) en utilisant l'indice manuel. Le nombre de répliquats est identifié par le nombre d'apostrophes suivant une lettre majuscule qui identifie chaque couche par date.

Les mesures de perméabilité ont été prises à partir du mois de mars. Les valeurs moyennes obtenues par répliquat, varient entre 0,13 et $32,8 \times 10^{-10} m^2$. Étant donné la quantité restreinte de données, il est difficile de décrire de façon précise comment varie la perméabilité dans le temps et l'espace. Néanmoins, dans l'ensemble, la perméabilité moyenne tend à augmenter légèrement dans le temps.

Tableau 19. Synthèse des données spécifiques des couches de glace, hiver 2001-2002.

Date	Loc.	Répl.	Perméabilité, K ($m^2 \times 10^{-10}$)	Diffusion, D_s ($cm^2 s^{-1}$)	Densité, ρ ($kg m^{-3}$)	Porosité estimée, ϕ	Tortuosité, τ	Épaisseur, L (cm)	Dureté, R (N)
2002-03-12	49	A'	5,25	0,016	0,748	0,185	0,070	1,10	5
	49	A''	1,19	0,029	0,727	0,207	0,096	1,70	5
	49	A'''	---	0,029	0,651	0,290	0,088	1,70	5
	49	A''''	---	0,023	0,520	0,433	0,104	1,00	5
Moyenne	---	---	3,22	0,024	0,661	0,279	0,090	1,38	5
	33	B'	0,13	0,031	0,551	0,399	0,086	1,00	5
	33	B''	0,52	0,028	0,708	0,228	0,025	0,70	5
	33	B'''	5,82	0,014	0,738	0,195	0,024	0,70	5
	33	B''''	---	0,016	0,747	0,185	0,023	0,40	5
Moyenne	---	---	2,16	0,016	0,686	0,252	0,039	0,70	5
	20	C'	3,80	0,050	0,591	0,356	0,079	0,70	5
	20	C''	---	0,061	0,842	0,082	0,018	0,80	5
	20	C'''	---	0,040	0,682	0,256	0,061	1,00	5
Moyenne	---	---	3,80	0,050	0,705	0,231	0,053	0,83	5
2002-03-22	30	A'	12,90	0,025	0,642	0,300	0,062	1,00	5
	30	A''	---	0,047	0,680	0,258	0,100	1,30	5
	30	A'''	---	---	0,642	0,300	0,276	1,30	5
	30	A''''	---	0,047	0,567	0,381	0,147	2,00	5
Moyenne	---	---	12,90	0,036	0,633	0,310	0,146	1,40	5
	20	B'	0,52	0,014	0,844	0,080	0,009	1,00	6
	20	B''	8,44	0,011	0,812	0,115	0,010	0,90	6
	20	B'''	2,21	0,018	0,760	0,171	0,025	1,00	6
	20	B''''	---	0,022	0,844	0,079	0,014	1,20	6
Moyenne	---	---	3,72	0,016	0,815	0,111	0,015	1,03	6
	18	C'	5,50	0,042	0,820	0,106	0,037	0,90	6
	18	C''	---	0,019	0,777	0,153	0,023	0,60	6
	18	C'''	---	0,028	0,788	0,141	0,032	0,90	6
	18	C''''	---	0,023	0,861	0,061	0,011	1,00	6
Moyenne	---	---	5,50	0,030	0,812	0,115	0,026	0,85	6
2002-03-29	30	A'	1,18	0,011	0,816	0,110	0,009	0,40	6
	30	A''	2,20	0,007	0,753	0,178	0,010	0,40	6
	30	A'''	0,36	0,006	0,796	0,132	0,006	0,40	6
	30	A''''	---	0,005	0,756	0,175	0,007	0,30	6
Moyenne	---	---	1,25	0,008	0,780	0,149	0,008	0,38	6
	20	B'	13,40	0,015	0,851	0,072	0,008	0,70	4
	20	B''	22,70	0,022	0,793	0,135	0,023	0,70	4
	20	B'''	32,80	0,048	0,707	0,229	0,085	1,00	4
	20	B''''	---	0,016	0,861	0,061	0,006	1,20	4
Moyenne	---	---	22,97	0,028	0,803	0,124	0,031	0,90	4
	18	C'	3,03	0,013	0,843	0,081	0,017	1,40	6
	18	C''	---	0,028	0,750	0,183	0,078	1,10	6
	18	C'''	---	0,056	0,676	0,262	0,049	1,40	6
	18	C''''	---	0,024	0,782	0,147	0,027	1,30	6
Moyenne	---	---	3,03	0,033	0,763	0,168	0,043	1,30	6

Il n'est pas évident non plus d'établir de relation entre les différents paramètres structuraux et les valeurs de perméabilité et de diffusion. Pour les mesures du coefficient de diffusion, les valeurs mesurées varient entre 0,005 et 0,061 cm²s⁻¹.

Concernant les mesures de microstructure, nous avons pris quelques échantillons mais les résultats ne sont pas assez satisfaisants pour être utilisés (section 5.3.). Même si nous avons jugé préférable de ne pas utiliser ces données, nous avons tout de même fait quelques tests afin de comparer la densité ponctuelle, qui correspond à la porosité mesurée de la glace sur un plan bi-dimensionnelle, avec la porosité estimée. Nous n'avons pas obtenu de relation significative entre les deux séries de valeurs.

Le principal avantage de la porosité mesurée par la section mince est que le volume de glace est mieux circonscrit et par conséquent plus précis. Par contre, la valeur obtenue provient d'un plan et elle n'est pas représentative de l'ensemble de l'échantillon si elle n'est pas reliée à d'autres images par stéréologie, ce qui donne des informations tri-dimensionnelles. Puisque nous ne disposons pas de la série d'images nécessaire pour faire des analyses stéréologiques, nous n'avons pas été en mesure de calculer la porosité par cette méthode. Nous avons plutôt utilisé la porosité estimée à partir de la densité des couches de glace. La porosité estimée offre l'avantage d'être simple à calculer et elle fournit une valeur moyenne pour l'ensemble de la couche. Les valeurs de tortuosité, d'épaisseur et la dureté ont été obtenues selon la méthode décrite dans la section 3.2.

Suite au premier hiver et à la difficulté que représentait le suivi des couches de glace en milieu naturel, nous avons décidé de créer des couches de glaces artificielles contenant un traceur fluorescent. La figure 43 montre les variations de la concentration de traceur (mg L⁻¹) en fonction de l'épaisseur initiale (cm) des couches lors de la fonte massive. Une description plus détaillée des observations faites à l'aide du traceur est présentée à l'appendice 1 par Fortin *et al.* (2002).

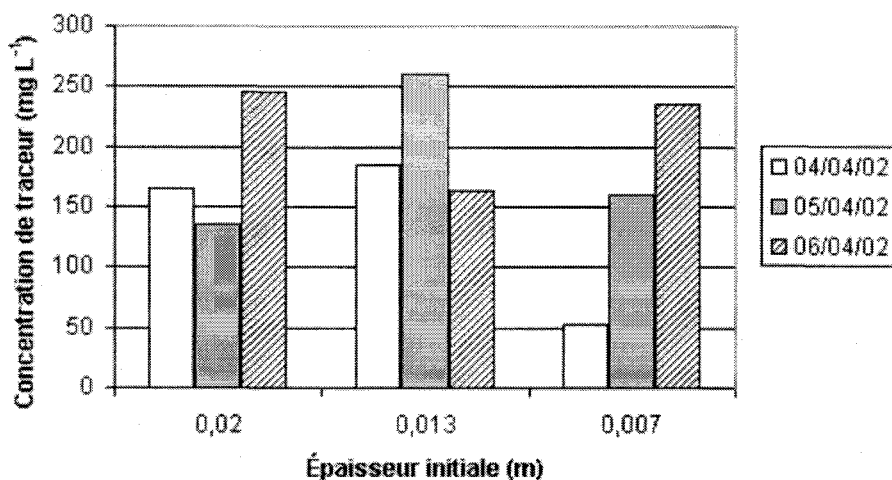


Figure 43 : Variations de la concentration de traceur selon l'épaisseur initiale et la date de collecte.

Le tableau 20 présente les principales caractéristiques des couches de glace artificielles telles que l'épaisseur (m) initiale (lors de l'installation) et finale (lors du prélèvement), la superficie (m²), le volume (m³) et la densité estimée (kg m⁻³) de chaque répliquat.

Tableau 20. Principales caractéristiques morphométriques des couches de glace artificielles, hiver 2001-2002.

Date	Épaisseur initiale (m)	Épaisseur finale (m)	Superficie de surface (m ²)	Volume (m ³)	Densité (kg/m ³)
04/04/02	0,007	0,01	0,2*0,17	0,00034	676,5
05/04/02		0,017	0,185*0,19	0,00060	836,1
06/04/02		0,01	0,19*0,19	0,00036	886,4
04/04/02	0,013	0,015	0,195*0,19	0,00037	910,0
05/04/02		0,025	0,2*0,2	0,00100	640,0
06/04/02		0,015	0,19*0,19	0,00054	886,4
04/04/02	0,02	0,025	0,19*0,19	0,00090	643,0
05/04/02		0,03	0,195*0,19	0,00111	737,7
06/04/02		0,025	0,19*0,195	0,00093	809,9
Moyenne					764,5

* La densité est estimée à partir du volume et du poids de l'échantillon

La figure 44 montre un exemple de l'aspect qu'avait la couche de glace artificielle au moment où elle a été prélevée, c'est-à-dire lors de la période de fonte massive. Au départ, les couches artificielles étaient lisses et carrées avec des bords et des surfaces régulières. Toutefois, suite au cycle de gel-regel, on observe un aspect rugueux et irrégulier de la

surface et des bords de la croûte, ce qui indique un état de désagrégation avancé. Le caractère irrégulier de la croûte à ce moment indique qu'il y a eu une fonte et un regel de ces parties, ce qui inclut également une aggrégation de cristaux de neige provenant des couches avoisinantes.

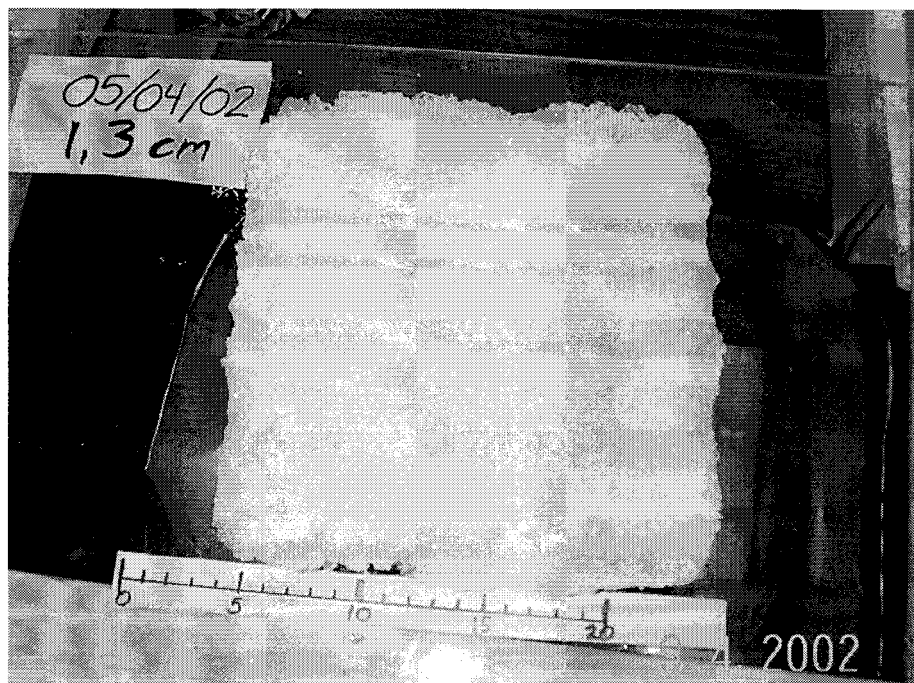


Figure 44 : Exemple d'une couche de glace à la fin de la période de fonte massive.

4.2.4 Profils de concentration de N_2O et de CO_2 dans la neige

La figure 45 présente les profils de concentration du N_2O et du CO_2 pour quatre dates durant l'hiver 2001-2002. Nous ne disposons que de deux dates pour lesquelles des mesures ont été prises dans le couvert nival. Pour les deux autres dates, il s'agit uniquement des profils de concentration dans le sol. Nous observons un faible gradient de N_2O dans le sol pour les trois premières dates de mesures et cela ne semble pas être le cas pour la dernière date. En effet, pour la dernière date, le gradient est très faible. Les gradients dans la neige semblent plutôt faibles. Il ne semble pas y avoir d'augmentation de la production des gaz à l'interface sol-neige tel que ce fut le cas l'hiver précédent. Cela s'explique probablement par l'absence d'une couche de glace basale telle qu'observée à l'hiver 2000-2001.

Épaisseur de neige (cm)

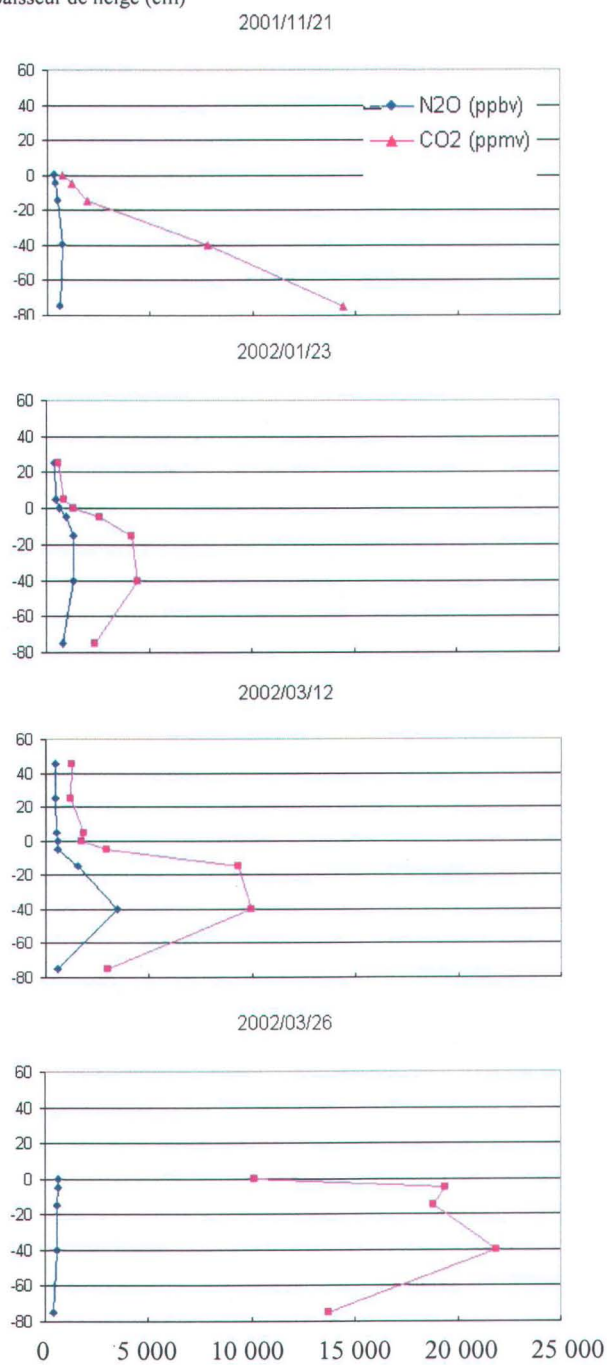


Figure 45 : Profils de concentration de N₂O et de CO₂ dans le sol et la neige, hiver 2001-2002.

