



**HAL**  
open science

# La neige du plateau antarctique. Surface spécifique et applications.

Jean-Charles Gallet

► **To cite this version:**

Jean-Charles Gallet. La neige du plateau antarctique. Surface spécifique et applications.. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. NNT : . tel-00536162

**HAL Id: tel-00536162**

**<https://theses.hal.science/tel-00536162>**

Submitted on 15 Nov 2010

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

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



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE  
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT



# La neige du plateau antarctique. Surface spécifique et applications

Jean-Charles GALLET

Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble

(Arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et 30 Mars 1992)

**Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers**

Date de Soutenance : 5 Juillet 2010

*Composition du jury :*

Masa Kageyama	Chargée de Recherche,	CNRS, LSCE	Rapporteur
Jean-Louis Roujean	Chargé de Recherche,	CNRS, CNRM	Rapporteur
Eric Brun	Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées,	CNRM	Examinateur
Jean-Martial Cohard	Maître de Conférences,	UJF, LTHE	Examinateur
Michel Fily	Professeur,	UJF, LGGE	Examinateur
Florent Domine	Directeur de Recherche,	CNRS, LGGE	Directeur de thèse

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT (UMR5183)

Centre National de la Recherche Scientifique

Université de Grenoble

54, rue Molière – Domaine Universitaire

BP 96 – 38402 – Saint Martin d'Hères Cedex (France)

## IL ETAIT UNE FOIS...

La partie la plus lue d'une thèse, c'est ce que font la plupart des gens non ? Souvent dénommée remerciements, parfois avant propos, moi j'aurais envie de dire apéritif avant indigestion certaine, autant qu'il soit consistant et croustillant. Je n'ai pas l'intention de jeter des roses à la Terre entière et de dire que tout le monde est beau et gentil ou de révéler tous les ragots du labo (il y en a tellement peu !), mais cela n'empêche pas d'écrire trois pages, une par année de thèse, enfin presque.... En fait, je pense sincèrement que l'être humain en général est profondément méchant, menteur, voleur, jaloux, sinistre, triste, stupide....comme ça maintenant je peux dire ce que je veux, tout paraîtra compliments, l'être humain est donc également fourbe. Ne soyons vache qu'à moitié (hein Gigi), mais profitons quand même de cette seule partie d'expression libre que la rédaction d'un manuscrit autorise.

Je tiens à remercier les membres de mon jury, Masa, Jean-Louis, Eric, Jean-Martial et Michel d'avoir accepté d'évaluer ce travail dans un délai relativement court. Michel, je tiens également à te remercier en tant que directeur du laboratoire pendant les années où j'y étais. Je n'oublierai jamais ces conseils de labo interminables avec l'estomac dans les talons (et pire avec une gueule de bois, très occasionnellement) et tous les efforts que tu as fait pour les étudiants de ce labo, thésards et autres.

Bien évidemment qui dit étudiant en thèse dit directeur de thèse. Le mien est, et sera toujours je pense, impossible à cerner complètement. On pourrait en écrire des pages entières, probablement une thèse même. J'y mettrai 4 chapitres dans cette thèse. Tout d'abord une partie sur ses compétences, quelles soient de terrain, de labo, scientifiques, autocritiques, ou de rédaction. Une seconde partie tournerait sur les relations humaines avec les autres chercheurs, délicate à rédiger sans froisser quelques feuilles, heu non Personnes, hahaha !!! ... Une troisième sur la relation avec les étudiants et le RU : quand y a de la bouffe dans l'histoire, ça se passe souvent mieux. Enfin une quatrième partie sur l'art et la manière de raconter des histoires, d'aborder les gens, des les décrire, de façon toujours positive, cela va de soi. Bref tellement à dire mais ce que j'ai le plus apprécié chez toi Florent, c'est la façon que tu as d'aborder tes étudiants. Tu fais ce que tu peux avec ce que tu as et tu essayes de presser le citron au maximum, si ce dernier se fait pas la malle, mais ça ne t'es encore jamais arrivé, preuve que ça marche. Un Grand Merci pour tout ce que tu m'as appris et pour la patience dont tu as fait preuve, mais tout le monde sait que c'est une de tes premières qualités.

Un grand merci à tous les gens avec qui j'ai pu collaborer au sein du laboratoire. Sans ton aide, tes remarques et le nombre de questions auxquelles tu m'as répondu sur l'optique de la neige, cette thèse aurait certainement été moins consistante, merci Ghislain. Ton compère Laurent n'y est pas pour rien non plus, merci de toutes ces précieuses informations sur le

matos et de ton aide lors de cette campagne Antarctique 2008-2009, sans oublier les calibrations dans les frigos. Un grand merci à tous les services techniques qui ont fortement contribué au montage de DUFISSS, Jean-Phillipe, Phillippe, Romain, Olivier et surtout, Eric. J'en profite également pour remercier des gens indispensables au bon fonctionnement d'un laboratoire de recherche, c'est-à-dire le secrétariat, les services techniques en général, surtout le service informatique (un grand merci Marie).

Je pense avoir fait le tour des incontournables, merci à tous les autres, c'est-à-dire ceux avec qui j'ai discuté, fumer des clopes, bu des bières, raconter des conneries, jouer à des jeux stupides... Sans oublier la demoiselle Six, merci pour ton sourire radieux et ta gentillesse, gros bisous. Et puis aussi les petits goûters de 17 heures à l'atelier, n'est-ce pas messieurs Lefebvre (jamais trop d'eau), Possenti (pas trop d'eau dans le béton), Allemany (merde, faut que j'aille chercher les gosses) et encore mademoiselle Six (bon aller, un petit dernier). La prochaine fois que je repasse, je ramène le goûter ! Un grand Merci à Jojo pour m'avoir emmené là où un grand nombre de gens rêvent d'aller, l'Antarctique bien sûr.

Bon et puis il y a les inévitables du laboratoire, difficiles à esquiver parce qu'ils sont partout, ou parce qu'ils ne peuvent pas s'empêcher de fourrer leur nez partout, ou parce qu'on a du mal à ne pas les croiser, mais on les aime bien quand même. Comme notre glacio-api-viti-culturologue, le Yves Arnaud de l'IRD. Ha mais j'y pense, c'est aussi toi qui m'a pris le premier en stage dans la boutique, merci. Dans le genre discret, on a aussi le Jaffrezo, espèce carnivore et redoutable dès 6 heures du mat', le gros Manu, un peu gronchon le matin mais tellement doué avec un fouet dans les mains (pour faire des mousses au chocolat bien sûr). Y a aussi le Didier, qui n'a souvent pas de clopes et qui parfois oublie des trucs bizarres sur le bureau de ses étudiantes... Et le Steph', qui fait toujours des câlins quand on en a besoin, et qui est dans le ciel quand les thermiques le permettent, Merci pour ta gentillesse et tes petites blagues. Et le p'tiot, que dire, le couloir du premier sera bien moins parsemé d'embûches et de doudous pendant l'année 2010-2011, et les mails bien moins Gigiment fournis. Reviens nous du pays des rêves, là où la vie prend toute sa valeur, ou l'homme reprend sa petite place de rien du tout, celle qu'il aurait dû garder, ou pas...

Enfin, car il en faut une, sera pour les étudiant(e)s. Merci aux anciens, ou nouveaux, aux thétards, aux stagiaires. Les anciens sont ceux que j'ai connus en master. Nico, Hélène, Laura et la clique qui allait avec mais je me rappelle plus trop (bah oui avec vous trois on se croisait au no name, c'était plus facile). Un grand coucou à Ludo, je me rappellerai toujours de ces moments de craquage complet dans le bureau par 40°, d'une photo de Mr Lab, de celle où on est torse nu avec un sceau sur la tête (je sais plus pourquoi), de notre copine de Parisse... a bientôt, je passerai à Washington, tu passeras à Tromsø. Catherine, notre collègue québécoise polyglotte toujours sans stress, pas de soucis. Manu, ménage le Florent, il a pas mal souffert avec ma thèse mais il faut maintenant qu'il se fade la tienne, et

puis arrête la moto, ce n'est pas bon pour ce que t'as, et puis coupe toi les cheveux de façon homogène, et bon courage surtout. Et le bureau des filles, Christine, Daphné et Isa. A ces pauses chocolat, café, discussion, et j'en ai marre, et toi, moi aussi, tu fais quoi, je lis mes mails, attends j'ai un jeu super sur le net... Gros bisous a vous trois, surtout les deux dernières, vous êtes encore dans le jus, et en plein dedans, bon courage. Nico et Christine, on se verra je ne sais pas où, en France ? En Suède ? En Norvège ? Sais pas, mais changez rien, vous faites parti des gens que j'ai le plus aimé rencontrer. Et puis y a toute la team des montagnards de merde, Basilou (dis fufu), Lucas (dis Calu), et la petite Marie (dis Mama), faites gaffe aux avalanches. Basilou, prends soin du p'tiot au pays de rêves. Lucas, les petits Suisses sont meilleurs avec du sucre. Mama, on se voit à Tromsø, je te prépare ta chambre, vue sur la montagne ça te va ? Et les autres, Cécile (courage pour les conseils de labo), Julie, j'espère que ton chef t'abandonnera pas dès qu'il aura une nouvelle stagiaire, Nico, j'espère bien que tu passeras me voir, enfin nous, puisqu'on a une amie commune, tellement plus qu'une amie en ce qui me concerne.