4.3 Hiver 2002-2003

4.3.1 Conditions environnementales

Au cours du dernier hiver de mesures, nous avons recueilli moins de données qu'au cours des hivers précédents. Le but principal de ce dernier hiver consistait à raffiner et à valider nos méthodes et nos instruments en faisant l'acquisition de données supplémentaires. Nous avons donc effectué un total de 35 jours de collecte de données entre le 18 décembre 2002 et le 27 mars 2003. Au cours de cette période, nous avons réalisé des profils stratigraphiques à proximité de la station 1.

L'accumulation de neige au sol (figure 46) pour l'hiver 2002-2003 a débuté dès la mi-décembre et la fonte massive du couvert a eu lieu presque deux semaines plus tôt que pour les deux hivers précédents. Même si la quantité de précipitation tombée est comparable, voire même supérieure à celle des années précédentes, l'accumulation au sol n'est pas supérieure pour autant. À la fin décembre, un redoux (figure 47) accompagné de précipitations mixtes sous forme de pluie et de pluie verglaçante a entraîné la formation d'une croûte de glace épaisse à la surface. Par la suite, les mois de janvier et de février ont été particulièrement froids (figure 47) et aucune précipitation liquide n'est tombée durant ces deux mois. Les basses températures ont maintenu la surface du couvert nival sèche, ce qui n'a pas favorisé la cohésion entre la croûte de surface et les chutes de neige subséquentes. Le rayonnement solaire incident (figure 48) semble être légèrement plus faible qu'au cours des premiers hivers de l'étude, du moins pour la période précédant la fonte. De plus, les épisodes de forts vents (figure 49) ont contribué à redistribuer les chutes de neige fraîche sur la croûte de surface. L'ensemble de ces événements a fait que cette couche de glace est demeurée à la surface durant une longue période (du début janvier jusqu'aux environs du 20 mars).

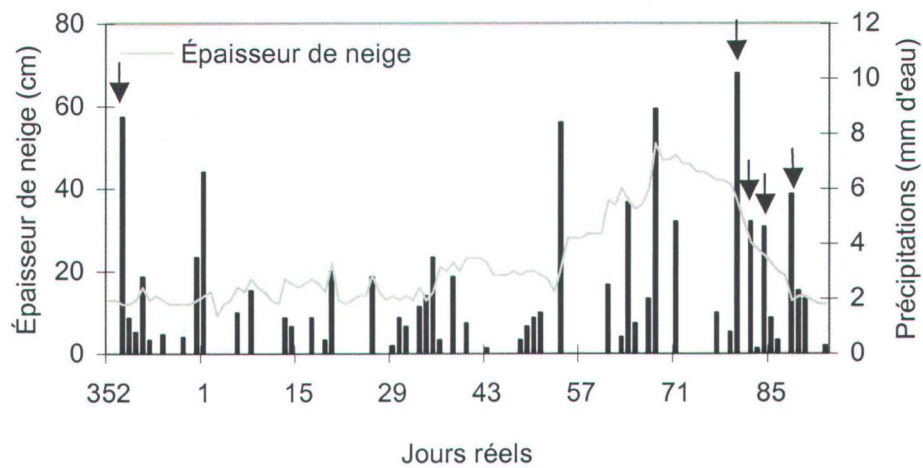


Figure 46 : Variations de l'épaisseur moyenne journalière de neige au sol et de la quantité de précipitation moyennes journalières (↓ précipitations sous forme de pluie) au cours de l'hiver 2002-2003.

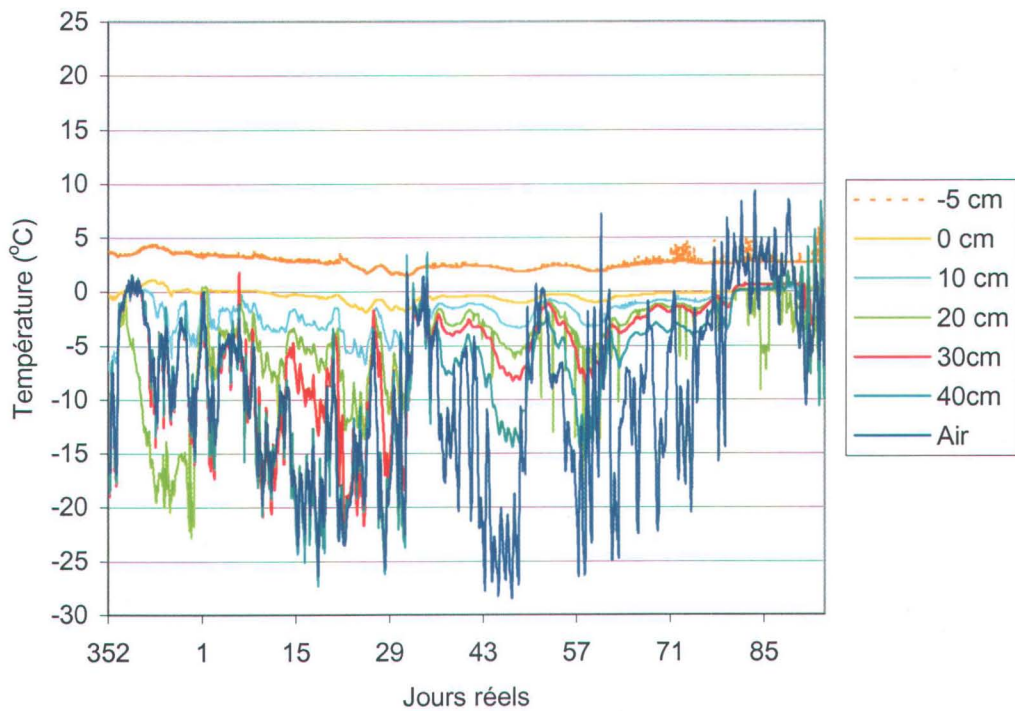


Figure 47 : Fluctuations des températures dans l'air et la neige au cours de l'hiver 2002-2003.

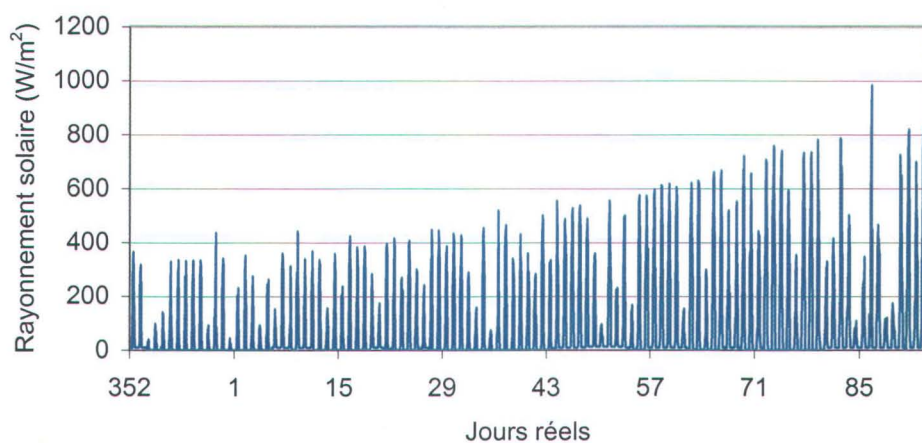


Figure 48 : Mesures du rayonnement solaire moyen journalier au cours de l'hiver 2002-2003.

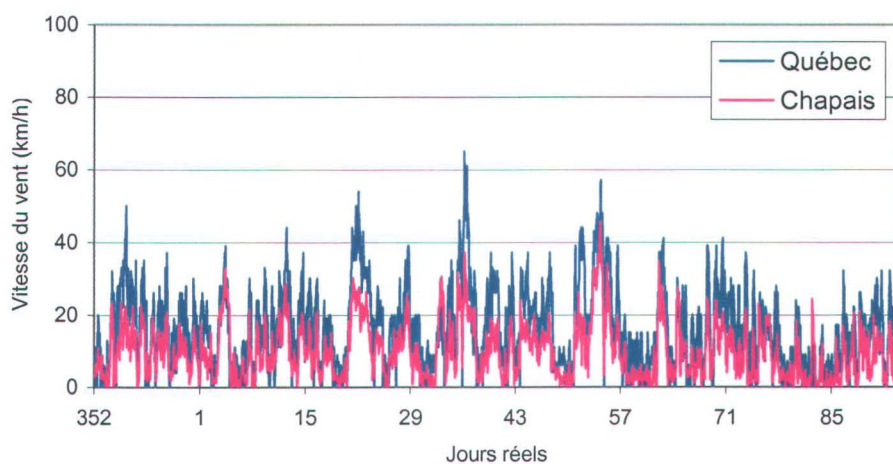


Figure 49 : Vitesse moyenne journalière du vent à l'hiver 2002-2003.

4.3.2 Conditions de neige au sol

Tel que mentionné dans la section 4.3.1., la présence d'une croûte de glace à la surface du couvert combinée aux autres variables météorologiques n'a pas favorisé l'accumulation de neige à la surface du couvert. Les chutes de neige qui sont survenues au mois de janvier et de février ont subi beaucoup de redistribution par le vent. Cette croûte de glace qui s'est formée à la fin décembre se distingue bien des autres (figure 50, les symboles utilisés dans cette figure font référence au tableau 16). Elle est demeurée entre 10 et 20

cm dans le couvert de neige pour la durée de l'hiver. Nous remarquons qu'il n'y a qu'une seule couche de neige éolisée au-dessus de la croûte même s'il y a plusieurs chutes de neige au mois de janvier. Ces précipitations finissaient toujours par être érodées et redistribuées. En effet, durant tout le mois de janvier, il était possible de distinguer la présence de cette croûte qui affleurerait à la surface par endroits. L'irrégularité de la surface (en forme de vagues) au moment où la couche de glace s'est formée a entraîné une accumulation partielle et irrégulière du couvert. Les zones creuses se sont remplies et les arêtes sont demeurées exposées à la surface. Ce n'est réellement qu'à partir de la deuxième semaine de février, suite à une chute de neige abondante, que l'ensemble de la croûte de glace a été ensevelie.

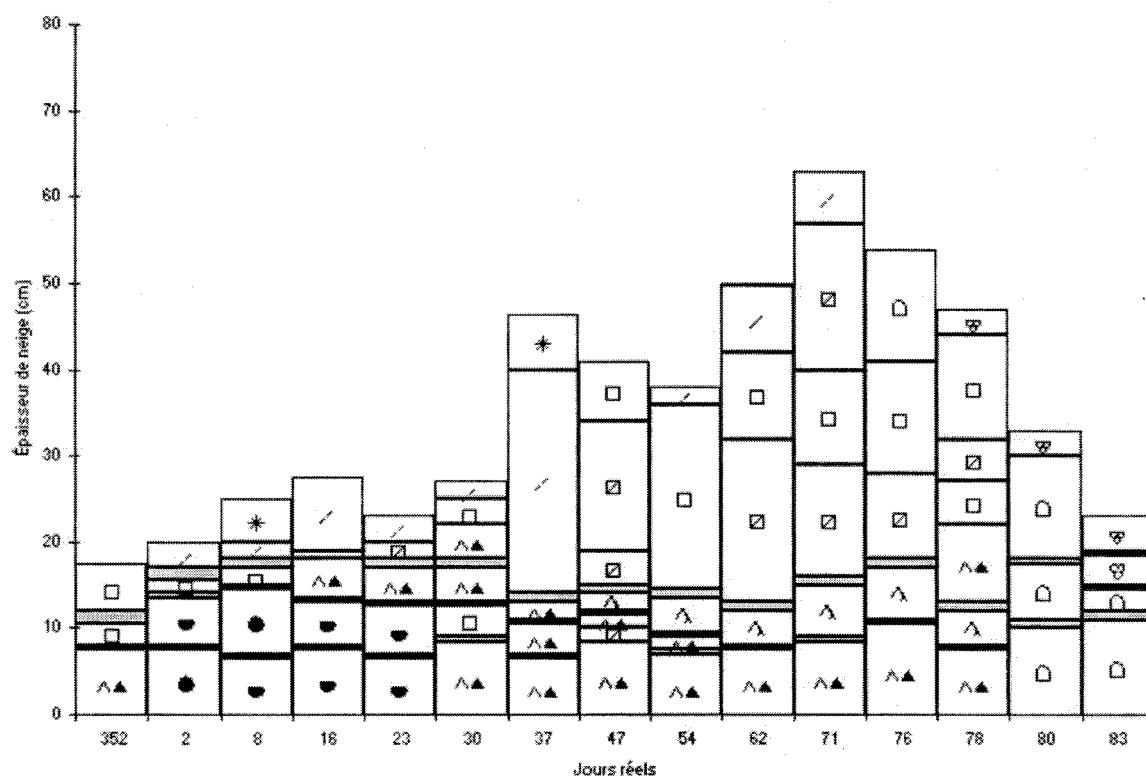


Figure 50 : Série de profils stratigraphiques de la station 2, hiver 2002-2003.

La présence de givre de profondeur et de colonnes de givre en dessous des couches de glace indique que ces couches ont une faible perméabilité. Les couches de glace limitent les échanges entre le sol et l'atmosphère, incluant le transport de vapeur d'eau. Le fort

gradient de température présent dans le couvert durant les mois de janvier et février combiné à la présence de croûtes peu perméables ont contribué à la formation de givre de profondeur et de colonnes de givre, juste en dessous des couches de glace.

L'hiver 2002-2003 a été un hiver froid avec peu d'épisodes de pluie et de redoux (figures 46 et 47). Les normales des températures moyennes journalières pour la région de Québec pour les mois de janvier et février sont de $-12,8^{\circ}\text{C}$ et $-11,1^{\circ}\text{C}$ (tableau 15) et les températures moyennes journalières mesurées à la station météorologiques de notre site d'étude étaient respectivement de $-13,6^{\circ}\text{C}$ et $-12,3^{\circ}\text{C}$ donc légèrement sous les normales. Les basses températures n'ont donc pas été particulièrement favorables à la formation de masses de glace. Les seules masses de glace observées dans le couvert, mis à part celles discutées plus haut, ne sont apparues dans le couvert que lors de la période de fonte massive (processus de dégel-regel). La figure 51 montre les variations de l'épaisseur du couvert au cours de l'hiver. Cette figure montre notamment la faible épaisseur moyenne du couvert de neige de la fin décembre jusqu'au mois de février comparativement à la couverture de neige moyenne mesurée à l'aéroport de Québec (tableau 15).

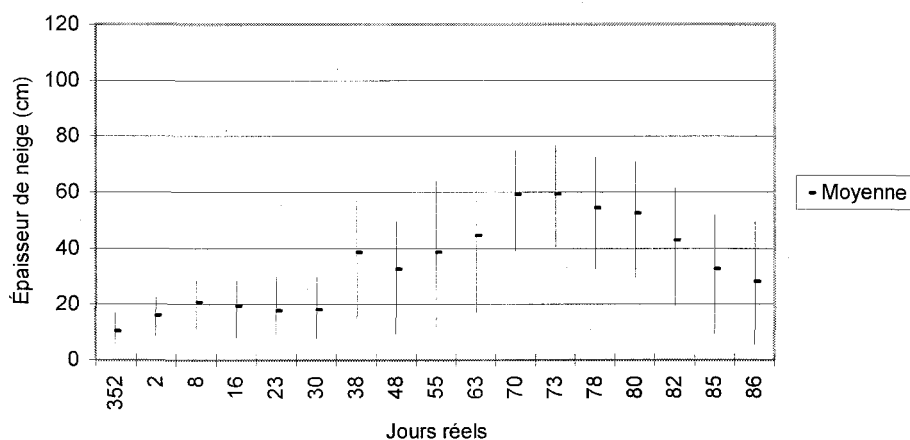


Figure 51 : Variations de l'épaisseur moyenne du couvert pour les poteaux de 1 à 16, station 1, hiver 2002-2003.

4.3.3 Propriétés physiques spécifiques des couches de glace

L'ensemble des données spécifiques aux propriétés physiques des masses de glace que nous avons recueillies au cours de l'hiver 2002-2003 est synthétisé dans le tableau 21. Il s'agit essentiellement des mêmes paramètres qui ont été mesurés au cours de l'hiver précédent (tableau 19). Les valeurs de perméabilité mesurées varient entre 0,014 et $35,3 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. Les valeurs du coefficient de diffusion oscillent entre 0,002 et $0,0246 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

Tableau 21. Synthèse des données spécifiques des couches de glace, hiver 2002-2003.

Date	Loc.	Répl.	Perméabilité, K ($m^2 \times 10^{-10}$)	Diffusion, D_s ($cm^2 s^{-1}$)	Densité, ρ ($kg m^{-3}$)	Porosité estimée, ϕ	Tortuosité, τ	Épaisseur, L (cm)	Dureté, R (N)
2003-01-24	18	A'	0,06	---	0,540	0,411	0,022	1,00	6
	18	A''	---	0,025	0,707	0,229	0,046	1,20	6
	18	A'''	0,08	0,022	0,693	0,244	0,045	1,00	6
	18	A''''	0,07	0,024	0,707	0,229	0,044	1,00	6
Moyenne	---	---	0,07	0,019	0,662	0,278	0,039	1,05	6
	13	B'	3,87	0,006	0,780	0,150	0,008	0,60	6
	13	B''	4,27	0,010	0,778	0,151	0,013	0,50	6
	13	B'''	2,83	0,011	0,558	0,358	0,033	0,50	6
	Moyenne	---	3,66	0,009	0,715	0,220	0,018	0,53	6
2003-02-13	15	C'	2,49	0,019	0,777	0,153	0,024	1,30	6
	15	C''	---	0,017	0,719	0,216	0,030	1,50	6
	15	C'''	---	0,002	0,773	0,157	0,003	1,30	6
	15	C''''	---	0,022	0,813	0,113	0,020	1,20	6
	15	C'''''	0,41	0,013	0,753	0,179	0,020	1,30	6
	15	C''''''	0,07	0,011	0,780	0,149	0,013	0,80	6
Moyenne	---	---	0,99	0,014	0,769	0,161	0,018	1,07	6
2003-03-13	16	D'	0,12	---	0,749	0,183	---	1,00	6
	16	D''	0,03	---	0,766	0,165	---	1,00	6
	16	D'''	0,02	---	0,770	0,160	---	1,00	6
	16	D''''	0,02	---	0,842	0,082	---	0,80	6
Moyenne	---	---	0,05	---	0,782	0,148	---	0,95	6
	9	E'	4,8	---	0,542	0,408	---	1,00	5
	9	E''	1,6	---	0,753	0,178	---	1,00	5
	9	E'''	1,4	---	0,732	0,202	---	0,70	5
	Moyenne	---	2,58	---	0,676	0,263	---	0,90	5
2003-03-20	13	F'	0,08	---	0,884	0,036	---	0,60	6
	13	F''	0,04	---	0,877	0,044	---	0,80	6
	13	F'''	0,03	---	0,879	0,042	---	0,70	6
	13	F''''	0,01	---	0,909	0,008	---	0,90	6
	13	F'''''	0,06	---	0,877	0,044	---	0,80	6
Moyenne	---	---	0,11	---	0,885	0,035	---	0,76	6
2003-03-28	42	G'	0,84	---	0,837	0,087	---	0,90	6
	42	G''	0,37	---	0,907	0,010	---	1,00	6
	42	G'''	0,19	---	0,812	0,114	---	0,80	6
	42	G''''	0,67	---	0,873	0,048	---	0,90	6
Moyenne	---	---	0,52	---	0,858	0,065	---	0,90	6
	34	H'	6,95	---	0,520	0,433	---	2,50	4
	34	H''	35,3	---	0,585	0,362	---	2,00	4
	34	H'''	17,8	---	0,660	0,281	---	1,30	4
Moyenne	---	---	20,03	---	0,588	0,359	---	1,93	4

Au cours de cet hiver, nous avons répété notre expérience avec l'utilisation de couches de glace artificielles afin d'observer les modifications morphométriques et structurales, incluant les variations de la perméabilité de ces couches ainsi que les patrons d'écoulement de l'eau au travers du couvert. Tel qu'expliqué dans la section 3.2.7, des modifications à la méthode ont été apportées. Le tableau 22 montre les concentrations de traceur contenu dans les couches de glace artificielles (initialement toutes semblables) au moment de leurs collectes, ainsi que la concentration du traceur présente dans l'eau de fonte recueillie par son lysimètre sous-jacent. La charge de traceur est représentée dans le tableau 22. Elle représente la concentration de traceur (g L^{-1}) contenue dans le volume d'eau de fonte (L) recueilli. Quelques problèmes sont survenus et sont discutés dans la section 5.4.3, ce qui explique l'absence de certaines valeurs dans le tableau 22.

Tableau 22. Données concernant les concentrations de traceur au cours de l'hiver 2002-2003.

Dates	No. de couche	Concentration de la couche g L^{-1}	Concentration de l'eau de fonte g L^{-1}	Charge de l'eau de fonte g
24/02/2003	A	0,720	*	*
04/03/2003	B	0,527	*	*
13/03/2003	C	0,686	*	*
22/03/2003	D	0,432	0,0030	****
22/03/2003	E	**	0,0046	****
22/03/2003	F	0,358	0,0021	****
22/03/2003	G	***	0,0015	****
25/03/2003	H	0,391	0,0018	0,007
25/03/2003	I	**	0,0034	0,011
25/03/2003	J	0,330	0,0026	0,006
26/03/2003	K	0,056	0,0044	0,023
26/03/2003	L	0,294	0,0052	0,021
26/03/2003	M	0,312	0,0062	0,037
27/03/2003	N	0,420	0,0051	0,031
27/03/2003	O	**	0,0032	0,013
27/03/2003	P	**	0,0060	0,018

* Pas d'eau liquide dans le couvert de neige.

** Pas de mesure disponible.

*** Couche de glace désagrégée.

**** Pas d'échantillonnage.

Il n'y pas eu d'infiltration d'eau de fonte contenant du traceur dans le couvert avant le 20 mars en raison des basses températures de l'air et des couches dans le couvert (figure 47).

Toutefois, l'averse du 20 mars et les hausses de températures pour cette journée et les suivantes ont entraîné une fonte du couvert et une désagrégation rapide des couches de glace artificielles. Le 22 mars, quatre couches ont été prélevées. Une d'entre elles (couche G) était complètement désagrégée et il ne restait que quelques vestiges (grains de glace grossiers) nous indiquant qu'il y avait eu présence d'une couche de glace à cet endroit. Nous n'avons pas non plus observé la présence de traceur en dessous de la couche. Étant donné la quantité importante d'eau de fonte recueillie dans le lysimètre, il semble que cette couche était située dans une zone d'écoulement préférentielle. La présence d'eau liquide et la température élevée du couvert (isothermique) ont favorisé la désagrégation complète de la couche de glace. L'eau de fonte a lessivé les couches de neige sous-jacentes, entraînant le traceur dans le lysimètre. Sous la couche E, il y avait présence de chenaux d'écoulement bien définis indiquant clairement une diminution momentanée de la perméabilité de la couche de glace artificielle. Cette couche E est particulièrement intéressante puisqu'elle démontre clairement, de façon visuelle, la variabilité de la perméabilité des couches de glace. En effet, contrairement aux observations faites au cours de l'hiver 2001-2002 où des chenaux d'écoulement sous-jacents étaient observés, la présence de ces chenaux sous les couches de glace en « sandwich » nous permet de s'assurer qu'il ne s'agit pas de lessivage de surface mais bien d'une diminution de la perméabilité de la glace. Cette couche E démontre concrètement que le fait d'utiliser une couche en « sandwich » permet d'éviter le lessivage de surface, indiquant ainsi uniquement la présence de traceur sous la couche lorsque la perméabilité de la couche augmente. Lorsque la perméabilité de la couche augmente suffisamment, elle permet à l'eau de fonte de passer au travers de la couche et au traceur d'être lessivé.

Toutes les couches de glace artificielles étaient situées à environ 30 cm au-dessus du sol. Il a donc fallu les retirer du couvert avant qu'elles n'affleurent à la surface et qu'elles ne soient exposées au rayonnement solaire. Étant donné que la fonte s'est faite très rapidement (suite au 20 mars), nous avons prélevé plus d'une couche (environ 3) lors de chaque jour de collecte.

4.3.4 Profils de concentration de N₂O et de CO₂ dans la neige

De manière générale, nous avons observé la présence de gradients de concentration des gaz à compter du début de l'échantillonnage à la mi-février jusqu'à la période de fonte. La figure 52 montre les gradients de concentration du N₂O et du CO₂ au cours de l'hiver 2002-2003. On remarque que lors des deux premières dates de collecte (18 décembre et 23 janvier) il n'y avait pas de gradients de concentration ni dans le sol, ni dans la neige. Par contre, pour les dates des 17 février, 11 mars, 20 mars et 28 mars, nous avons constaté la présence de gradients de concentration dans le sol et la neige. Les mesures du 17 février (température moyenne journalière de -19,1°C) et du 11 mars (température moyenne journalière de -9,9°C) correspondent à deux dates où les températures de l'air et du sol étaient sous le point de congélation en période froide. Les mois de janvier et février ont été particulièrement froids avec des températures moyennes quotidiennes de -13,6°C et -12,3°C, ce qui est légèrement sous les normales qui sont respectivement de -12,8°C et de -11,1°C (tableau 15). Ces basses températures ont contribué à maintenir les températures du sol et du couvert assez basses (figure 47). Il est donc possible que la couche de sol située à l'interface sol-neige ait gelé. Cela pourrait expliquer l'augmentation de la concentration de gaz à l'interface sol-neige. Ce pic de concentration est semblable à celui observé à l'hiver 2000-2001 (figure 33) lorsqu'une épaisse couche de glace basale était présente au sol. Cependant, à l'hiver 2002-2003, aucune couche de glace basale n'a été observée. Toutefois, la présence d'une couche de sol gelé à la surface aurait pu jouer un rôle similaire et expliquer le pic de concentration observé à l'interface sol-neige au mois de février-mars.

D'autre part, le couvert de l'hiver 2002-2003 contenait peu de couches de glace. Pour les gradients de concentration des gaz dans le couvert de neige (figure 52) observés au mois de février et mars, il ne semble pas que ces gradients soient particulièrement influencés par la présence des quelques couches et croûtes de glace présentes dans le couvert.

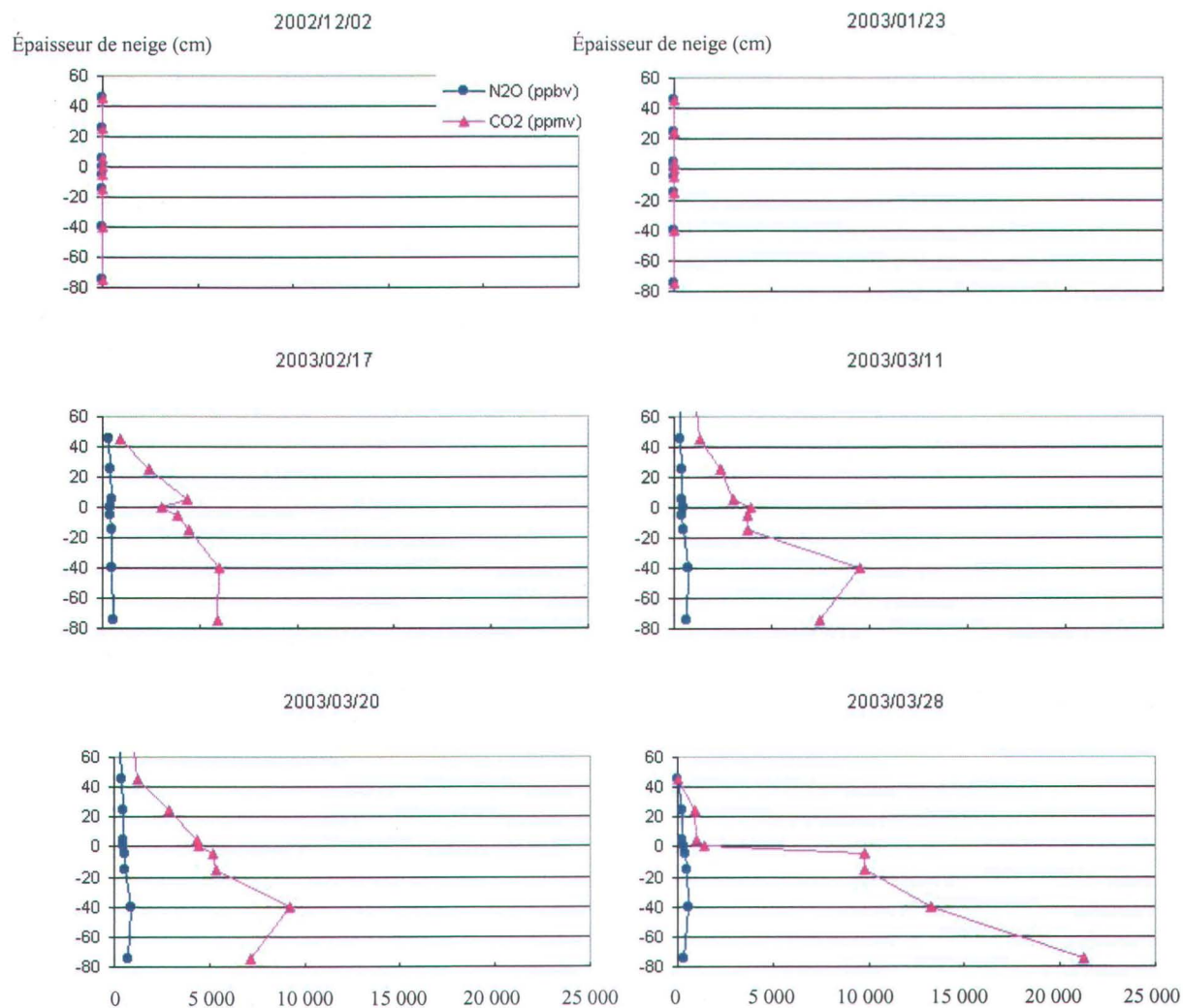


Figure 52 : Profils de concentration de N₂O et de CO₂ dans le sol et la neige, hiver 2002-2003.