Merci à mes parents et à ma frangine pour leur soutien et les bonnes bouffes. Merci aux pots du Nord, Alex et Sophie, Gégé et Mimi, Ninie et Louis, Tom et Aurélie, pour les bières au frais quand je revenais. Et arrêtez de pondre des œufs et d'acheter des maisons, moi je viens tout juste de me trouver un cdd et d'acheter une caravane, je suis à la bourre ! (bon ok, je fini mes études à 28 balais en même temps). Merci à chat Gris pour tes miaous matinaux (je n'ai jamais trop su si ça voulait dire bonjour ou j'ai faim). Une dernière pensée à deux âmes qui n'ont malheureusement pas vu la fin de ce travail. Chat Roux, tu resteras une histoire de ce labo à mes yeux, tu es parti à jamais au pays des rêves quand j'y étais moi. Jean-Marc, tu m'as pris en stage de master, j'ai tellement appris de la recherche à tes côtés, ta maîtrise des manip expérimentales, ton sens de la critique, ton humour et ton rire si communicateur...ton côté tellement humain et cette saloperie de maladie...Merci pour tout, je n'oublierai jamais que j'ai été un de tes derniers étudiants.

Ces dernières lignes constituent l'introduction d'une nouvelle vie pour moi, elles sont donc pour toi Géraldine. On s'est rencontré à un moment peu évident de ma vie, celle de l'étudiant en rédaction de thèse. Mais j'ai toujours passé des moments fantastiques à tes côtés, du rêve et de la tendresse à l'état pur. En ce moment, je suis en Norvège et toi en France, mais tu as décidé de me rejoindre dans pas longtemps et de tenter l'aventure ici avec moi, merci pour ce que tu fais pour Nous. Je n'irai pas plus en détails, cela dépasse de loin de simples remerciements, qui s'achèvent ici d'ailleurs. Bonne indigestion si vous allez plus loin.

Vive les Gigis, les Lapins, les Chiens, les Elans, les Moutons et les poissons rouges, hein Tati ! (ho, c'est joli ici, ho bah ici aussi c'est joli, ha et là je suis jamais allée, tiens c'est quoi ce truc ?). Tcho.

JC.

# Résumé

La neige est la surface terrestre la plus réfléchissante et sa présence sur de vastes étendues comme l'Antarctique affecte considérablement le bilan énergétique de la Terre. L'albédo de la neige dépend de ses propriétés physiques, et notamment de sa surface spécifique, c'est-à-dire de la surface totale de ce milieu poreux accessible aux gaz, par unité de masse. La surface spécifique (SS) est également une variable importante pour la chimie des interactions neige-atmosphère, car elle permet de quantifier les molécules adsorbées. Cependant, faute de méthodes simples pour la mesurer, la SS de la neige antarctique a été très peu étudiée.

Un des objectifs de ce travail a été de concevoir et de mettre au point un nouveau dispositif expérimental pour mesurer la SS de la neige à partir de sa réflectance dans l'infrarouge. Ce dispositif permet une mesure rapide avec une précision de 10 % et il est facile à mettre en œuvre dans les conditions hostiles des régions polaires.

Nous avons ainsi réalisé les premières mesures de SS de la neige de surface sur le plateau Antarctique, à Dôme C (DC) et sur le trajet entre DC et la base côtière de Dumont D'Urville (DDU). Ces mesures ont été effectuées dans des puits d'environ un mètre de profondeur. Des suivis de l'évolution journalière de la SS ont également été réalisés. Il a été mis en évidence que les propriétés physiques de la neige sont spatialement inhomogènes à l'échelle de quelques mètres sur le plateau Antarctique car l'accumulation y est très faible et le vent remobilise la neige de surface, pour la redéposer en couches discontinues. Des hétérogénéités sont aussi observées entre DC et DDU, à cause notamment de l'augmentation de la vitesse du vent lorsque l'on se rapproche de la côte. A l'échelle journalière, les variations de la SS de la neige observées pour les deux premiers centimètres du manteau neigeux s'expliquent par la formation de givre de surface la nuit et de cristaux de sublimation le jour. Toutes ces mesures nous ont permis de calculer l'albédo de la neige sur le plateau Antarctique et ses variations journalières. Une étude préliminaire propose une comparaison de ces mesures avec des observations satellitales et les premiers résultats sont très encourageants quant à la possibilité de déterminer la SS de la neige depuis l'espace.

# Abstract

Snow is the most reflective surface on Earth and its presence on vast expanses such as Antarctica considerably impacts the climate of the Earth. Snow albedo depends on its physical properties, and particularly on its specific surface area i.e. the surface area of this porous medium that is accessible to gases, per unit mass. The specific surface area (SSA) is also an important variable for the chemistry of atmosphere-snow interactions, because it allows the quantification of adsorbed gases. However, for lack of simple methods to measure it, the SSA of Antarctic snow has been little studied.

One of the objectives of this study was to design and build a novel experimental apparatus to measure snow SSA from its infrared reflectance. This apparatus allows the rapid measurement of snow SSA, with an accuracy of 10 % and it is simple to operate in hostile polar conditions.

We have performed the first SSA measurements of the surface snow on the Antarctic plateau, at Dome C (DC) and on the traverse between DC and the coastal base Dumont D'Urville (DDU). These measurements took place in pits about 1 m deep. Daily variations of snow SSA were also studied. Our data indicate that snow physical properties are heterogeneous at a scale of several meters on the Antarctic plateau, because accumulation is very low and wind remobilizes surface snow, and redistributes it in discontinuous layers. Heterogeneities were also observed between DC and DDU, in particular because of the increase in wind speed closer to the coast. At the diurnal time scale, SSA variations observed for the top two centimetres of the snow are explained by the formation of surface hoar at night and of sublimation crystals during the day. These measurements allowed the calculation of snow albedo on the Antarctic plateau and its diurnal variations. A preliminary comparison of the calculated albedos with satellite measurements show an encouraging agreement, and lead to the conclusion that the determination of snow SSA from space can be envisaged with optimism.

# TABLES DES MATIERES

## Résumé

<b>Introduction.....</b>	<b>1</b>
<b>Le manteau neigeux dans le système climatique.....</b>	<b>1</b>
<b>Surface spécifique de la neige et bilan énergétique de la Terre.....</b>	<b>3</b>
<b>Surface spécifique de la neige et composition chimique de l'atmosphère.....</b>	<b>5</b>
<b>Déroulement de la thèse et plan du manuscrit.....</b>	<b>6</b>
<b>Remarques.....</b>	<b>7</b>

## **I. Etat de l'art sur la surface spécifique de la neige..... 11**

I.A. Introduction à la surface spécifique de la neige.....	11
I.A.1) Taille de grains et surface spécifique.....	11
a) Le cristal et le grain de neige.....	11
b) La surface spécifique de la neige.....	14
I.A.2) Surface spécifique de la neige et bilan énergétique de la surface de la Terre.....	15
I.A.3) Surface spécifique de la neige et chimie atmosphérique.....	17
a) Adsorption d'espèces chimiques.....	17
b) Surface spécifique et photochimie.....	18
I.A.4) Méthodes de mesure de la surface spécifique de la neige.....	19
a) Mesure de surface spécifique par stéréologie.....	19
b) Mesure de surface spécifique par adsorption de méthane.....	19
c) Mesure de SS par tomographie de rayons X.....	20
d) Mesure de SS par méthodes optiques.....	20
I.B. Surface spécifique, propriétés optiques et modélisation de la réflectance de la neige... 22	
I.B.1) La réflectance.....	22
I.B.2) Physique et optique de la neige.....	25
I.B.3) Le modèle DISORT (DIScrete Ordinate method for Radiative Tranfer).....	28
I.B.4) Relations entre surface spécifique et réflectance.....	30
a) Relations surface spécifique et réflectance dans le cas d'une neige pure.....	30
b) Relation entre surface spécifique et réflectance dans le cas d'une neige contaminée.....	31
I.B.5) Relations entre densité et réflectance de la neige.....	32
I.B.6) Impact du type de rayonnement incident et de l'angle solaire zénithal.....	33