5 DISCUSSION

La présente section vise essentiellement à discuter l'ensemble des répercussions et influences que peuvent avoir les masses de glace sur l'environnement sol-neige-atmosphère. Nous aborderons donc dans un premier temps les mécanismes par lesquels les masses de glace peuvent modifier les échanges gazeux dans le couvert neigeux. Dans un second temps, nous discuterons de l'influence de ce type de couches de glace sur l'infiltration de l'eau ainsi que de la relation qui existe entre la perméabilité et la diffusion. Par la suite, nous ferons une ébauche des processus de formation, d'évolution et de désagrégation des couches de glace suite aux observations que nous avons faites au cours des trois hivers de l'étude. Finalement, nous discuterons des problèmes rencontrés au cours de la réalisation de nos travaux de recherche.

5.1 Processus de diffusion des gaz

On assume généralement que les échanges gazeux à travers la neige se font principalement grâce au processus de diffusion. C'est pour cette raison que nous avons décidé de quantifier ce processus dans le cadre de cette thèse. Par contre, il a également été démontré que la convection (Sturm et Johnson, 1991) et la ventilation (Colbeck, 1989, Albert *et al.*, 1995 ; 1996 ; 2002) peuvent aussi jouer un rôle important dans les échanges gazeux qui se produisent à travers le couvert nival. Même si nous ne discutons pas de la convection et de la ventilation dans le cadre de nos travaux, nous savons l'importance que peuvent avoir ces autres processus sur les échanges gazeux entre le sol, la neige et l'atmosphère.

Tel que démontré dans les sections précédentes, il semble en effet que les couches de glace peuvent modifier le processus de diffusion dans le couvert neigeux. Il a été mentionné dans de nombreuses études que les couches de glace présentes dans le couvert nival semblaient influencer les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère. Par exemple, Melloh et Crill (1995) avaient remarqué, lors d'une expérience *in situ* dans un

fen situé dans l'Est des États-Unis, que les mesures de CO₂ dans le couvert de neige semblaient être affectées par la présence de couches de glace. Nos observations nous indiquent que les échanges gazeux sont modifiés, c'est-à-dire que la vitesse de diffusion peut être ralentie par la présence des croûtes de surface et par des couches de glace. Toutefois, les gaz ne semblent pas être retenus complètement sous ces couches sauf s'il s'agit d'une épaisse couche de glace basale relativement homogène. Néanmoins, nos observations ne s'appliquent probablement pas pour la plupart des milieux forestiers où les troncs des arbres jouent le rôle de cheminées par lesquelles les gaz peuvent s'échapper.

Un autre point à considérer est que les faibles gradients de concentration de gaz qui sont mesurés dans le couvert neigeux semblent être le résultat d'une faible production en provenance du sol (Winston *et al.*, 1995) plutôt que le résultat de l'influence des propriétés physiques de la neige (Hardy *et al.*, 1995). Par contre, durant la période de fonte printanière, on note une augmentation de la disparité spatiale des flux de CO₂ ce qui peut alors s'expliquer principalement par la présence de masses de glace qui complexifient alors les échanges gazeux. Les concentrations de CO₂ les plus élevées qui ont été mesurées par Winston *et al.* (1995) étaient celles provenant des puits d'écoulement situés le long des troncs d'arbre. Par contre, les flux les plus faibles ont été mesurés aux endroits où il y avait des couches de glace. Nos observations faites lors des mesures des gradients de concentration de gaz dans la neige semblent en accord avec les observations de Winston *et al.*, 1995 et de Hardy *et al.*, 1995. C'est en effet lorsqu'il y avait présence d'une épaisse couche de glace basale (hiver 2000-2001) que les gradients de concentrations dans le sol et la neige étaient les plus élevés. Les gradients dans la neige étaient tout de même relativement faibles en comparaison avec ceux observés dans le sol. La couche de glace basale servait donc de barrière entre le sol et la neige. Ceci indique que la diffusion se produit dans le couvert de neige même s'il y a des couches de glace à l'intérieur du couvert.

Le tableau 23 montre les coefficients de variation des concentrations pour le N₂O et le CO₂ en fonction des différentes profondeurs et dates.

Tableau 23. Coefficients de Variation (CV) des concentrations de N₂O et de CO₂ pour différentes profondeurs et dates.

		CV, %								
	Date	-0,75 m	-0,40 m	-0,15 m	-0,05 m	0 m	0,05 m	0,25 m	0,45 m	0,65 m
N ₂ O										
2001										
Période froide	Janvier 25	87	63	138	87	42	34	6	9	-
Période froide	Février 22	88	92	168	9	185	91	28	12	-
Période de fonte diurne	Mars 22	140	65	124	99	226	8	10	10	-
Période mi-fonte	Avril 4	141	161	84	97	198	9	6	-	-
Fin période de fonte	Avril 11	104	158	112	77	186	7	7	-	-
2001-2002										
Période froide	Novembre 21	65	117	102	57	20	-	-	-	-
Période froide	Janvier 23	65	78	71	69	45	24	4	-	-
Période froide	Mars 12	33	89	91	24	35	10	23	11	-
Période de fonte diurne	Mars 26	97	113	75	108	106	-	-	-	-
2002-2003										
Période froide	Décembre 18	16	24	36	34	13	14	10	-	-
Période froide	Janvier 23	98	63	82	61	66	73	115	-	-
Période froide	Février 17	98	98	59	57	82	64	87	40	-
Période froide	Mars 11	63	54	58	71	75	83	67	55	23
Période initiale de fonte	Mars 20	71	67	31	44	52	49	74	35	11
Période de fonte intense	Mars 28	164	123	173	122	39	33	17	-	-
CO ₂										
2001										
Période froide	Janvier 25	61	77	101	113	81	40	14	22	-
Période froide	Février 22	60	82	157	29	118	97	76	85	-
Période de fonte diurne	Mars 22	101	68	136	111	120	43	35	35	-
Période mi-fonte	Avril 4	154	125	101	173	66	49	10	-	-
Fin période de fonte	Avril 11	138	141	136	192	57	12	8	-	-
2001-2002										
Période froide	Novembre 21	171	243	79	111	112	-	-	-	-
Période froide	Janvier 23	101	53	57	45	68	12	3	-	-
Période froide	Mars 12	98	38	54	62	43	40	38	3	-
Période de fonte diurne	Mars 26	167	122	146	157	200	-	-	-	-
2002-2003										
Période froide	Décembre 18	100	82	77	34	31	16	1	-	-
Période froide	Janvier 23	40	51	53	52	40	68	65	-	-
Période froide	Février 17	61	49	28	30	28	37	30	13	-
Période froide	Mars 11	51	39	34	27	36	30	33	9	9
Période initiale de fonte	Mars 20	52	42	25	42	42	31	46	21	19
Période de fonte intense	Mars 28	26	72	70	38	23	18	10	-	-

On remarque que les coefficients de variation sont surtout élevés en dessous de l'interface sol-neige. Cela s'explique par la production des gaz dans le sol qui est particulièrement sensible aux conditions environnementales. En effet, il a déjà été démontré que la production et l'émission des gaz à effet de serre varient grandement à

une petite échelle spatiale (locale). Par contre, ces processus en conditions hivernales sont encore peu étudiés et mal compris (van Bochove *et al.*, 2001).

En complément aux mesures des gradients de concentration présentés ci-haut, nous avons mesuré le coefficient de diffusion du Kr au travers de couches de glace naturelles. En effet, la première série de mesures nous fournit une idée d'ensemble du processus de diffusion des gaz au travers du couvert en entier. La deuxième série de données nous fournit des indications plus spécifiques sur certaines couches en particulier. Ainsi, en analysant les gradients de concentration et les coefficients de diffusion des couches de glace, il est possible d'en tirer certaines conclusions. Au cours de l'hiver 2001-2002 nous avons des mesures des gradients de concentration pour le 12 mars et nous avons des mesures du coefficient de diffusion pour le 11 mars. Nous observons un faible gradient de concentration dans la neige et les D_s mesurés sur des couches de glace à trois profondeurs différentes sont assez faibles, indiquant que le processus de diffusion devrait être assez faible. Toutefois, ce qui complexifie notre interprétation est la présence possible de discontinuités dans les couches de glace ce qui peut permettre aux gaz de s'échapper plus rapidement par ces endroits. L'exemple précédent démontre d'une part que les D_s mesurés sont faibles et qu'ils signifient que les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère devraient être ralentis et faibles. D'autre part, ils indiquent également que les échanges se produisent et qu'il n'y a pas de rétention complète des gaz sous ces couches. Cela explique donc pourquoi les gradients de concentration dans la neige sont faibles et non nuls. En effet, les échanges gazeux sont limités mais il se produisent. De plus, la présence de discontinuités dans ces couches devrait permettre l'augmentation de la vitesse d'échange entre le sol et l'atmosphère.

van Bochove *et al.* (1998) ont estimé que les D_s pour des sols agricoles variaient entre 0,0077 et 0,0174 cm² s⁻¹. Le D_s le plus faible mesuré dans la glace (0,006) correspond au D_s d'un sol sablonneux peu compact (0,0077). D'autre part, Winston *et al.* (1995) ont mesuré le D_s pour le CO₂ au travers de couches de neige plus ou moins denses et ils ont obtenu des valeurs se situant entre 0,02 et 0,5 cm² s⁻¹. Leurs valeurs les plus faibles correspondent à des couches de neige très compactes. Pour notre part, les résultats que

nous avons obtenus pour le D_s du Kr au travers de couches de glace naturelles (tableau 24) varient entre 0,006 et 0,41 $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$. Il existe des différences entre les méthodes utilisées précédemment et celles que nous avons employées, notamment en ce qui a trait au type de gaz utilisé et aux conditions dans lesquelles les mesures ont été prises (température, pression), etc. Néanmoins, la limite inférieure se situe à proximité de celle d'un sol peu consolidé et la limite supérieure près de celle d'une couche de neige très compacte.

Tableau 24. Coefficients de diffusion du Kr, D_s , au travers des couches de glace.

Dates	Localisation dans le couvert (cm)*	D_s ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)	CV (%)
2002-03-11	49	0,041	15,0
	33	0,021	16,1
	20	0,022	23,0
2002-03-22	30	0,024	32,8
	20	0,017	19,4
	18	0,020	25,0
2002-03-29	30	0,006	26,0
	20	0,017	9,2
	18	0,016	32,6
2003-01-24	17	0,019	33,0
	12,5	0,009	21,7
2003-02-13	14	0,014	36,8

* La localisation des couches dans les profils stratigraphiques fait référence aux figures 38, 39 et 52.

5.2 Processus d'écoulement de l'eau au travers du couvert

Tel que mentionné précédemment, les masses de glace qui sont présentes dans le couvert sont beaucoup moins perméables que les couches de neige avoisinantes et c'est pour cette raison qu'elles contrôlent la perméabilité d'ensemble du couvert. Un des défis que représenter l'étude de la perméabilité est de réussir à mieux comprendre sa complexité et sa relation avec les autres paramètres structuraux de la neige. Jusqu'à ce jour, il a été démontré que la densité de la neige et des couches de glace ne constitue pas un bon indicateur de la perméabilité (Albert *et al.*, 2000b; 2002). La perméabilité est liée davantage aux caractéristiques des grains, donc à la microstructure de la neige. Étant donné que nous avons estimé les paramètres structuraux (section 2.2.4), il est difficile d'établir une relation entre la perméabilité et les aspects structuraux de la glace qui n'ont

pas été mesurés directement par stéréologie. Toutefois, tel que mentionné par Jones *et al.*, (1999), l'utilisation de la méthode d'estimation de la porosité de la neige et de la glace (2-11) représente une alternative plus simple et qui fournit des résultats satisfaisants. De plus, nous avons été en mesure d'établir une relation entre la perméabilité et le coefficient de diffusion. Cela constitue donc une façon indirecte de lier la perméabilité à la structure des couches de glace.

La perméabilité et la diffusion sont directement liées à l'arrangement structural du milieu poreux. Étant donné la complexité des liens entre les différents paramètres qui définissent la microstructure de la neige et de la glace, il devient alors particulièrement ardu d'établir une relation claire et directe entre ces deux processus et les caractéristiques associées à ces milieux poreux. Toutefois, il semble que la tortuosité soit un des facteurs clés dans les processus d'échanges. Tel que mentionné précédemment, plusieurs auteurs ont déjà tenté de faire un lien direct entre la porosité et la perméabilité, mais sans grand succès. Les valeurs de tortuosité et de porosité que nous avons présentées dans le cadre de cette recherche ont été estimées, il n'est donc pas possible de déterminer l'importance exacte de chacun de ces paramètres sur les processus de diffusion et de perméabilité, et ce indépendamment de la densité. Toutefois, dans le cadre de travaux futurs, cela représenterait une avenue de recherche intéressante.

Peu de valeurs de diffusion pour les couches de glace semi-poreuses ont été publiées. Par contre, Hemmingsen (1959) a calculé en laboratoire la diffusivité de l'anhydride carbonique (CO_2) et de l'oxygène au travers de couches de glace artificielles, et cela en fonction de variations de températures. Les résultats pour l'oxygène n'ont pas été concluants, mais pour le CO_2 il a démontré que la diffusivité au travers de la glace augmente faiblement entre $-9,5^\circ\text{C}$ et $-1,5^\circ\text{C}$ et qu'elle augmente rapidement au-dessus de $-1,5^\circ\text{C}$. Cela confirme la théorie de Langham (1975) sur la désagrégation des couches de glace de même que les observations de l'augmentation de la perméabilité des couches de surface faite par Albert et Perron (2000). Nos observations de l'augmentation de la perméabilité faites à l'aide du traceur vont également dans le même sens que les résultats mentionnés ci-haut. En fait, même si la perméabilité et la diffusion ne sont pas induites

par la même force d'entraînement, c'est-à-dire par une chute de pression ou par une différence de concentration, les deux processus sont directement influencés par la structure du média au travers duquel le fluide doit passer. Il serait donc logique qu'il existe une relation directe et linéaire entre les deux processus. Par contre, cette tendance n'est pas confirmée (figure 53) par nos mesures.

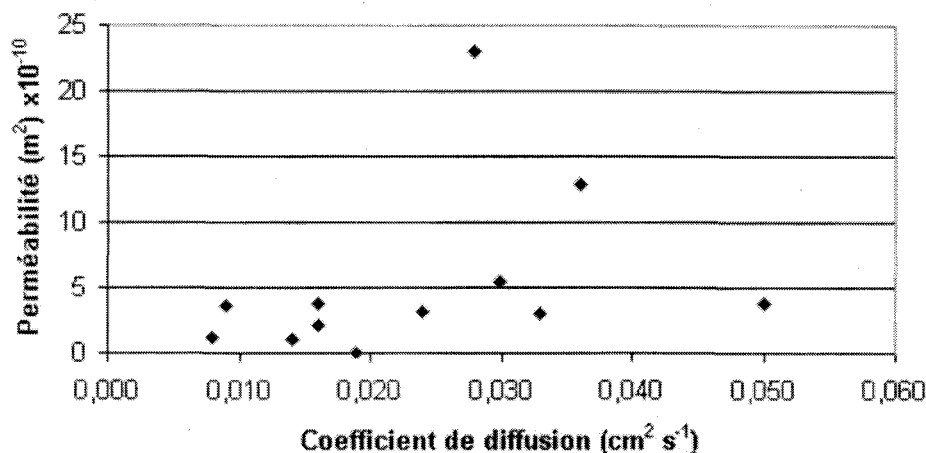


Figure 53. Relation entre la perméabilité moyenne et le coefficient de diffusion moyen mesurés des couches de glace.

Albert et Perron (2000) font une distinction entre les croûtes de surface et les couches de glace, les premières étant essentiellement composées de grains agglomérés et regelés. Les couches de glace sont plutôt composées de glaces denses contenant des bulles d'air incluses. Au cours de leur expérience, ils ont mesuré la perméabilité de plusieurs couches de glace et de croûtes de surface à différents moments dans la journée. Les valeurs de perméabilité mesurées pour les couches de glace dont l'épaisseur variait entre 1 et 3 mm se situent entre 0,05 et $19 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. Pour les croûtes de surface, ils n'ont pas observé de variations importantes de perméabilité au cours de la même journée. Par contre, ils ont observé une différence importante entre la veille et le lendemain. Lors de cette expérience, ils ont mesurés, au cours de la première journée (21 mars), une valeur moyenne de perméabilité de $44 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. Le lendemain (22 mars), la valeur moyenne était de $126 \times 10^{-10} \text{ m}^2$, ce qui représente une variation très importante dans un court laps

de temps. Les mesures de perméabilité que nous avons obtenues, au cours des hivers 2001-2002; 2002-2003 pour les masses de glace variaient entre 0,014 et $35,3 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. Nos mesures sont dans le même ordre de grandeur que celles de Albert *et al.*, (2000). Étant donné le nombre limité de travaux semblables réalisés jusqu'à ce jour, il est difficile de comparer nos résultats avec ceux provenant d'autres auteurs.

5.3 Formation, évolution et désagrégation des couches de glace

À la suite de nos observations, nous avons constaté que l'ensemble des paramètres météorologiques joue un rôle dans le cycle de formation et d'évolution des couches de glace lorsque les couches sont situées à la surface du couvert. Lorsque les couches de glace sont exposées aux conditions atmosphériques, elles sont sujettes à des modifications par le vent, le rayonnement solaire, etc. C'est donc principalement lors de la formation des couches en période froide que les conditions environnementales sont les plus influentes. Autrement, lorsque les couches sont enfouies lors du processus d'évolution des masses de glace, on peut considérer que les deux principaux facteurs susceptibles d'entraîner des modifications sont l'apport en eau (précipitations liquides ou eau de fonte) et le gradient de température dans le couvert (température de l'air). La fonte peut être le produit d'une hausse de la température de l'air ou celui de l'ensoleillement. Dans les deux cas, une chute de température subséquente entraîne un regel et donc la formation de glace. Lorsque la glace se forme, il y a libération de chaleur ce qui tend à modifier la forme des grains situés à proximité de la nouvelle masse de glace.

Lors du suivi des couches de glace dans le temps, nous avons pu, dans la plupart des cas, déterminer quelles étaient les conditions environnementales de formation des couches et leur attribuer les codes appropriés selon la C.I. Par contre, pour éviter d'éventuelles confusions quant à l'origine de chaque masse de glace, une fois que celles-ci sont enfouies par les chutes de neige subséquentes nous avons décidé de n'utiliser qu'un seul type de masse de glace soit 8a (couche de glace horizontale selon la C.I.) pour toutes les couches. Ainsi, même si des couches de glace formées à la surface ont des origines différentes, elles finissent toutes par être assimilées à la classe 8a. Cette homogénéisation

est utilisée uniquement dans un but pratique puisque les propriétés initiales de ces différents types de couches peuvent être très variables et elles peuvent aussi subir des modifications subséquentes importantes.

5.4 Problèmes rencontrés

Étant donné l'aspect expérimental de notre travail, nous avons dû faire plusieurs tests avant que chaque méthode et instrument ne soient au point. Nous avons donc dû faire des réajustements en fonction des moyens mis à notre disposition. La section suivante présente de façon succincte les principaux problèmes que nous avons rencontrés au cours de la thèse. La plupart des problèmes rencontrés ont entraîné des modifications dans l'obtention des résultats escomptés initialement. Cette section de discussion explique donc au lecteur pourquoi certaines données présentées dans les sections précédentes étaient manquantes ou incomplètes.

5.4.1 Station météorologique

La station météorologique a été installée sur le site d'étude au cours du premier hiver de mesure (2000-2001). Parmi les problèmes rencontrés, nous pensons qu'il y a eu une sous-estimation des vitesses de vent qui demeuraient relativement faibles même lors de violentes tempêtes. En effet, durant les hivers 2001-2002 et 2002-2003, les vitesses étaient toujours plus faibles que celles provenant de l'aéroport. Cela n'était pas le cas au cours de l'hiver 2000-2001. Quelques problèmes avec le précipitomètre sont toutefois survenus au cours du premier hiver, dont notamment le gel de l'antigel. Il est arrivé également que certains thermocouples dans le sol ou la neige donnent des mesures suspectes, par exemple le thermocouple situé à une profondeur de 5 cm dans le sol a enregistré des températures supérieures à 5°C tout au long de l'hiver 2002.

5.4.2 Perméamètre

Nous avons eu des problèmes de fuites avec certaines valves lors de la conception du perméamètre. La description présentée dans les sections précédentes faisait abstraction de ces problèmes. De plus, la plupart des instruments électroniques ne fonctionnaient pas sous une température de -10°C . La pompe à vide était particulièrement difficile à faire fonctionner à froid. Néanmoins, entre -1°C et -9°C , l'instrument fonctionnait bien.

5.4.3 Analyses de microstructure

Nous avons rencontré divers problèmes lors des analyses de microstructure. La cueillette des échantillons sur le terrain n'a pas causé de problèmes majeurs. Les principaux problèmes rencontrés sont :

- l'utilisation d'une scie à chantourner dans la chambre froide ; ce type d'outil n'était pas spécialement approprié, la poussière et les débris provenant des échantillons obstruaient la zone de coupe ; les débris fondaient et regelaient autour de lame ce qui compliquait les opérations ;
- l'utilisation d'un cryotome dans une chambre à température ambiante ne permettait pas de prendre les clichés sur place et l'un à la suite de l'autre (ce qui est nécessaire pour effectuer des analyses stéréologiques) ; il fallait constamment maintenir les échantillons au froid (soit dans la chambre du cryotome ou dans une glacière contenant de la glace sèche) ;
- l'utilisation d'une caméra 35 mm ne permettait pas de visionner les photos sur place ; une étape supplémentaire de numérisation à posteriori était nécessaire ; l'obturateur de la caméra a gelé à quelques reprises ; la pellicule s'est brisée en raison de la basse température.

D'autre part, l'analyse des images pour obtenir les paramètres de microstructure a été complexe. Cette partie a été difficile en raison :

- de la transparence des échantillons de glace qui limitait la discrimination entre la matrice et les pores;

- de l'absence d'une méthode de classification automatique pouvant nous permettre de distinguer les pores de la matrice.

Cette méthode nécessite un équipement particulier et une connaissance a priori de la méthode simplifie grandement son utilisation. Puisque nous ne disposons pas de l'équipement adéquat, les résultats obtenus ne peuvent être utilisés de façon valable. Nous avons donc préféré estimer les paramètres structuraux des masses.

5.4.4 Utilisation du traceur

Les problèmes associés à l'utilisation du traceur sont surtout des problèmes techniques. Par exemple, au cours du second hiver de mesures, nous avons mis les couches de glace dans des sacs Ziploc® pour la fonte et deux de ces sacs étaient mal fermés. Nous n'avons donc pas été en mesure d'obtenir les concentrations pour ces deux échantillons (tableau 22).

Au départ, nous voulions effectuer un bilan complet du déplacement du traceur dans le couvert. Pour réaliser un tel bilan, il nous aurait fallu obtenir, lors de la collecte, la concentration finale de traceur contenue dans la couche de glace, la concentration de traceur contenue dans la colonne de neige entre la couche de glace et l'eau de fonte contenue dans le lysimètre. Nous avons été en mesure d'obtenir les concentrations pour les couches de glace et l'eau de fonte dans la plupart des cas. Il est arrivé quelques fois, lorsque la couche était dans un état de désagrégation assez avancé, qu'il nous soit impossible de retrouver la couche puisqu'il ne restait alors que quelques grains grossiers de glace. Le problème a été de recueillir la concentration de traceur contenue dans la neige. Nous avons laissé la neige fondre dans les lysimètres, à l'intérieur d'un garage non chauffé et à l'abri du rayonnement solaire, mais l'eau s'est écoulée, pour plus de la moitié des échantillons, par le fond des lysimètres. Un bouchon se trouve au fond des lysimètres et il semble qu'ils étaient mal fermés. Nous n'avons pas été en mesure d'obtenir ces informations.

L'avantage majeur de l'utilisation des lysimètres est qu'il est possible de recueillir l'eau de fonte qui contient le traceur. Par contre, le modèle que nous avons utilisé rendait très difficile la réalisation de profils et la prise de photographies utiles pour déterminer les patrons d'écoulement. Il faudrait donc utiliser des lysimètres beaucoup plus bas et partiellement enfouis dans le sol.

6 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Tel que mentionné au début de la thèse, nous avons constaté la nécessité de mieux documenter les propriétés physiques des masses de glace dans un couvert nival saisonnier. Suite au constat de certaines lacunes dans la littérature actuelle, nous avons élaboré deux objectifs principaux. Le premier objectif consistait à mieux définir les processus de formation, d'évolution et de désagrégation de ces couches dans le couvert nival en fonction des conditions environnementales. Pour le second objectif, nous voulions quantifier les propriétés physiques des couches de glace et des croûtes de surface. Ainsi, en faisant un suivi des conditions environnementales et des propriétés physiques de la neige, nous avons été en mesure de mieux circonscrire quels étaient les principaux événements météorologiques qui permettent la formation des couches et des croûtes ainsi que ceux qui en modifient l'aspect jusqu'à leur désagrégation complète (objectif 1). Donc, il existe une relation directe entre la présence de masses de glace horizontales et les conditions météorologiques tel que nous l'avons décrit dans la section 5. Néanmoins, nous en avons fait une description qualitative étant donné la complexité des phénomènes.

Deuxièmement, l'ensemble des méthodes et instruments utilisés ainsi que les mesures qui y sont associées nous ont permis de fournir des méthodes efficaces pour effectuer le suivi de ce type de couches dans un couvert saisonnier. Une base de données préliminaires a aussi été réalisée grâce à l'utilisation de ces méthodes et instruments (objectif 2). Cela pourra servir de point de référence dans le cadre de travaux futurs. En effet, nous avons démontré que nos méthodes et nos instruments fournissent d'excellents résultats et il serait maintenant intéressant de les utiliser de façon intensive afin de recueillir une plus grande quantité de données qui pourraient notamment servir à modéliser certains processus. Bien que nous ayons été en mesure de quantifier certaines propriétés physiques des masses de glace, la relation directe entre les conditions environnementales et les changements des propriétés physiques demeurent un point qui devrait être approfondi davantage dans le cadre de travaux futurs.

L'hypothèse générale de notre recherche, qui supposait que la présence de masses de glace horizontales dans le couvert pouvait modifier les échanges gazeux et liquides entre le sol, la neige et l'atmosphère, a été confirmée. En effet, grâce aux différents résultats présentés dans cette thèse, nous avons démontré que ces masses diminuent les échanges entre le sol, le couvert et l'atmosphère. Nos travaux constituent donc un premier pas vers une meilleure compréhension des processus fondamentaux des propriétés physiques des masses de glace horizontales dans un couvert nival saisonnier. Les applications futures issues de nos résultats sont variées. Par exemple, en télédétection, la présence d'une croûte de surface perturbe le signal du radar (Hall, 1986; Rosenfeld et Grody, 2000) et peut entraîner une interprétation erronée des résultats (sous-estimation) (Derksen, 2003). Ces couches, qui modifient la rétrodiffusion du signal radar, constituent un problème récurrent pour l'interprétation de ce type d'image en zones tempérées. Une meilleure compréhension de la structure des couches de glace et des croûtes de surface devrait nous permettre de mieux comprendre comment le signal radar réagit en fonction de ces types de masses de glace.

D'autre part, nous fournissons des outils intéressants qui, couplés à des méthodes déjà existantes, pourraient permettre de valider certains outils pour la compréhension du comportement de l'écoulement de l'eau de fonte au travers de la neige. Par exemple, le géoradar représente un outil potentiellement intéressant pour l'étude des masses de glace et des patrons d'écoulement, notamment en raison de son caractère non-destructif. Toutefois, il est difficile de déterminer le niveau de précision du géoradar. Par contre, en utilisant la méthode des couches de glace artificielles contenant un traceur fluorescent et en prenant des photographies avec une lampe UV, il serait possible de déterminer le niveau de précision du géoradar. Il suffirait d'effectuer en alternance une série de profils géoradar, afin d'identifier les masses de glace (contenant le traceur), et de faire des coupes (plan) et des photos des masses de glace contenant le traceur. Ainsi, il serait ensuite possible de valider le niveau de précision du géoradar en reconstituant, par stéréologie, les patrons d'écoulement et/ou colonnes et masses de glace comme base de référence spatiale.

Nous croyons que l'ensemble des travaux présentés dans le cadre de cette thèse apporte de nouvelles informations et de nouveaux outils utiles pour mieux comprendre et quantifier des processus complexes. Les données quantitatives présentées démontrent que ces méthodes et instruments fonctionnent très bien et qu'ils peuvent être utilisés de façon opérationnelle. Un autre apport significatif est la démonstration de manière quantitative et qualitative des changements de perméabilité spatio-temporelle des couches de glace artificielles en milieu naturel (Fortin et al., 2002). Cette méthode s'est avérée très efficace et intéressante et elle vient appuyer les résultats issus des travaux précédents, jusqu'ici théoriques, réalisés par d'autres auteurs. Ainsi, l'augmentation de la perméabilité des masses de glace, telle que nous l'avons observée lors de la période de fonte, impliquerait donc une augmentation parallèle de la diffusivité des gaz aux travers de ces mêmes couches. Cela expliquerait pourquoi nous observons une diminution des gradients de concentration des gaz (CO_2 et N_2O) lors de la période de fonte.

Des articles portant d'une part sur notre perméamètre qui offre l'avantage d'effectuer la prise de mesures de diffusion et de perméabilité pour une même couche de glace sans qu'il y ait de manipulation et, d'autre part, sur les échanges gazeux (gradients de concentration de N_2O et CO_2) dans la neige et le sol, sont actuellement en préparation. À partir de nos travaux, nous croyons que les recherches futures devraient principalement porter sur l'application des méthodes présentées dans cette thèse afin d'augmenter les bases de données expérimentales. Une plus grande quantité de données spécifiques des propriétés physiques des masses de glace, comme par exemple des données résultant la prise de mesures de tortuosité à l'aide d'images stéréoscopiques, permettrait de confirmer nos observations et, éventuellement, de modéliser certains processus. D'autre part, l'influence des couches de glace sur le signal radar représente aussi un point intéressant sur lequel des travaux futurs devraient porter.

7 RÉFÉRENCES

Albert, M.R., Arons, E.M. et Davis, R.E. (1996) Firn properties affecting gas exchange at Summit, Greenland: ventilation possibilities. In: E.W. Wolff, R.C. Bales (eds.) NATO ASI Series I: Chemical Exchange Between the Atmosphere and Polar Snow, Springer Verlag, Berlin, vol. 143, pp. 561-565.