## **II. Mesure de la surface spécifique de la neige par methode optique..... 39**

II.A. Résumé étendu.....	39
II.A.1) Problématique.....	39
II.A.2) Choix de l'instrumentation et détermination de la réflectance de la neige.....	39
II.A.3) Calibration de DUFSSS.....	42
II.B. Résumé de l'article 1: « Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm ».....	44
II.C. Article 1: Texte intégral.....	44



II.D.	Compléments et conclusions .....	61
II.D.1)	Protocole expérimental et échantillonnage.....	61
II.D.2)	Artefacts de mesures.....	62
II.D.3)	Conclusions .....	63
<b>III.</b>	<b>Profils de la surface spécifique du manteau neigeux antarctique.....</b>	<b>65</b>
III.A.	Site d'étude et objectifs scientifiques.....	65
III.A.1)	L'Antarctique.....	65
III.A.2)	Objectifs scientifiques .....	66
III.B.	Résumé de l'article 2 : "Vertical profiles of the specific surface area of the snow at Dome C, Antarctica." .....	68
III.C.	Article 2: Texte Intégral .....	68
III.D.	Compléments et Conclusions.....	107
<b>IV.</b>	<b>Variations journalières de la surface spécifique de la neige de surface a dome c, antarctique.....</b>	<b>111</b>
IV.A.	Echantillonnage et mesures.....	111
IV.B.	Bilan d'énergie à Dôme Concordia .....	111
IV.B.1)	Température de l'air à DC .....	112
IV.B.2)	Variations de l'angle solaire zénithal .....	112
IV.B.3)	Impact du couvert nuageux .....	112
IV.C.	Bilan énergétique et cycles de condensation/sublimation .....	114
IV.C.1)	Formation de givre de surface .....	115
IV.C.2)	Formation de fleurs de givre .....	115
IV.D.	Résumé de l'article 3: « Diurnal variation of the specific surface area of surface snow on the Antarctic plateau. Implications for the albedo and the chemistry of snow.....	119
IV.E.	Article 3: Texte Intégral .....	119
IV.F.	Compléments.....	143
IV.G.	Conclusions.....	144
	<b>Conclusions et perspectives de la thèse.....</b>	<b>145</b>

# INTRODUCTION

## Le manteau neigeux dans le système climatique global

Le climat de la Terre fait intervenir de nombreuses constituants : la biosphère, la géosphère, l'hydrosphère, l'atmosphère et la cryosphère. Une étude quantitative du climat nécessite en premier lieu la connaissance du bilan énergétique de chaque composante.

La principale source d'énergie externe au système Terre vient du Soleil et cette énergie n'est pas répartie de façon uniforme à la surface de la Terre. De par la géométrie sphérique de notre planète, une même quantité d'énergie est reçue sur une plus petite surface à l'équateur qu'aux pôles. Par conséquent, l'équateur reçoit un excès d'énergie par rapport aux pôles et on observe généralement de faibles températures dans les régions polaires. L'océan y gèle et les précipitations y ont lieu essentiellement sous forme neigeuse, de sorte qu'aujourd'hui, les régions polaires sont recouvertes de neige la plus grande partie de l'année.

En effet, la neige recouvre jusqu'à 50% de la superficie de l'hémisphère nord en hiver [Robinson et al., 1993] et de façon permanente l'Antarctique et le Groenland. De plus, la neige est la surface qui réfléchit le plus le rayonnement solaire incident de sorte que le déficit énergétique des régions polaires est largement accru par la présence de neige. Du fait de leurs faibles températures et de la présence de neige et de glace, les hautes latitudes ont un fort impact sur le climat de la Terre et son évolution [Goody, 1980; Warren, 1982; Lemke et al., 2007]. La cryosphère, qui représente toutes les portions de la surface de la Terre où l'eau est présente à l'état solide, apparaît donc comme un acteur majeur du système climatique global.

Le manteau neigeux est tout d'abord étudié pour son impact radiatif car la présence de neige modifie les échanges énergétiques entre le sol, l'océan et l'atmosphère [Sturm et al., 2002; Van den Broeke et al., 2008]. Pour quantifier le bilan radiatif d'une surface, on définit son albédo, c'est-à-dire la fraction du rayonnement solaire réfléchi vers l'atmosphère par une surface. Les zones recouvertes de neige ou de glace possèdent généralement un albédo élevé dans la partie visible du spectre solaire (0,38-0,78  $\mu\text{m}$ ), avec des valeurs de l'ordre de 0,4 pour la glace et 0,95 pour une neige pure et récente. Cela signifie que la glace renvoie 40% de l'énergie solaire incidente contre 95% pour de la neige pure et récente. Dans la partie infra-rouge du spectre solaire (0,78-2,5  $\mu\text{m}$ ), qui représente environ 40% de l'énergie solaire incidente, l'albédo de la neige est plus faible avec des valeurs oscillant entre 0,7 et 0,2 pour de la neige pure. Intégré sur tout le spectre solaire, l'albédo de la neige pure est compris entre 0,8 pour une neige récente et 0,7 pour une neige âgée. Par comparaison, les valeurs d'albédo typiquement observées sur les autres surfaces de la Terre sont bien

inférieures, comprises entre 0,03 et 0,25 pour l'océan et entre 0,16 et 0,20 pour des surfaces végétales. De par son fort albédo et la quantité de surfaces recouvertes par la neige, de façon permanente ou saisonnière, la présence d'un couvert neigeux impacte considérablement le bilan énergétique de la planète et il est donc nécessaire de déterminer cet albédo et ses variations temporelles et spatiales.

La neige est un matériau très divisé, constitué d'air et de glace et (parfois) de quelques impuretés (carbone suie, poussières minérales...), c'est un milieu fragile et en perpétuelle évolution. L'ensemble des processus physiques modifiant la morphologie des grains de neige et l'évolution stratigraphique du manteau neigeux au cours du temps est dénommé métamorphisme [Colbeck, 1982; 1983; Sommerfeld, 1983]. Le métamorphisme a pour conséquence la modification des propriétés physiques de la neige telles que la taille des grains, la densité, la conductivité thermique, la perméabilité ainsi que l'albédo [Colbeck, 1982]. L'albédo de la neige, dans le visible, est dépendant de la taille de grains et de la quantité d'impuretés présentes dans la neige [Warren, 1982; Grenfell et al., 1994] mais dans l'infra rouge, l'albédo de la neige est uniquement dépendant de la taille de grains [Warren, 1982] ce qui signifie que cette variable permet à elle seule de déterminer l'albédo infra rouge de la neige [Domine et al., 2006]. En général la taille de grains augmente lors du métamorphisme [Flanner et Zender, 2006; Taillandier et al., 2007], de telle sorte que l'albédo diminue, dans le visible et l'infra rouge. Les valeurs d'albédo dans le visible peuvent décroître vers 0,8 dans le cas d'une neige pure et âgée composée de gros grains et il peut être inférieur à 0,2 dans l'infra rouge. La connaissance de la variable taille de grains apparaît donc cruciale pour l'étude des propriétés radiatives de la neige, c'est-à-dire la détermination de son albédo et donc l'étude du bilan énergétique de la planète.

Etant donnée la diversité de la forme des grains de neige, la mesure de leur taille reste difficile et dépendante de l'observateur [Aoki et al., 2000]. Le paramètre taille de grains a cependant longtemps été utilisé pour décrire les interactions neige-rayonnement dans de précédents travaux [Warren, 1982; Alley, 1987; Grenfell et al., 1994]. Plus récemment, d'autres études [Grenfell et Warren, 1999; Neshyba et al., 2003; Grenfell et al., 2005] ont montré que la représentation des grains de neige par des sphères de même rapport surface/volume dans les modèles de transfert radiatif constituait une très bonne approximation pour le calcul de la propagation dans le manteau neigeux des ondes comprises entre 0,2 et 50  $\mu\text{m}$  de longueur d'onde. Ce rapport surface/volume est fondamental pour l'étude des propriétés radiatives d'un milieu poreux comme la neige car la diffusion de la lumière est fonction de la surface des particules alors que l'absorption de la lumière est fonction du volume des particules. Il semblerait donc plus avantageux, pour une étude des propriétés radiatives de la neige, de représenter ce milieu par le rapport surface/volume de ses particules, c'est-à-dire par sa surface spécifique (SS).

La SS de la neige exprime la surface de l'interface entre les grains de neige et l'air interstitiel par unité de masse et elle est définie par :

$$SS = \frac{S}{M} = \frac{S}{\rho_{\text{glace}} \times V} \quad \text{Intro 1}$$

avec S la surface d'un grain de neige, V son volume et  $\rho_{\text{glace}}$  la densité de la glace, qui vaut  $917 \text{ kg m}^{-3}$  à  $0^\circ\text{C}$ . Dans le cas simplifié de particules sphériques :

$$SS = \frac{3}{\rho_{\text{glace}} \times r_{\text{eff}}} \quad \text{Intro 2}$$

avec  $r_{\text{eff}}$  le rayon effectif ou le rayon optique, c'est à dire le rayon des particules sphériques ayant la même SS que les grains de neige. La SS peut s'exprimer en  $\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$  et nous utiliserons toujours cette unité. Elle varie de  $2 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  pour une croûte de fusion regel à  $156 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  pour une neige dendritique fraîche [Domine et al., 2007a]. La SS est une variable plus objective que la taille de grains et il est indispensable de la quantifier afin de comprendre les interactions neige-rayonnement.

## Surface spécifique de la neige et bilan énergétique de la Terre

Ce travail de thèse est centré sur cette propriété physique majeure de la neige : sa surface spécifique (SS), qui est impliquée dans les processus de variation de l'albédo de la neige dans le visible, et surtout dans l'IR. La figure Intro-1 montre l'impact de la SS d'une neige pure sur son albédo spectral, c'est-à-dire sur le spectre solaire et également l'impact d'une contamination par 50 ppbw (ppbw : partie par billion massique) de carbone suie sur l'albédo spectral de la neige (BC : Black Carbon). Cette concentration d'impuretés est par exemple la valeur médiane mesurée dans la neige au Svalbard [Forsstrom et al., 2009].

Dans le visible, l'albédo spectral d'une neige pure est élevé, de l'ordre de 0,95, et il dépend peu de la SS de la neige. Dans l'IR, l'albédo diminue et il peu décroître vers des valeurs de l'ordre de 0,1 pour des longueurs d'onde autour de 1,5 et 2,0,  $\mu\text{m}$ . Par contre, on observe une forte dépendance de l'albédo spectral avec la SS de la neige dans cette partie du spectre solaire (figure Intro-1). Concernant la quantité d'impuretés, on voit clairement qu'une fine quantité d'impuretés diminue fortement l'albédo spectral de la neige mais uniquement dans la partie visible du spectre solaire.

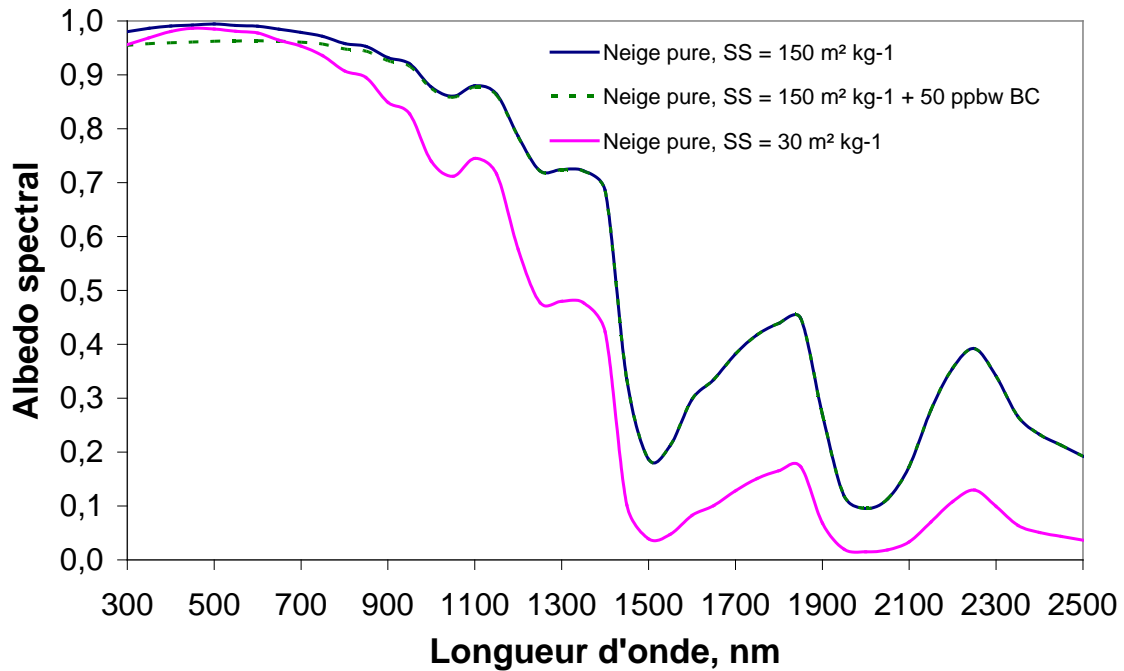


Figure Intro-1 : Variation de l'albedo spectral pour différentes valeurs de surface spécifique de neige pure et pour une neige contaminée par 50 ppbw de carbon suie (BC) (calculs effectués avec le code DISORT).

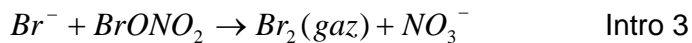
Parce que la neige est un milieu fragile et en perpétuelle évolution, elle subit une métamorphose au cours du temps [Colbeck, 1983] qui a presque toujours pour conséquence la diminution de sa SS, c'est-à-dire de son albédo. Des études expérimentales et de terrain ont montré que la vitesse de décroissance de la SS est une fonction de la température et du gradient de température [Cabanes *et al.*, 2002; 2003; Taillandier *et al.*, 2007]. Pour un même gradient de température, plus la température est élevée et plus la décroissance de la SS de la neige est rapide [Taillandier *et al.*, 2007]. Si la SS de la neige diminue, son albédo diminue et donc la quantité d'énergie absorbée augmente de sorte que la température de la neige de surface augmente, d'où en conséquence le métamorphisme et cela constitue une rétroaction positive.

La SS de la neige est donc une variable cruciale qui illustre le rôle central de la physique de la neige au niveau du bilan énergétique de la surface de la Terre. Mais l'impact de la SS de la neige ne se limite pas à l'aspect énergétique. En effet, la neige est un milieu poreux qui offre une très grande quantité de surfaces accessibles aux gaz atmosphériques. En d'autres termes, la neige est capable d'interagir avec les espèces chimiques présentes dans l'atmosphère. Les processus mis en jeu sont essentiellement l'adsorption, la désorption et la catalyse de réactions hétérogènes.

## Surface spécifique de la neige et composition chimique de l'atmosphère

De nombreuses molécules interagissent avec la surface des cristaux de glace où elles peuvent se fixer par des mécanismes d'adsorption. La quantité adsorbée est directement dépendante de la SS de la neige, de la pression partielle du gaz et de la température de la neige. Les espèces concernées comprennent les molécules ayant un fort moment dipolaire qui peut interagir avec le moment dipolaire des molécules d'eau (acide nitrique, acétaldéhyde, acétone, ...) et les molécules ayant une faible tension de vapeur saturante comme certains Polluants Organiques Persistants [Abbatt, 1997; Domine et Rey-Hanot, 2002; Houdier et al., 2002; Domine et al., 2007b]. Ces molécules sont directement soustraites à l'atmosphère ce qui va donc affecter la composition chimique de l'atmosphère.

Ces molécules adsorbées peuvent aussi réagir à la surface des cristaux de glace comme par exemple les composés formés lors des mécanismes de destruction de l'ozone dans la troposphère polaire [Beine et al., 2002] :



Tous les composés de cette réaction, hormis le  $Br_2$ , sont adsorbés à la surface des cristaux de neige, et donc leur concentration dans la neige dépend de la SS de la neige. La relative transparence du manteau neigeux au rayonnement solaire, notamment dans la partie visible du spectre solaire [Warren, 1982; Zhou et al., 2003], permet de photolyser certains composés et produire des fragments réactifs, comme OH produit suite à la photolyse de  $NO_3^-$ . En supposant que ce dernier est adsorbé à la surface des cristaux de glace [Beine et al., 2006; Grannas et al., 2007; Jacobi et Hilker, 2007], sa photolyse produit NO et  $NO_2$  qui sont alors émis vers l'atmosphère [Honrath et al., 1999; Davis et al., 2001; Beine et al., 2002] et deviennent une source du principal oxydant de l'atmosphère, le radical OH [Davis et al., 2001]. La photolyse de l'ion nitrate montre encore l'importance de la SS de la neige [Domine et al., 2008].

La SS de la neige est donc une donnée cruciale pour les échanges énergétiques à la surface de la Terre et pour la composition chimique de l'atmosphère. Peu de données sur la SS de la neige sont disponibles dans la littérature faute de méthodes fiables pour la mesurer, méthodes qui n'ont été mises au point que très récemment [Legagneux et al., 2002; Kerbrat et al., 2008]. De plus, ces méthodes restent longues et difficilement applicables sur le terrain. Par conséquent, l'utilisation de cette variable n'est pas à la hauteur de son importance dans le système climatique global et elle est encore régulièrement remplacée par la taille de grains. Une nouvelle méthode de mesure de la SS, rapide et réalisable sur le terrain, nous fournirait une plus grande quantité de données de SS de neige ce qui permettrait de mieux cerner le rôle crucial de la SS dans le système climatique.