Albert, M.R. et Hardy, J.P. (1993) Snowpack stratigraphy evolution at forested and open sites. 50th Eastern Snow Conference Proceedings, Québec, June 8-10 1993, pp. 205-212.

Albert, M.R. et Hardy, J.P. (1995) Ventilation experiments in a seasonal snow cover. Biogeochemistry of seasonally snow-covered catchments, Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995, International Association of Hydrologic Sciences (IAHS) publication, no 228, pp. 41-49.

Albert, M.R. et Hawley, R.L. (2000a) Seasonal differences in surface energy exchange and accumulation at Summit, Greenland. *Annals of glaciology*, vol. 31, pp. 387-390.

Albert, M.R. et Perron, F.E. (2000b) Ice layer and surface crust permeability in a seasonal snow pack. *Hydrological Processes*, vol. 14, pp. 3207-3214.

Albert, M.R., Shultz, E.D. et Perron, F.E. (2000c) Snow firn permeability at Siple Dome, Antarctica. *Annals of Glaciology*, vol. 31, pp. 353-356.

Albert, M.R., Grannas, A.M., Bottenheim, J., Shepson, P.B. et Perron, F.E. (2002a) Processes and properties of snow-air transfer in the high Arctic with application to interstitial ozone at Alert, Canada. *Atmospheric Environment*, Vol. 36, pp. 2779-2787.

Albert, M.R. et Shultz, E.F. (2002b) Snow and firn properties and air-snow transport processes at Summit, Greenland. *Atmospheric Environment*, Vol. 36, pp. 2789-2797.

Berge, P. A., Bonner, B. P. et Berryman, J. G. (1995) Ultrasonic velocity-porosity relationships for sandstone analogs made from fused glass beads. *Geophysics*, vol. 60, pp. 108-119.

Carman, P.C. (1937) Fluid flow through a granular bed. *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*, vol. 15, London, pp. 150-167.

Carman, P.C. (1938) Fundamental principles of industrial filtration, *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*, vol. 16, pp. 168-183.

Carman, P.C. (1956) *Flow of Gases Through Porous Media*, Butterworths, London, various pagings.

Chacho, E.F. Jr. et Johnson, J.B. (1987) Air permeability of snow. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, vol. 68, no 44, pp. 1271.

Colbeck, S.C. (1972) A theory of water percolation in snow. *Journal of Glaciology*, vol. 11, no 63, pp. 369-385.

Colbeck, S.C. (1973a) Effects of stratigraphic layers on water flow through snow. US Army Cold Region Research Engineering Laboratory, Hanover, Research Report 311, 13 p.

Colbeck, S.C. (1973b) Theory of metamorphism of wet snow. US Army Cold Region Research Engineering Laboratory, Hanover, Research Report 313, 11 p.

Colbeck, S.C. (1974) The capillary effects on water percolation in homogeneous snow. *Journal of Glaciology*, vol. 13, no 67, pp. 85-97.

Colbeck, S.C. (1975) A theory of water flow through a layered snowpack. *Journal of Glaciology*, vol. 13, no 67, pp. 85-97.

Colbeck, S.C. (1976) On the use of tensiometers in snow hydrology. *Journal of Glaciology*, vol. 17, no 75, pp. 135-140.

Colbeck, S.C. (1978) Physical aspects of water flow through snow. *Advances in Hydrosience*, vol. 11, pp. 165-206.

Colbeck, S.C. (1979) Water flow through heterogeneous snow. *Cold Regions Science Technology*. vol. 1, no 1, pp. 37-45.

Colbeck, S.C. (1980) Thermodynamics of snow metamorphism due to variations curvature. *Journal of glaciology*, vol. 26, no 94, pp. 291-301.

Colbeck, S.C. (1983) Snow particle morphology in the seasonal snow cover. *American meteorological society bulletin*, vol. 64, no 6, pp. 602-609.

Colbeck, S.C. (1986) Classification of seasonal snow cover crystals. *Water Resources Research*, vol. 22, no 9, pp. 59-70.

Colbeck, S.C. (1987) A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals. Avalanche formation movement and effects, *Proceedings of the Davos Symposium, September 1986, International Association of Hydrologic Sciences (IAHS) publication*, no 162, pp. 3-27.

Colbeck, S.C. (1989) Air movement in snow due to wind pumping. *Journal of glaciology*, vol. 35, no 120, pp. 209-213.

Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D. et Morris, E. (1990) International Classification for Seasonal Snow on the Ground. *International Association of Scientific Hydrology. International Commission on Snow and Ice. Working Group on Snow Classification*, 23 p.

Conway, H. et Abrahamson, J. (1984) Air permeability as a textural indicator of snow. *Journal of Glaciology*, vol. 30, no 106, pp. 328-333.

Conway, H. et Benedict, R. (1994) Infiltration of water into snow. *Water Resources Research*, vol. 30, no 3, pp. 641-649.

Cussler, E.L. (1984) *Diffusion; Mass transfer in fluid systems*. Cambridge University Press, Cambridge, 525 p.

Department of the Army (1998) *Engineering and Design ; Runoff from snowmelt*. U.S. Army Corps of Engineers, Manual no 1110-2-1406, various pagings.

Derksen, C. (2003) *Communication personnelle*, Service Météorologique du Canada, Environnement Canada.

Dozier, J., Davis, R.E., Perla, R. (1987) On the objective analysis of snow microstructure. *Avalanche formation, movement and effects*, Proceedings of the Davos Symposium, september 1986, IAHS Publications, no 162, pp. 35-48. (M.B.)

Dullien, F.A.L. (1992) *Porous Media; Fluid Transport and Pore Structure*. 2nd edition, Academic Press Inc., San Diego, 574 p.

Environnement Canada (Page consultée le 12 décembre 2003). Normales climatiques au Canada, 1971-2000, [En ligne]. Adresse URL: http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/

Environnement Canada. (Page consultée le 26 octobre 2000). Winter Season (from December 21st to March 20th), [En ligne]. Adresse URL: http://www.qc.ec.gc.ca/atmos/climato/automne99/bilan_aut99_3_e.htm

Eugster, H.P. (1952) Beitrag zu einer Gefügeanalyse des Schnees. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Bern, Hydrologie 5, various pagings.

Fick, A. (1855) Über Diffusion. Ann. Phys., vol. 94, p. 59.

Fortin, G., Jones, H.G., Bernier, M. et Schneebeli, M. (2002) Changes in the Structure and Permeability of Artificial Ice Layers Containing Fluorescent Tracer in Cold and Wet Snow Cover. 59th Eastern Snow Conference Proceedings, Stowe, June 5-7 2002, pp. 257-266.

Fox, A.M. et Williams, M.W. (1999) Equivalent permeability of a continental, alpine snowpack. Proceedings of the Western Snow Conference, vol. 67th, pp. 114-124.

Gagné, G. (1985) Les sols de la ferme expérimentale Chapais. Comté de Lévis. Québec. Ministère Agriculture Canada. Direction de la recherche. Ottawa. 55 p.

Gerdel, R.W. (1949) The storage and transmission of liquid water in the snow pack as indicated by dyes. Western Snow Conference Proceedings, 16, pp. 81-91.

Gerdel, R.W. (1954) The transmission of water through snow. Transaction of American Geophysical Union, vol. 35, no 3, pp. 475-485.

Goodison, B.E., Ferguson, H.L. et McKay, G.A. (1981) Measurement and data analysis. *in* Gray, D.M. et Male, D.H. (eds.). Handbook of snow. Pergamon Press, Willowdale, pp. 191-274.

Gubler, H.U. (1975) On the Rammsonde hardness equation. Proceedings of the International Symposium on Snow Mechanics, IAHS-AISH, Vol. 114, pp. 110-121.

Hall, D., Chang, A. et Foster, J. (1986) Detection of the depth hoar layer in the snow-pack of the Arctic coastal plain of Alaska, USA, using satellite data. *Journal of Glaciology*, vol. 32, no 110, pp. 87-94.

Hardy, J.P., Albert, M.R. et Hardy, D.R. (1992) Variability in snowmelt routing. *EOS*, October 27, 1992, American Geophysical Union, p.174.

Hardy, J.P., Albert, D.G. (1993) The permeability of temperature snow; Preliminary links to microstructure. *Eastern Snow Conference Proceedings*, Québec, June 8-10 1993, pp. 149-156.

Hardy, J.P., Davis, R.E. et Winston, G.C. (1995) Evolution of factors affecting gas transmissivity of snow in the boreal forest. In : *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, Tonnessen, K., Williams, W.K. et Tranter, M. (eds.), *Proceedings of a Boulder Symposium*, July 1995, IAHS Publ. no 228, pp. 51-59.

Hemmingsen, E. (1959) Permeation of Gases through Ice. *Tellus XI*, vol. 3, pp. 355-359.

Jones, H.G. (2000) Communication orale. INRS-EAU, Université du Québec.

Jones, H.G., Pomeroy, J.W., Davies, T.D., Tranter, M. et Marsh, P. (1999a) CO₂ in Arctic Snow Covers : Landscape Form, In-Pack Gas Concentration Gradients, and the Implications for the Estimation of Gaseous Fluxes. 56th *Eastern Snow Conference Proceedings*, Fredericton, June 2-4 1999, pp. 233-245.

Jones, H.G., van Bochove, E. et Bertrand, N. (1999b) The transmission of soil gases through seasonal snow cover: an experiment to determine the diffusivity of N₂O in snow *in situ*. *Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases; Proceedings of IUGG*, Birmingham, July 1999, IASH Publ., no 256, pp. 237-244.

Jordan, P. (1983a) Meltwater movement in a deep snowpack 1. Field Observation. Water Resources Research, vol. 19, no 4, pp. 971-978.

Jordan, P. (1983b) Meltwater movement in a deep snowpack 2. Simulation model. Water Resources Research, vol. 19, no 4, pp. 979-985.

Karl, T.R., Groisman, P.Y., Knight, R.W. et Heim, R.R. (1993) Recent variations of snow cover and snowfall in North America and their relation to precipitation and temperature variations. Journal of climate, vol. 6, pp. 1327-1344.

Kattelmann, R.C. (1985) Macropores in snowpacks of Sierra Nevada. Annal of Glaciology, vol.6, pp. 272-273.

Kattelmann, R. (1989) Spatial variability of snow-pack outflow at a site in Sierra Nevada, U.S.A. Annals of Glaciology, vol.13, pp. 124-128.

Kozeny, J. S. (1927) Über Kapillare Leitung des Wassers im Boden, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung IIa, 136 p.

Kuroiwa, D. (1968) Liquid Permeability of Snow. General Assembly of Bern, 25 sept.-7 oct. 1967, Commission of Snow and Ice, Reports and Discussion, IASH Publication no 79, pp. 380-191.

LaChapelle, E.R. (1969) Field guide to snow crystals. University of Washington Press, Washington, 101 p.

Langham, E.J. (1974a) The occurrence and movement of liquid water in the snowpack. *in* Advanced Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources, Santeford, H.L. et Smith, J.L. (eds.) U.S. National Academy of sciences, Washington, pp. 67-75.

Langham, E.J. (1974b) The mechanism of rotting ice layers within a structured snowpack. IAHS-AISH publ., no 114, april 1974, pp. 73-81.

Langham, E.J. (1975) The mechanism of rotting of ice layers within a structured snow pack. Proceedings of the International Symposium on Snow Mechanics, Grindelwald, International. Association Hydrological Science Publication, no 114, pp. 73-81.

Langham, E.J. (1981) Physics and properties of snowcover. *in* Gray, D.M. et Male, D.H. (eds.). Handbook of snow. Pergamon Press, Willowdale, pp. 275-337.

Leppäranta, M. (1997) Snow cover energy balance. Lecture notes; Department of Geophysics, University of Helsinki, 8 p.

Li, L. et Pomeroy, J.W. (1997) Probability of blowing snow occurrence by wind. Journal of Geophysics Research, vol. 102, no 21, pp. 21,955-21,964.

Luciano, G.L. et Albert, M.R. (2002) Bidirectional permeability measurements of polar firn. Annals of Glaciology, vol. 35, pp. 63-66.

Major, T. (1980) Snow ecology guide. Thorne Ecological Institute, Boulder, Colorado, 111 p.

Marbouty, D. (1980a) An experimental study of temperature-gradient metamorphism. Journal of Glaciology, vol. 26, no 94, pp. 303-312.

Marbouty, D. (1980b) La neige : propriétés physiques. Centre d'Études de la Neige, Météo France, St Martin d'Hères Cedex, 19 p.

Marsh, P. (1982) Ripening processes and meltwater movement in arctic snowpack. Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, 179 p.

Marsh, P. (1987a) Factors limiting snowmelt runoff in a permafrost environment. Proceedings of the 55th Western Snow Conference, Vancouver, 14-16 April 1987, pp. 61-68.

Marsh, P. (1987b) Grain Growth in a Wet Arctic Snow Cover. Cold Regions Science and technology, no 14, pp. 23-31.

Marsh, P. (1988) Flow fingers and ice columns in a cold snowpack. Proceedings of the 56th Western Snow Conference, Kalispell, 18-20 April 1988, pp. 105-112.

Marsh, P. (1991) Water flux in melting snow covers. *in* Advances in Porous Media I, chapter 2, Elsevier, pp. 61-122.

Marsh, P. (1999) Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. Hydrological Processes, vol. 13, pp. 2117-2134.

Marsh, P. et Pomeroy, J.W. (1993) The impact of heterogeneous flow paths on snowmelt runoff chemistry. Eastern Snow Conference Proceedings, Québec, June 8-10 1993, pp. 231-238.

Marsh, P. et Woo, M.K. (1984a) Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover. 1. Observations in the Canadian Arctic., Water Resources Research, vol. 20, no 12, pp. 1853-1864.

Marsh, P. et Woo, M.K. (1984b) Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover. 2. A simulation model. Water Resources Research, vol. 20, no 12, pp. 1865-1874.

Marsh, P. et Woo, M.K. (1985a) Soil heat, wetting front advance and ice layer growth in cold, dry snow covers. Snow Property Measurements Workshop, Lake Louise, 1-3 April, 1985, Technical Memorandum 140, NRCC, pp. 497-524.

Marsh, P. et Woo, M.K. (1985b) Meltwater movement in natural heterogeneous snow covers. *Water Resources Research*, vol. 21, no 11, pp. 1710-1716.

Marsh, P. et Woo, M.K. (1987) Soil heat flux, wetting front advance and ice layer growth in cold, dry snow covers. *Snow Property Measurements Workshop, Technical memorandum 140*, Lake Louise, Alberta, 1-3 April, 1985, pp. 497-524.

Martin, E (2000) Communication écrite. Centre d'Étude de la Neige, Météo-France.

McGurk B.J. et Marsh, P. (1995) Flow-finger continuity in serial thick-sections in a melting Sierran snowpack. *in* Tonnessen, K.A., Williams, M.W. et Tranter, M. (eds.) (1995) *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*. IAHS Publication No.228, pp. 81-88.

McKay, G.A. et Gray, D.M. (1981) The distribution of snowcover *in* Gray, D.M. et Male, D.H. (eds.). *Handbook of snow*. Pergamon Press, Willowdale, pp. 153-187.

Melloh, R.A. et Crill, P.M. (1995) Winter methane dynamics beneath ice and in snow in a temperate poor fen. *Hydrological Processes*, vol. 9, pp. 947-956.

Michel, B. (1964) *Éléments de la physique de la neige et de la glace*. Département de Génie Civil, Les Presses de l'Université Laval, Québec, 85 p.

Pahaut, E. (1975) *Les cristaux de neige et leurs métamorphoses...* Monographie no 96 de la Météorologie Nationale. E.E.R.M./ Centre d'Étude de la Neige, St-Martin d'Hères, 58 p.

Palmer, C.D. et Fish, W. (1992) *Chemical Enhancements to Pump-and-Treat Remediation*. U.S. Environmental Protection Agency, EPA/540/S-92/001 (aussi disponible en ligne, adresse URL: www.gwrtac.org/pdf/Epa_cslv.pdf).

Parriaux, A., Liskay, M., Müller, I., della Valle, G. (1988) Guide pratique pour l'usage des traceurs artificiels en hydrogéologie. Société Géologique Suisse et EPFL, Lausanne, 50 p. (français et allemand).

Perla, R. (1982) Preparation of sections planes in snow specimens. *Journal of Glaciology*, vol. 28, no 98, pp. 199-204.

Perla, R. et Dozier, J. (1984) Observations of snow structure. International Snow Science Workshop, Aspen, Colorado, October 24-27, 1984, Proceedings, p.182-187. (aussi disponible en ligne, adresse URL: www.avalanche.org/~moonstone/snowpack/observations%20of%20snow%20structure.htm)

Perla, R., Dozier, J. et Davis, R.E. (1986) Preparation of serial sections in dry snow specimens, *Journal of Microscopy*, vol. 141, part 1, pp. 111-114.

Perla, R. et Gleene, B. (1981) Skiing in Gray, D.M. et Male, D.H. (eds.), *Handbook of snow; principles, processes, management and use*. Pergamon Press, Willowdale, pp. 275-337.

Perry, R.H., Green, D.W. et Maloney, J.O. eds. (1984) *Perry's Chemical Engineers' Handbook*, 6th edition, McGraw-Hill Inc, New-York, various pagings.

Pfeffer, W.T., Illangasekare, T.H. et Meier, M.F. (1990) Analysis and modeling of melt-water refreezing in dry snow. *Journal of Glaciology*, vol. 36, no 123, pp. 238-246.

Pfeffer, W.T. et Humphrey, N.F. (1998) Formation of ice layers by infiltration and refreezing of meltwater. *Annals of Glaciology*, vol. 26, pp. 83-91.

Pomeroy, J.W. et Goodison, B.E. (1997) Winter and snow. *in* Bailey, W.G., Oke, T.R. et Rouse, W.R. (eds.). The surface climates of Canada. McGill-Queen's University Press, Montreal, pp. 68-100.

Pomeroy, J.W. et Gray, D.M. (1995) Snowcover; accumulation, relocation and management. National Hydrologic Research Institute Science Report no 7, Saskatoon, Saskatchewan, 144 p.

Pomeroy, J.W. & Brun, E. 2001. (2001) Physical properties of snow. In : H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker & R.W. Hoham (eds.) Snow Ecology: an Interdisciplinary Examination of Snow-covered Ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 45-118.

Rikkers, M.F. et Williams, M.W. (Page consultée le 05/03/2000) Pattern Ice Columns in Snow as Markers of Preferential Liquid Water Pathways. URL : <http://snobear.colorado.ed/Rikkers/hp.html>.

Rocchio, J.E. (1990) Intrinsic permeability of natural snow. MS thesis, Department of Earth Resources, Colorado State University, Fort Collins, 49 p.

Roland, E. (1984) Increased snow melting due to longwave radiation from snowfree ground. Proceedings of the fifth Northern Research basins symposium, The role of snow and ice in Northern Basin Hydrology, Vierumäki, March 19-23, pp. 5.117-5.125.

Rosenfeld, S. et Grody, N. (2000) Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements. Journal of Geophysical Research, vol. 105, no D11, pp. 14,913-14,925.

Rumpf, H. et Gupte, A.R. (1971) Einflüsse der Porosität und Korngrößenverteilung im Widerstandsgesetz der Proenstromung. Chemie Ingenieur Technik, vol. 43, pp. 367-375.

Schaefer, V.J., Klein, G.J. et de Quertain, M. R. (1954) The International classification for snow. International Association of Scientific Hydrology, Commission on Snow and Ice, Tech. Mem. 1, National Research Council, Associate Committee on Soil and Snow Mechanics, Ottawa, various pagings.

Schneebeli, M. (1995) Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack. *in* Tonnessen, K.A., Williams, M.W. et Tranter, M. (eds.) (1995) Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments. IAHS Publication No.228, pp. 89-96.

Schneebeli, M. (1998) Unsaturated Water Flow in Snow: Experiment and Simulation. Abstracts from the International Conference on Snow Hydrology: The Integration of physical, Chemical, and Biological Systems, Hanover, New Hampshire Special Report 98-10, p. 2.

Schwander, J. (1996) Gas diffusion in firn. In: E.W. Wolff, R.C. Bales (eds.) NATO ASI Series I: Chemical Exchange Between the Atmosphere and Polar Snow, Springer Verlag, Berlin, vol. 143, pp. 527-540.

Smith, J. L. (1974) Hydrology of warm snowpacks and their effects upon water delivery – some new concepts. Advanced Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources, Monterey Conference, National Academy of Sciences, Washington, p.76-89. (*in* Wankiewicz, A. (1979)).

Sommerfeld, R.A. et LaChapelle, E. (1970) The classification of snow metamorphism. Journal of Glaciology, vol. 9, no 55, pp. 3-17.

Sommerfeld, R.A. et Rocchio, J.E. (1993) Permeability Measurements on New and Equitemperature Snow. Water Resources Research, vol. 29, no. 8, pp. 2485-2490.

Sturm, M. et Johnson, J.B. (1991) Natural Convection in the Subarctic Snow Cover. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, no B7, pp. 11,657-11,671.

van Bochove, E., Thériault, G., Rochette, P., Jones, H.G. et Pomeroy, J.W. (2001) Thick ice layers in snow and frozen soil affecting gas emissions from agricultural soils during winter. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, vol. 106, no D19, pp. 23,061-23,072.

van Bochove, E., Jones, H.G., Bertrand, N. et Prévost, D. (2000) Winter fluxes of greenhouse gases from snow-covered agricultural soil: Intra-annual and interannual variations. *Global Biogeochemical Cycles*, vol.14, no 1, pp. 113-125.

van Bochove, E., Bertrand, N. et Caron, J. (1998) In Situ Estimation of the Gaseous Nitrous Oxide Diffusion Coefficient in a Sandy Loam Soil. *Soil Science Society of America Journal*, vol. 65, no 5, pp. 1178-1184.

van Bochove, E. et Jones, H.G. (1999) The influence of winter and spring thaw on N₂O emissions from soils. In *Reducing nitrous Oxide Emissions from Agroecosystems*, Proceedings of the International N₂O Workshop, Banff, Alberta, March 1999, pp. 155-161.

van Bochove, E., Jones, H.G., Pelletier, F. et Prévost, D. (1996) Emission of N₂O from agricultural soil under snow cover: a significant part of N budget. *Hydrological Processes*, vol.10, pp.1545-1549.

Wankiewicz, A. (1979) A review of water movement in snow. *in* Colbeck, S.C. et Ray, M. (eds) *Modeling of Snow Cover Runoff Proceedings*, 26-28 September 1978, Hanover, U.S. Army Corps of Engineers. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, pp. 222-252.

Williams, M.W., Sommerfeld, R., Massman, S. et Rikkers, M. (1999) Correlation lengths of meltwater flow through ripe snowpacks, Colorado Front Range, USA. *Hydrological Processes*, vol. 13, pp. 1807-1826.

Williams, M.W., Rikkers, M. et Pfeffer, W.T. (2000) Ice columns and frozen rills in a warm snowpack, Green Lakes valley, Colorado, USA. *Nordic Hydrology*, vol. 31, no 3, pp. 169-186.

Winston, G.C., Stephens, B.B., Sundquist, E.T., Hardy, J.P. et Davis, R.E. (1995) Seasonal variability in CO₂. In : *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, Tonnessen, K., Williams, W.K. et Tranter, M. (eds.), *Proceedings of a Boulder Symposium*, July 1995, IAHS Publ. no 228, pp. 61-70.

Woo, M.K., Heron, R. et Marsh, P. (1982) Basal ice in high Arctic snowpacks. *Arctic and Alpine Research*, vol. 14, pp. 251-260.

Woo, M-K. et Heron, R. (1981) Occurrence of ice layers at the base of high arctic snowpacks. *Arctic and Alpine Research*, vol. 13, no 2, pp. 225-230.

Yosida, Z. et others (1955) Physical studies on deposited snow: Thermal properties. *Institute of Low Temperatures Sciences, Hokkaido University, Sapporo*, no 7, pp. 19-74.

Zuzel, J.F. et Cox, L.M. (1975) Relative importance of meteorological variables in snowmelt. *Water Resources Research*, vol. 11, no 1, pp. 174-176.

APPENDICE 1

Compte-rendu de conférence : Fortin, G., Jones, H.G., Bernier, M. et Schneebeli, M. (2002) Changes in the Structure and Permeability of Artificial Ice Layers Containing Fluorescent Tracer in Cold and Wet Snow Cover. 59th Eastern Snow Conference Proceedings, Stowe, June 5-7 2002, pp. 257-266.

Changes in the structure and permeability of artificial ice layers containing fluorescent tracer in cold and wet snow cover.

GUILLAUME FORTIN¹, GERALD H. JONES¹, MONIQUE BERNIER¹ AND MARTIN SCHNEEBELI²

ABSTRACT

Artificial ice layers pre-doped with a fluorescent tracer (Tinopal CBS-X) were used to study the interaction of ice and water in a natural snow cover during rain-on-snow events and melt. The artificial layers (surface area, 20x20 cm ; thickness, 0.7 cm, 1.3 cm and 2 cm) were inserted into snow during the mid-winter cold period and observed periodically until springmelt. An ultraviolet lamp and a digital camera were used at nighttime to record ice morphometry and tracer loss at snowpit faces. The results show clearly the shifting patterns in water pathways around and through gaps in the ice, and the change in permeability of the layers that allows passage of water through the ice structure. The study also shows that the physical dimensions of ice layers remain relatively intact between the cold period and the initial springmelt.

Keywords: snow, ice layer, permeability, fluorescent tracer.

INTRODUCTION

Ice structures are a common feature in natural snow covers. These structures may be vertical columns (Marsh, 1991; Rikkers *et al.*, 1997, Williams *et al.*, 2000), horizontal layers, lenses and surface crusts on and within the snow cover (Albert *et al.*, 2000), or basal ice at the snow cover-soil interface (Woo *et al.* 1982). These structures can modify liquid (Colbeck, 1978) and gaseous (van Bochove *et al.*, 2001) flow through snow cover depending on the location, morphometry and permeability of the ice. In particular, horizontal ice layers of low permeability (Hardy *et al.* 1993) create temporary barriers to meltwater (Albert *et al.* 2000), which can significantly affect the time of delivery of discharge to soil during the melt season. The barriers, however, degrade under continuous isothermal (0°C) conditions during springmelt when the permeability of ice increases and the macro-structure of layers breaks down (Langham, 1974a). Measurements of changes in ice structure and permeability to water infiltration are thus of importance in studies of meltwater pathways and discharge during the spring season.

¹INRS-ETE, 2800 rue Einstein, CP 7500, Ste.Foy (Quebec), Canada G1V 4C7

E-Mail : Guillaume_Fortin@inrs-eau.quebec.ca

²Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research, Flüelastrasse 11, CH-7260 Davos Dorf, Switzerland

The snowpits were first cut in a direction to expose one edge of the ice layers. After taking photographs and other observations on ice characteristics, the snowpit was continued in a direction perpendicular to the initial cut to obtain a three-dimensional perspective of water and tracer patterns above and below the ice layers. After recording the observations, the layers were removed and the snowpit filled in. New snowpits were dug in sequence along the snow course until all fourteen sets had been studied. Measurements were taken at least once a week during the cold dry period and once per day during the spring melt period.

A continuous record of air temperature, snow cover temperature at different heights (0/snow-soil interface, 10,20,30,40 cm), and soil temperature at a depth of 5 cm were obtained by the use of thermocouples (OX-100, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada; datalogger (OX-9004, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada). The ambient air temperature thermocouple was protected by a radiation shield (41301-5, Campbell Scientific, Edmonton, Canada) at height of 2 m above the ground. Radiation was measured using an hemispheric radiometer (OX-TS100, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada) and net radiation, from 0.25 to 60 μ m, using a REBS net radiometer (model Q7_1, Radiation and Energy Systems, Seattle, Washington; datalogger, CR-10, Campbell Scientific, Edmonton, Canada). Precipitation was recorded using a tipping bucket rain gage (OX-370, Omnitronix Ltée, Dorval, Canada). Snow depth was determined by the use of an ultrasonic probe (SR50, Campbell Scientific, Edmonton, Canada).

Laboratory analysis

Three ice-layer sets were removed from the snow cover during the spring thaw period (04/04/02; 04/05/02 and 04/06/02) before exposure at the surface occurred (depth of 5 to 10 cm below the surface).

The layers were photographed, measured and weighed. The layers were melted and the residual concentration of Tinopal CBS-X determined by measuring the relative opacity of the meltwater (spectrophotometer, Varian, Cary 100).

RESULTS AND DISCUSSION

Ambient conditions during the study period

The study took place from February 7th, the time of the insertion of artificial ice layers in the snow cover, to April 6th, the time of removal of the layers. Air, snow and soil temperatures and net radiation are shown in Figure 1 and the amount of precipitation and snow cover SWE reproduced in Figure 2. The cold season is the period before the entire snow pack reaches a temperature of 0°C (isothermal state) and before the main melt. The period of the field experiment (February 7th) until the end of March (March 27th) was characteristic of the cold season. However, during this cold period six rain-on-snow events occurred and a period of diurnal isothermal/thermal gradient conditions prevailed from March 15th to 25th. Continual isothermal conditions then lasted from March 25th until the end of the study on April 6th; this interval of time is known as the springmelt period

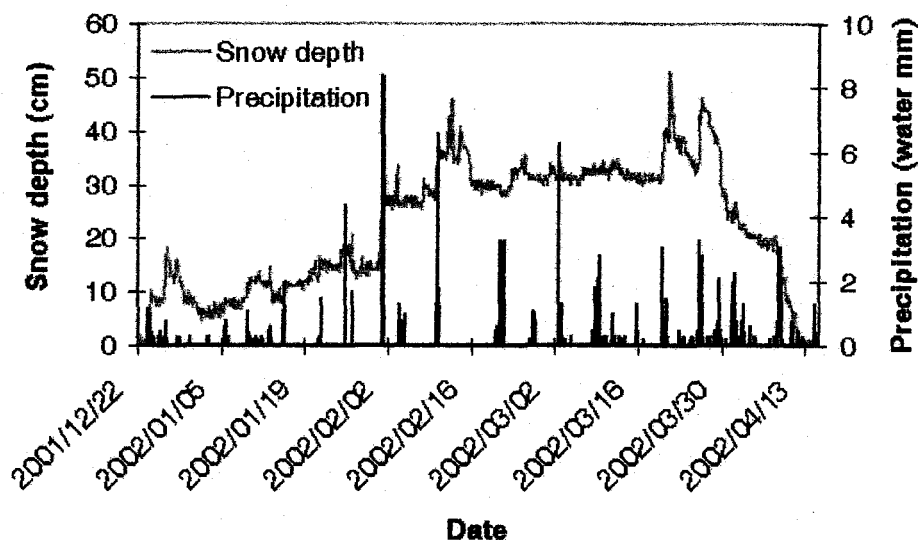


Figure 2. Mean snow depth (ultrasonic probe, cm) and precipitation (rain ↓, and Snow Water Equivalent, mm). Dotted line indicates the depth of artificial ice layers within snow cover; X is the measured snow cover depth above each set of artificial layers at time of removal.