## Déroulement de la thèse et plan du manuscrit

Ce travail de thèse a pour objectif premier de concevoir et tester un nouveau système de mesure de la SS de la neige par méthode optique. La figure Intro-1 montre que l'albédo spectral de la neige varie en fonction de la SS de la neige et l'albédo spectral peut être un terme équivalent à celui de réflectance sous certaines conditions, comme décrit dans la section I.B.1. En se basant sur cette théorie, qui a par ailleurs été confirmée par des observations de terrain sur quelques longueurs d'ondes [Domine et al., 2006], il semble possible de mesurer la SS de la neige à partir de sa réflectance infra-rouge.

La suite de ce travail consiste à étalonner ce système en laboratoire avec une méthode fiable de mesure de SS afin d'établir la relation entre SS et réflectance. Cette relation s'est révélée complexe et une étude de modélisation s'est avérée nécessaire. Le code DISORT (DIScrete Ordinate method for Radiative Transfer) nous a permis de mieux cerner notre problème pour finalement aboutir à la production d'un système fiable et rapide, pouvant fonctionner de manière autonome dans les difficiles conditions des régions polaires.

Par la suite, l'utilisation de ce nouvel outil en milieux polaires a été réalisée avec succès à la station franco-italienne de Dôme Concordia en Antarctique et ensuite à Barrow (Alaska) dans l'Arctique. Les objectifs de la mission Antarctique étaient doubles : 1/ Mesurer la SS de la neige sur le plateau Antarctique et constituer la première base de données de SS de neige concernant cette région du globe. 2/ Comparer ces mesures à la reconstruction de la SS de la neige de surface à partir d'observations satellitales. Ces deux objectifs sont focalisés sur le bilan énergétique de la planète mais les données peuvent également être utilisées par la communauté des chimistes pour étudier les échanges air-neige. En ce qui concerne l'Arctique, la mission s'est déroulée au sein du programme OASIS (Ocean-Atmosphere-Sea Ice-Snow Interactions). Les objectifs ciblés étaient essentiellement centrés sur la chimie atmosphérique polaire ce qui nécessite la connaissance des propriétés physiques de la neige et notamment sa SS.

Un grand nombre de mesures a été réalisé au cours de cette thèse et nous n'allons pas tout présenter. Nous nous focaliserons uniquement sur les données antarctiques car d'une part, cette thèse est centrée sur la physique de la neige et l'impact du manteau neigeux sur le bilan énergétique de la planète, ce qui correspond aux objectifs de la mission Antarctique. De plus, la figure Intro-1 montre que la détermination de l'albédo de la neige dans le visible dépend de la SS de la neige mais surtout de la quantité d'impuretés présentes dans la neige. En Antarctique, loin de toute source de pollution, la quantité d'impuretés est négligeable sur l'albédo de la neige [Warren et Clarke, 1990] et même s'il peut exister une pollution anthropique, elle est limitée autour des bases et donc négligeable pour l'étude du bilan énergétique à l'échelle de ce continent. La SS de la neige suffit donc à elle seule à

déterminer l'albédo du manteau neigeux antarctique sur tout le spectre solaire. D'autre part, il n'existe pas de mesures de SS de neige de surface dans cette région du globe ce qui donne toute son importance à ces données et met en valeur l'impact scientifique de ce travail.

Le plan de ce manuscrit suit l'ordre chronologique du déroulement de cette thèse. Un premier chapitre introductif sur la SS de la neige justifiera de façon claire le choix de l'utilisation de cette variable et nous insisterons sur le rôle central de la SS tant au niveau du bilan énergétique que de la chimie atmosphérique. Ayant pour objectif de mesurer la SS par réflectance infra rouge, une section sur les propriétés optiques de la neige est indispensable à la compréhension de notre démarche. La mise au point et la validation du système de mesure constitueront le second chapitre de ce manuscrit. Nous passerons ensuite aux résultats obtenus lors de la campagne Antarctique. Les profils verticaux de SS ont été étudiés ce qui nous permet de calculer l'albédo spectral moyen du manteau neigeux antarctique. Ces profils ont été réalisés autour de la station Concordia mais également sur le raid français entre les bases de Concordia et de Dumont D'Urville. Le troisième chapitre présentera l'ensemble de ces résultats tandis que le quatrième chapitre sera dévolu aux variations journalières de la SS de la neige de surface, et donc de l'albédo, autour de la base Concordia. L'ensemble des résultats des chapitres trois et quatre pourront, lors d'une exploitation future de ce travail, être comparés aux observations satellitales dans le but de valider la reconstruction de la SS en Antarctique à partir de ces observations [Scambos *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2008]. Tous ces résultats ont pour but d'étudier l'albédo spectral et ses variations sur le plateau antarctique, afin de mieux quantifier les échanges énergétiques entre la neige et l'atmosphère.

## Remarques

Pour valoriser au mieux ce travail et le temps consacré à la rédaction d'articles scientifiques, il a été choisi de rédiger une « thèse-articles ». Nous sommes conscients que toute la communauté scientifique n'est pas forcément en accord avec cette méthode de rédaction. Chaque chapitre constitué d'un article est accompagné d'une section introductive et d'éventuels compléments et les résumés y sont systématiquement traduits et insérés.

Un grand nombre de résultats issus de modélisation du transfert radiatif dans la neige seront présentés. Les calculs ont toujours été effectués entre 0,3 et 2,5  $\mu\text{m}$  de longueur d'onde. Le spectre du rayonnement solaire incident à la surface de la Terre est plus large mais la quantité d'énergie incidente en dehors de cette gamme est extrêmement faible (< 0,1% au solstice d'été à 75°S) de sorte que nous avons négligé cette partie du spectre. La dénomination 'spectre solaire' est relative à l'intervalle 0,3-2,5  $\mu\text{m}$  dans ce manuscrit et nous confondrons les termes radiation incidente et rayonnement incident.



## Références Bibliographiques de l'introduction

- Abbatt, J. P. D. (1997), Interaction of HNO<sub>3</sub> with water-ice surfaces at temperatures of the free troposphere, *Geophysical Research Letters*, 24(12), 1479-1482.
- Alley, R. B. (1987), Firn densification by grain-boundary sliding - a 1st model, *Journal De Physique*, 48(C-1), 249-256.
- Aoki, T., M. Fukabori, A. Hachikubo, Y. Tachibana, and F. Nishio (2000), Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105(D8), 10219-10236.
- Beine, H. J., R. E. Honrath, F. Domine, W. R. Simpson, and J. D. Fuentes (2002), NO<sub>x</sub> during background and ozone depletion periods at Alert: Fluxes above the snow surface, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D21), 4584.
- Beine, H. J., A. Amoroso, F. Domine, M. D. King, M. Nardino, A. Ianniello, and J. L. France (2006), Surprisingly small HONO emissions from snow surfaces at Browning Pass, Antarctica, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2569-2580.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2002), Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2767-2777.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2003), Rate of evolution of the specific surface area of surface snow layers, *Environmental Science & Technology*, 37(4), 661-666.
- Colbeck, S. C. (1982), An overview of seasonal snow metamorphism, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 45-61.
- Colbeck, S. C. (1983), Theory of metamorphism of dry snow, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 88(NC9), 5475-5482.
- Davis, D., et al. (2001), Unexpected high levels of NO observed at South Pole, *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3625-3628.
- Domine, F., and L. Rey-Hanot (2002), Adsorption isotherms of acetone on ice between 193 and 213 K, *Geophysical Research Letters*, 29(18).
- Domine, F., A. S. Taillandier, and W. R. Simpson (2007a), A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F2), F02031.
- Domine, F., R. Salvatori, L. Legagneux, R. Salzano, M. Fily, and R. Casacchia (2006), Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 46(1), 60-68.
- Domine, F., A. S. Taillandier, S. Houdier, F. Parrenin, W. R. Simpson, and T. A. Douglas (2007b), Interactions between snow metamorphism and climate: Physical and chemical aspects, in *Physics and Chemistry of Ice*, edited by W. F. Kuhs, pp. 27-46, Royal Society of Chemistry, UK, Cambridge.
- Domine, F., M. Albert, T. Huthwelker, H. W. Jacobi, A. A. Kokhanovsky, M. Lehning, G. Picard, and W. R. Simpson (2008), Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2), 171-208.
- Flanner, M. G., and C. S. Zender (2006), Linking snowpack microphysics and albedo evolution, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D12).
- Forsstrom, S., J. Strom, C. A. Pedersen, E. Isaksson, and S. Gerland (2009), Elemental carbon distribution in Svalbard snow, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114.

- Goody, R. (1980), Polar process and world climate (a brief overview), *Monthly Weather Review*, 108(12), 1935-1942.
- Grannas, A. M., et al. (2007), An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 4329-4373.
- Grenfell, T. C., and S. G. Warren (1999), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104(D24), 31697-31709.
- Grenfell, T. C., S. G. Warren, and P. C. Mullen (1994), Reflection of solar-radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D9), 18669-18684.
- Grenfell, T. C., S. P. Neshyba, and S. G. Warren (2005), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 3. Hollow columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(D17).
- Honrath, R. E., M. C. Peterson, S. Guo, J. E. Dibb, P. B. Shepson, and B. Campbell (1999), Evidence of NO<sub>x</sub> production within or upon ice particles in the Greenland snowpack, *Geophysical Research Letters*, 26(6), 695-698.
- Houdier, S., S. Perrier, F. Domine, A. Cabanes, L. Legagneux, A. M. Grannas, C. Guimbaud, P. B. Shepson, H. Boudries, and J. W. Bottenheim (2002), Acetaldehyde and acetone in the Arctic snowpack during the ALERT2000 campaign. Snowpack composition, incorporation processes and atmospheric impact, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2609-2618.
- Jacobi, H. W., and B. Hilker (2007), A mechanism for the photochemical transformation of nitrate in snow, *J. Photochem. Photobiol. A-Chem.*, 185(2-3), 371-382.
- Jin, Z. H., T. P. Charlock, P. Yang, Y. Xie, and W. Miller (2008), Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica, *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3563-3581.
- Kerbrat, M., B. Pinzer, T. Huthwelker, H. W. Gaggeler, M. Ammann, and M. Schneebeli (2008), Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption: comparison and implications for surface smoothness, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(5), 1261-1275.
- Legagneux, L., A. Cabanes, and F. Domine (2002), Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D17), 4335.
- Lemke, P., et al. (2007), Observations Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in *Climate Change 2007: The physical Sciences Basis*, edited by P. R.K. and R. A., IPCC, Geneva, Switzerland.
- Neshyba, S. P., T. C. Grenfell, and S. G. Warren (2003), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 2. Hexagonal columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D15).
- Robinson, D. A., K. F. Dewey, and R. R. Heim (1993), Global snow cover monitoring - an update, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(9), 1689-1696.
- Scambos, T. A., T. M. Haran, M. A. Fahnestock, T. H. Painter, and J. Bohlander (2007), MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size, *Remote Sensing of Environment*, 111, 242-257.
- Sommerfeld, R. A. (1983), A branch grain theory of temperature-gradient metamorphism in snow, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 88(NC2), 1484-1494.

Sturm, M., J. Holmgren, and D. K. Perovich (2002), Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 107(C10), 8047.

Taillandier, A. S., F. Domine, W. R. Simpson, M. Sturm, and T. A. Douglas (2007), Rate of decrease of the specific surface area of dry snow: Isothermal and temperature gradient conditions, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F3), F03003.

Van den Broeke, M., P. Smeets, J. Ettema, and P. K. Munneke (2008), Surface radiation balance in the ablation zone of the west Greenland ice sheet, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D13).

Warren, S. G. (1982), Optical-properties of snow, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67-89.

Warren, S. G., and A. D. Clarke (1990), Soot in the atmosphere and snow surface of antarctica, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 95(D2), 1811-1816.

Zhou, X. B., S. S. Li, and K. Stamnes (2003), Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D23).

## **I. Etat de l'art sur la surface spécifique de la neige**

Ce travail de thèse a pour but de 1/ concevoir, tester et valider une nouvelle technique de mesure de la SS de la neige par méthode optique afin de 2/ mesurer la SS de la neige en Antarctique avec pour objectifs principaux 3/ l'étude du bilan énergétique, la validation des observations satellitales et des applications à la chimie atmosphérique. La SS de la neige sera donc introduite en section I.A et nous insisterons sur le rôle central de cette variable sur la physique et la chimie de la neige, variable dont nous présenterons par la suite les méthodes de mesure. La compréhension d'une mesure de la SS de la neige par méthode optique ne peut se faire sans une approche des propriétés optiques fondamentales de la neige et la section I.B y est dévolue.

### **I.A. Introduction à la surface spécifique de la neige**

La neige est un milieu poreux constitué d'air et de glace qui peut contenir quelques impuretés (poussières minérales, carbone suie, etc...). Un des moyens de caractériser un milieu poreux est d'en connaître sa surface spécifique (SS). La SS de la neige exprime la surface de l'interface entre les cristaux de neige et l'air interstitiel par unité de masse de neige, mais faute de méthodes fiables pour la mesurer, les paramètres taille de grains ou taille de cristaux ont longtemps été des substituts à la SS [Gow, 1969]. Cette section a pour objectif de clarifier l'utilisation souvent confuse de ces termes et de démontrer l'intérêt d'utiliser la variable SS pour décrire quantitativement les interactions neige-rayonnement et neige-chimie atmosphérique.

#### **I.A.1) Taille de grains et surface spécifique**

a) Le cristal et le grain de neige

Les particules de neige précipitantes sont souvent des monocristaux de glace. Dans l'atmosphère, la glace cristallise sous une forme hexagonale (voir [Legagneux, 2003] pour des détails sur la cristallographie de la glace) et les cristaux présentent en général une symétrie d'ordre 6. Il a été observé depuis longtemps une grande variété de formes de cristaux de neige. La forme de base d'un cristal de glace est un prisme hexagonal ayant deux faces basales à symétrie hexagonale et six faces prismatiques de forme rectangulaire. Selon la température, la croissance d'un de ces types de face va être favorisée, donnant soit une colonne soit une plaquette. Cette distinction colonne-plaquette est ce qu'on appelle la forme primaire d'un cristal de neige. La forme secondaire (développement de dendrites, de faces creuses, de formes en aiguilles, etc.) est déterminée par la vitesse de croissance, donc la sursaturation. L'influence de la température et de la sursaturation sur la forme des cristaux

a fait l'objet de nombreux travaux depuis les années 1960 [Kobayashi, 1961; Kobayashi et Kuroda, 1987] et les conclusions en sont résumées dans la figure I.1.

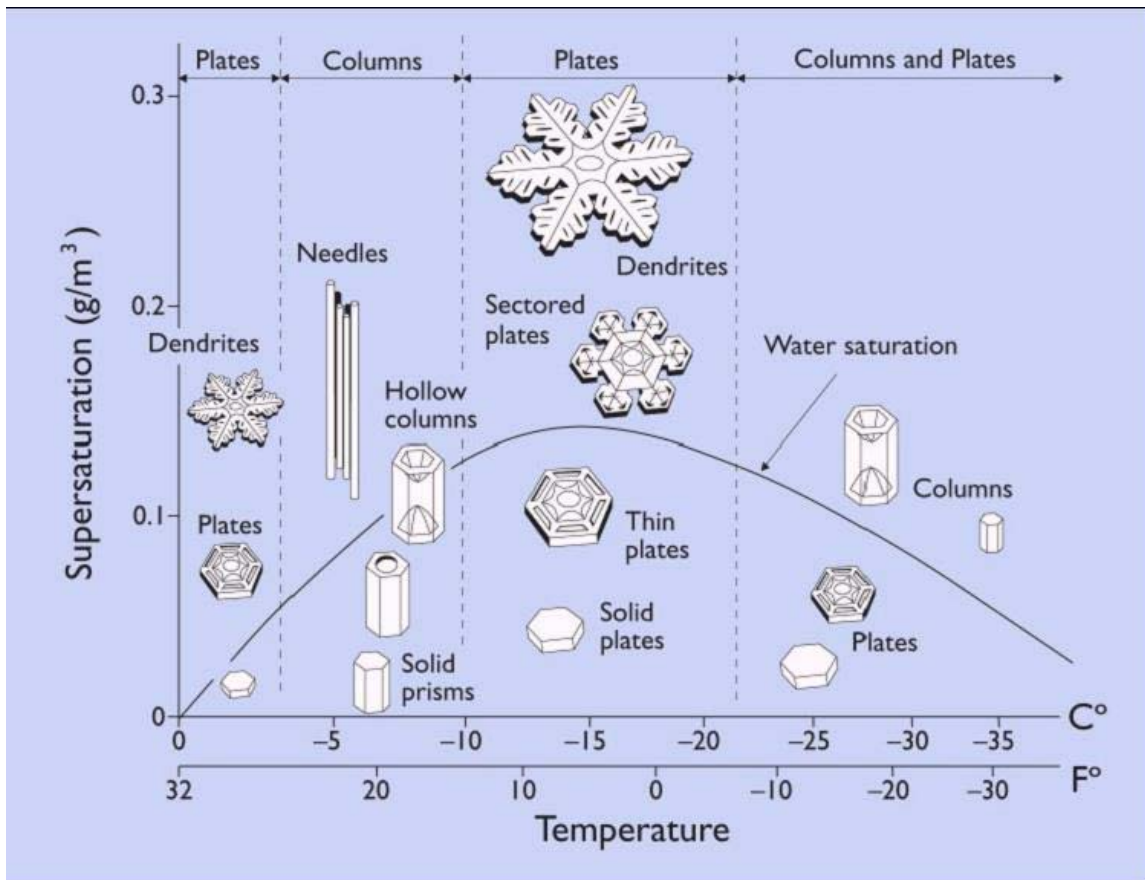


Figure I.1 : Classement des cristaux de neige fraîche suivant leur morphologie en fonction de la température et de la sursaturation (Libbrecht, site web, <http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/>). Diagramme inspiré des travaux de [Kobayashi, 1961].