Changes during the Cold Period

Two significant rain events on February 16th (8 mm) and February 21st (15 mm) caused water to infiltrate in depth and modify the surface of artificial ice layers. An increase of ice layer thickness (mean value, 0.6 cm) was recorded on February 23rd (Figure 3). The increase in thickness is due to an accretion of wet grains during melt-freeze cycle at the ice layer surface during the rain-on-snow event. The rain infiltrated down through the pack to the ice layer surface, was retained at the ice surface by capillary action and/or ponding and then frozen by the loss of heat to the colder sub-ice snow strata. The temperature profile (Figure 1) shows that on February 21st the sub-ice layer temperature (e.g. below 25 cm) was lower than 0°C. A warm wet spell during the last two days of February and a rain-on-snow event (4 mm) on March 3rd caused melt and rain to again infiltrate to the level of the ice layers. Tracer was removed from the surface of the ice and the flow then deviated towards ground level through flow fingers formed at the junction between the artificial ice layers (Furbish, 1988). This can be clearly seen in Figure 4 (March 11th). Of particular interest in this latter figure is also the appearance of secondary layers of ice formed from tracer-containing meltwater at a discontinuity approximately 10 cm above the soil surface. These layers were formed by lateral displacement of meltwater along the discontinuity and subsequent refreezing.

isothermal conditions that are extensive enough to allow relatively rapid passage of water. Langham (1974b) described the formation of these vein networks in the 'rotting' of ice layers in wet snow; these large losses of tracer confirm the passage of water through the ice structure. Figure 6 shows that the ice layers have lost from 80 to 90% of the initial amount of tracer by the time they have been removed from the snow cover. Some tracer is removed by surface leaching during the cold period but the greater part is washed through the ice during the springmelt.

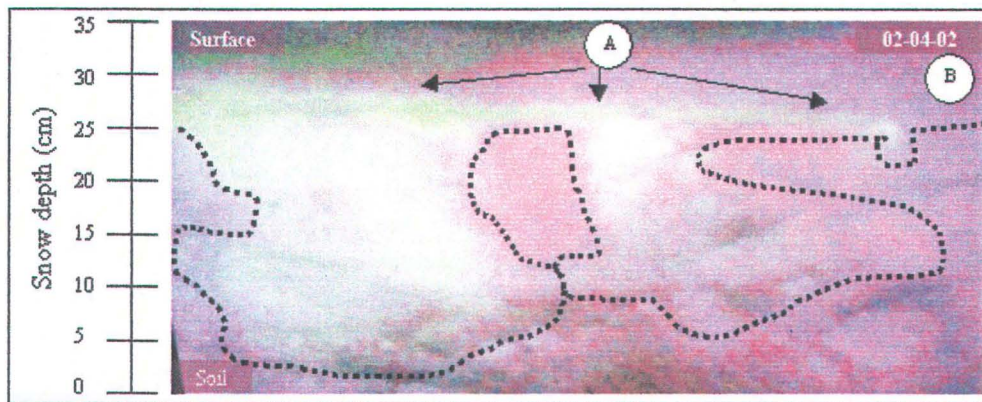


Figure 5 : A= three initial artificial ice layers; B= the dashed line shows where tracer-containing meltwater have infiltrated directly below layers after having permeated through the ice.

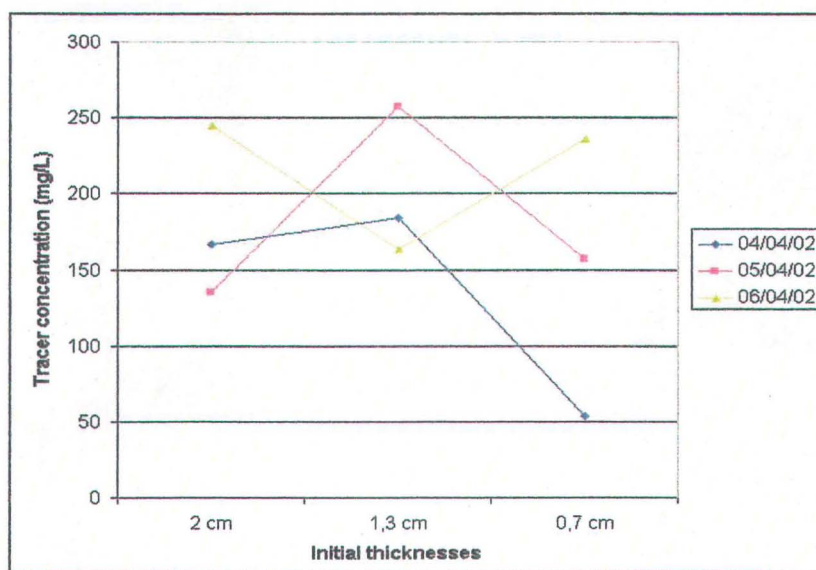


Figure 6. Final tracer concentration for different ice layer thicknesses

Despite the continual passage of water around and through the ice during both cold and springmelt periods, that there is very little vertical movement of ice layers and the overall edge dimensions of the ice layers do not change appreciably (Table 1). However, the physical appearance is changed, the layers becoming rougher and slightly thicker, due to accretion of frozen snow crystals during the cold period (Figure 7), and granular from the penetration of water

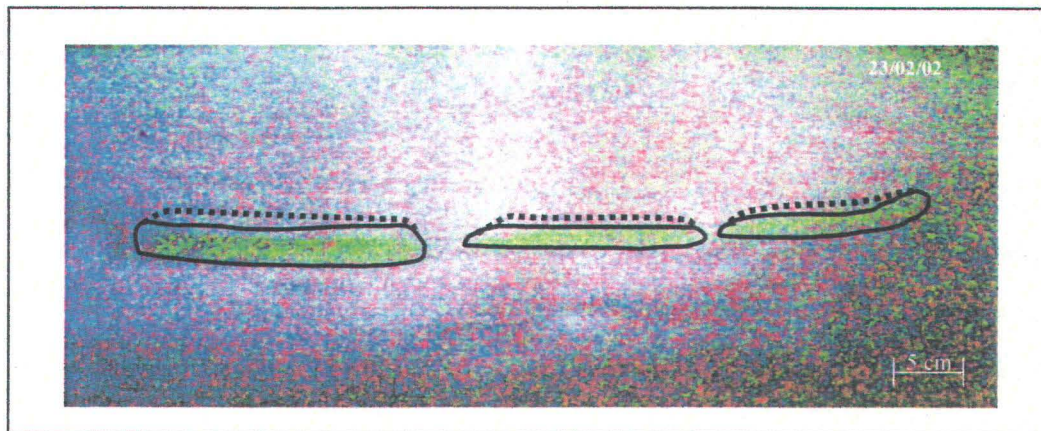


Figure 3. A set of artificial ice layers (delimited by a solid line) : dotted line indicates regions of accretion.

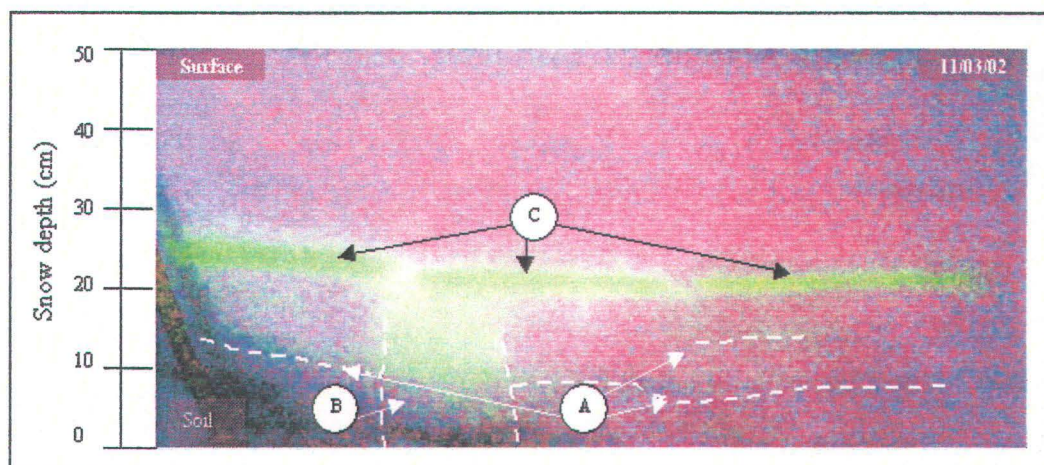


Figure 4 : A = Natural ice layers containing tracer created by meltwater leaching of artificial ice layers, infiltration below ice layer level and then refreezing; B = Frozen flow finger located at the junction of two artificial layers; C = Three initial artificial ice layers.

During the cold period we observe no significant presence of tracer directly under the artificial ice layers during water infiltration, which indicates that the layers were impermeable to water at this time. The effect of water is to flow along the surface of the ice and then be deviated to lower strata through gaps to form vertical channels; ice lenses may also be formed at discontinuities between snow strata by lateral movement of water and refreezing. The depth of artificial ice layers (more than 10 cm) within the snow cover and the high albedo of the doped ice layers (Figure 2) during the cold period assured that no changes due to local heating of ice took place by radiation transmitted through the snow (Albert *et al.*, 2000).

Changes during Springmelt

During the melt period, water flows continuously through the snowpack. Water not only flows around the ice layers and through gaps between ice layers but also through the ice. This can be seen in Figure 5 ; large areas of snow directly beneath the layers show the presence of tracer. The permeability of the ice has increased due to the formation of inter-grain large-veined networks at

during isothermal conditions. The density of the ice layers thus decreases due to the increase in porosity of the ice (Table 1). It should be noted, however, that the ice layers were not allowed to remain in the snow cover long enough to observe the actual breakdown of the ice-layer macro-structure.

Table 1: Final artificial ice layers characteristics.

Date	Initial Thickness m	Final Thickness m	Edge dimension m	Volume m ³	Density* Kg/m ³
04/04/02	0.007	0.01	0.2*0.17	0.00034	676.5
04/05/02		0.017	0.185*0.19	0.00060	836.1
04/06/02		0.01	0.19*0.19	0.00036	886.4
04/04/02	0.013	0.015	0.195*0.19	0.00037	910.0
04/05/02		0.025	0.2*0.2	0.00100	640.0
04/06/02		0.015	0.19*0.19	0.00054	886.4
04/04/02	0.02	0.025	0.19*0.19	0.00090	643.0
04/05/02		0.03	0.195*0.19	0.00111	737.7
04/06/02		0.025	0.19*0.195	0.00093	809.9
Mean					764.5

* Density is estimated from volume and the weight of the sample



Figure 7. Example of an ice layer after the main melt period (collected on April 5th).

CONCLUSION

This study has shown that artificial ice layers pre-doped with fluorescent tracer can be used to follow the evolution of ice and its interaction with water in snow during rain-on-snow events and melt. The results show clearly the shifting patterns in water pathways around and through gaps in the ice, and the change in permeability of the layers, which allows passage of water through the ice structure. The study also shows that the overall physical dimensions of ice layers remain

relatively intact during the cold period and the initial springmelt. However, the structure of the ice becomes rougher and more granular due to accretion of wet snow crystals having been refrozen on the ice surface and changes in permeability. Experiments with artificial ice layers are now being prepared with a view to quantifying the relative amounts of ice-layer wastage and accretion from the evolution of tracer content during changes in differing snow cover conditions.

ACKNOWLEDGEMENTS

Special thanks to Agriculture and Agri-food Canada (Dr.Éric van Bochove and Georges Thériault) and all the experimental farm staff for their help on the site and for all the logistic. This project has received financial support from Environment Canada (CRYSYS).

REFERENCES

- Albert, M.R. and Perron, F.E. (2000) Ice layer and surface crust permeability in a seasonal snow pack. *Hydrological Processes*, vol. 14, p. 3207-3214.
- Church, J.E. (1948) The evolution of snow-melt by dyes and drip-pan. *Union géodésique - géophysique, AISH-IASH, Assemblée Générale d'Oslo, Août 19-28 1948*, vol. 2, p. 115-117.
- Colbeck, S.C. (1978) Physical aspects of water flow through snow. *Advances in Hydrosience*, vol. 11, p. 165-206.
- Gerdel, R.W. (1948) The storage and transmission of liquid water in the snow pack as indicated by dyes. *Western Snow Conference Proceedings*, 16, p. 81-91.
- Gerdel, R.W. (1954) The transmission of water through snow. *Transaction of American Geophysical Union*, vol. 35, no 3, p. 475-485.
- Hardy, J.P., Albert, M.R. and Hardy, D.R. (1992) Variability in snowmelt routing. *EOS*, October 27, 1992, American Geophysical Union, p.174.
- Hardy, J.P., Albert, D.G. (1993) The permeability of temperature snow; Preliminary links to microstructure. *Eastern Snow Conference Proceedings, Québec, June 8-10 1993*, p. 149-156.
- Langham, E.J. (1974a) Phase equilibria of veins in polycrystalline ice. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 11, no 9, p.1280-1287.
- Langham, E.J. (1974b) The mechanism of rotting ice layers within a structured snow pack. *IAHS-AISH publ.*, no 114, April 1974, p. 73-81.
- Marsh, P. (1991) Water flux in melting snow covers. *in Advances in Porous Media I*, chapter 2, Elsevier, p.61-122.
- Rikkens, M.F. and Williams, M.W. (consult web page 03/05/2000) Pattern Ice Columns in Snow as Markers of Preferential Liquid Water Pathways. URL : <http://snobear.colorado.edu/Rikkens/hp.html>.
- Schneebeli, M. (1995) Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack. *in Tonnessen, K.A., Williams, M.W. and Tranter, M. (eds.) (1995) Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments. IAHS Publication No.228*, p. 89-96.
- Schneebeli, M. (1998) Unsaturated Water Flow in Snow: Experiment and Simulation. *International Conference on Snow Hydrology: The Integration of physical, Chemical, and Biological Systems, Hanover, New Hampshire Special Report 98-10*, p. 2, (abstract).
- Van Bochove, E., Thériault, G., Rochette, P., Jones, H.G. and Pomeroy, J.W. (2001) Thick ice layers in snow and frozen soil affecting gas emissions from agricultural soils during winter. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, vol. 106, no D19, p. 23,061-23,072.
- Williams, M.W., Rikkens, M. and Pfeffer, W.T. (2000) Ice columns and frozen rills in a warm snow pack, Green Lakes valley, Colorado, USA. *Nordic Hydrology* vol. 31, No 3, p. 169-186.
- Woo, M.K., Heron, R. and Marsh, P. (1982) Basal ice in high Arctic snow packs. *Arctic and Alpine Research*, vol. 14, p. 251-260.