Après leur dépôt au sol, les cristaux de neige se transforment sous l'effet du métamorphisme [Colbeck, 1982; 1983]. La forme initiale des cristaux disparaît et en général plusieurs cristaux se retrouvent accolés en une même structure. On parle alors de grain de neige, défini comme la plus petite unité observable à l'œil nu. Un grain de neige peut être constitué d'un ou plusieurs cristaux de glace. C'est pourquoi la structure de la neige est souvent caractérisée à partir de la variable « taille de grains » dans la littérature. Mais la définition de la taille de grains est une notion complexe et floue [Aoki et al., 2000] et de nombreuses définitions ont été proposées parmi lesquelles :

- la moitié de la plus grande dimension de la particule de neige [Aoki et al., 1998]

- le rayon convexe moyen qui équivaut à la moyenne des rayons de courbure positifs de la périphérie des grains ou amas de grains [Lesaffre et al., 1998]
- le rayon du disque dont la surface est équivalente à celle de la section de la particule de neige non-sphérique [Aoki et al., 2000]
- la moitié de la plus grande dimension de la particule de neige non-sphérique [Grenfell et al., 1981; Aoki et al., 1998]. Celle-ci est généralement estimée par la moitié de la largeur d'une branche de dendrite ou par la plus petite section de la particule non-sphérique [Aoki et al., 2000]
- le rayon d'une sphère dont le rapport de la surface sur le volume (S/V) est équivalent à celui de la particule de neige non-sphérique [Wiscombe et Warren, 1980].

Au vu du nombre de définitions disponibles et de la complexité de la forme des cristaux de neige, il paraît délicat de définir une taille de grains unique pour tous les cristaux précipitant. En ce qui concerne les cristaux issus du métamorphisme, cette définition est également une notion délicate à interpréter car les gradients de vapeur d'eau générés par le gradient de température au sein du manteau neigeux forment une variété de cristaux très différente (figure I.2), mais tout aussi complexe que celle observée sur la figure I.1.

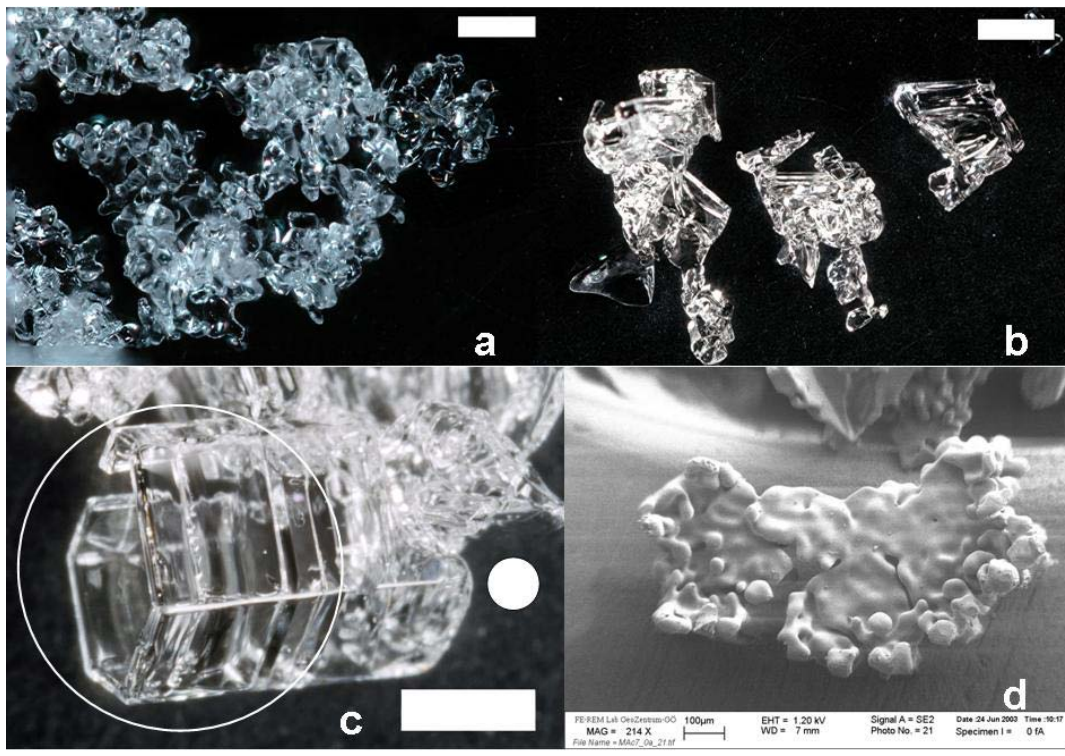


Figure I.2 : Formes de cristaux de neige : a) Amas de grains arrondis b) Cristaux facettés c) Givre de profondeur d) Fragments d'étoile givrés ; a, b et c sont issus du métamorphisme ; barre d'échelle: 1 mm sauf pour d : 100 µm ; photographies: F. Domine.

Dans le cas d'un amas de grains (figure I.2 a), on peut définir la taille moyenne de l'amas ou d'un seul sous grain. De la même façon, quelle est la taille représentative du cristal de la figure I.2 b ? Et celle de la figure I.2 d ? On peut prendre la taille macroscopique de la particule dans son ensemble, ou celle des gouttelettes d'eau givrées. L'exemple de la figure I.2 c est très intéressant. Le disque blanc de 196  $\mu\text{m}$  de rayon représente une sphère ayant le même rapport (S/V) que le cristal de givre de profondeur. Le cercle blanc de 1,2 mm de rayon a la même surface que la section du cristal de givre de profondeur. On voit dans ce cas que si on assimile la neige à des particules sphériques, la taille des particules peut être différente d'un facteur 6 en fonction de la définition utilisée. Cet exemple illustre clairement l'erreur qui peut être engendrée par l'ambiguïté de la variable taille de grains.

Néanmoins, cette variable est utilisée depuis longtemps et plusieurs techniques ont été proposées pour l'estimer : a/ par tamisage de la neige [Granberg, 1985], b/ par stéréologie [Underwood, 1970], c/ à partir d'un examen des cristaux à la loupe sur le terrain.

Brièvement, la méthode de tamisage ne s'applique ni à la neige fraîche ni à la neige humide, sa résolution est faible et elle demande du temps. La stéréologie sera détaillée dans la partie I.A.4)-a, c'est une méthode longue et on peut en déduire une valeur de SS. L'observation des cristaux à la loupe sur le terrain reste peu représentative d'une couche de neige à moins d'y consacrer beaucoup de temps.

La variable 'taille de grains' reste donc ambiguë et de surcroît dépendante de l'observateur [Aoki et al., 2000]. Il serait donc plus judicieux de se concentrer sur une variable physique objective et mesurable. La surface spécifique de la neige est reliée au rapport (S/V), avec S la surface d'un cristal de neige et V son volume. La surface spécifique (SS) de la neige apparaît donc comme une variable objective qui se substituerait avantageusement à la taille de grains et elle vaut :

$$SS = \frac{S}{\rho_{\text{glace}} V} \quad \text{I.1}$$

avec S la surface d'un cristal de neige, V son volume et  $\rho_{\text{glace}}$  la densité de la glace qui vaut 917  $\text{kg m}^{-3}$  à 0°C. Cette grandeur s'exprime en  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$  et nous conserverons cette unité.

#### b) La surface spécifique de la neige

Comme déjà mentionné dans l'introduction, la surface spécifique de la neige exprime la surface de l'interface entre les cristaux de neige et l'air interstitiel par unité de masse de neige mais une formulation équivalente de cette définition est la surface accessible aux gaz par unité de masse de neige [Legagneux et al., 2002]. Si on assimile la neige à des sphères, ce qui est le cas lorsque l'on modélise les propriétés optiques du manteau neigeux [Grenfell et Warren, 1999; Tsang et Kong, 2001; Neshyba et al., 2003; Grenfell et al., 2005], le rayon

d'une sphère de même rapport (S/V) que la particule de neige peut être considéré comme la taille de grains. Dans ce cas simplifié, la formule de la SS vaut :

$$SS = \frac{3}{\rho_{\text{glace}} r_{\text{eff}}} \quad 1.2$$

avec  $r_{\text{eff}}$  le rayon effectif ou le rayon des particules sphériques représentant les particules de neige, ou encore le rayon optique.

La SS de la neige est donc inversement proportionnelle à la taille des grains de neige, si ces derniers sont sphériques. Peu de données de SS sont disponibles car les méthodes fiables pour la mesurer, présentées en partie I.A.4), n'ont été mises au point que récemment [Legagneux et al., 2002; Kerbrat et al., 2008; Gallet et al., 2009]. C'est pourquoi le terme taille de grains est encore utilisé fréquemment mais dans la suite de ce manuscrit, ce terme sera remplacé par la SS de la neige sauf lorsque nous ferons référence à d'anciens travaux. La SS a déjà été introduite comme une variable clef pour la compréhension du bilan énergétique de la terre, nous allons insister sur ce rôle crucial.

### I.A.2) Surface spécifique de la neige et bilan énergétique de la surface de la Terre

A ce stade du manuscrit, afin d'éviter toute confusion, nous allons définir quelques termes indispensables :

Albédo spectral : quantité d'énergie réfléchie par une surface par rapport à l'énergie incidente, pour chaque longueur d'onde du spectre solaire, en général entre 0,3 et 2,5  $\mu\text{m}$ .

Broadband albédo : albédo spectral intégré et pondéré par l'énergie incidente sur tout le spectre solaire (0,3-2,5  $\mu\text{m}$ ). Il sera simplement dénommé albédo dans ce manuscrit, ou parfois albédo visible ou albédo infra rouge s'il est intégré seulement sur la partie visible ou infra rouge du spectre solaire (respectivement 0,3-0,78  $\mu\text{m}$  et 0,78-2,5  $\mu\text{m}$ ).

Toutes les surfaces qui renvoient plus de la moitié du rayonnement solaire incident visible sur Terre sont composées de neige, comme le montre le tableau I.1.

Surface	Albédo	
	Min	Max
Neige récente	0,8	0,9
Neige agée	0,7	0,8
Névé	0,43	0,69
Glace de glacier propre	0,34	0,51
Glace de glacier sale	0,15	0,33
Eau des océans	0,03	0,25
Barre rocheuse	0,15	0,3
Prairie	0,16	0,2

Tableau I.1 : Valeurs typiques de l'albédo des différents types de surfaces à la surface de la Terre, [Kuippers Munneke, 2009].



La neige est un milieu très fragile, tout le monde connaît l'expression « fondre comme neige au soleil ». Si on remplace une surface enneigée par une surface dépourvue de neige, l'albédo moyen va passer de 0,8 (pour la neige) à environ 0,2 si on moyenne toutes les autres surfaces (sol, roche, surface végétale, etc.), ce qui va produire un réchauffement. Dans le cadre du réchauffement climatique, ceci constitue une boucle de rétroaction positive qui explique en grande partie le fait que ce réchauffement est plus intense en régions polaires [Lemke et al., 2007].

Il existe une autre boucle de rétroaction liée à la SS de la neige car cette dernière, dans le cas d'une neige fraîche, peut décroître d'un facteur 2 en l'espace d'un ou deux jours [Taillandier et al., 2007], et cette vitesse de décroissance augmente avec la température. Une décroissance de la SS de la neige de surface réduit l'albédo du manteau neigeux et augmente la quantité d'énergie absorbée, donc la température de surface et la vitesse de décroissance de la SS [Taillandier et al., 2007]. Ceci constitue une autre rétroaction positive. Il est intéressant d'évaluer les effets d'une diminution de SS en termes de forçage climatique. La figure I.3 montre la variation de l'insolation 65° de latitude nord et de l'albédo spectral de la neige suite à une diminution de la SS de 34 à 13 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>.

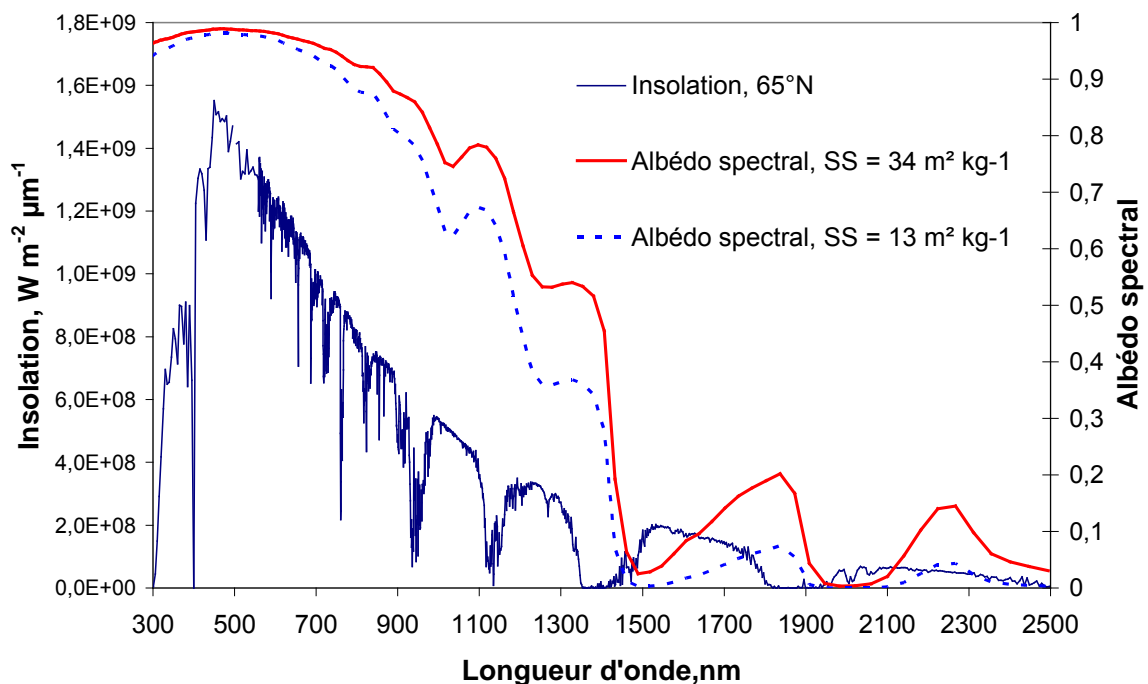


Figure I.3 : Variation de l'albédo spectral suite à une diminution de la SS de la neige à 65° de latitude Nord au solstice d'été et l'insolation respective. Source : C.S. Zender.

La résultante d'une diminution de la SS de la neige de 34 à 13 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> induit une diminution de l'albédo spectral de la neige qui se traduit par un forçage de 22 W m<sup>-2</sup> à la tropopause. Moyennée sur l'année, la valeur est de 5 W m<sup>-2</sup>, comparable à un forçage local si on doublait la concentration en CO<sub>2</sub> (*calculs effectués par C.S.Zender*).

La neige est composée d'air et de glace, elle peut contenir des espèces chimiques et également des particules minérales ou carbonées. Dans le cas d'une contamination par des particules carbonées, même à faible concentration, ces dernières absorbent le rayonnement solaire ce qui diminue l'albédo de la neige et accélère le métamorphisme [*Flanner et al., 2007*]. Si l'accroissement des activités humaines s'accompagne d'une augmentation des particules absorbantes dans la neige, ce phénomène amplifiera aussi les effets anthropiques.

Concernant les espèces chimiques, leur concentration dans l'atmosphère peut dépendre directement de la SS de la neige. D'abord l'adsorption permet de stocker à la surface des cristaux de neige une grande quantité d'espèces chimiques. Ce phénomène dépend donc de la SS de la neige. Comme le manteau neigeux est transparent au rayonnement solaire, une partie des espèces adsorbées peut y réagir par photolyse, et la vitesse de ces réactions photochimiques dépend donc de la SS. Ces aspects chimiques sont développés dans la section suivante.

### I.A.3) Surface spécifique de la neige et chimie atmosphérique

#### a) Adsorption d'espèces chimiques

Plusieurs études ont montré que de nombreuses familles de molécules s'adsorbent sur la neige. On note en particulier celles qui ont un fort moment dipolaire, comme l'acétone ou l'acétaldéhyde [*Houdier et al., 2002*], et celles dont la pression partielle dans l'atmosphère est proche de leur pression de vapeur saturante, comme les composés organiques semi-volatils (COSVs) [*Roth et al., 2004*] ou les polluants organiques persistants (POPs) [*Herbert et al., 2005*].

En supposant que les COSVs (ou les POPs) soient incorporés par adsorption à la surface des cristaux de neige, leur concentration dans la neige peut être exprimée comme une fonction de la pression partielle de COSV,  $P_{\text{cosv}}$ , et de la température selon l'équation [*Domine et al., 2007b*]:

$$[\text{COSV}]_{\text{neige}} = \frac{P_{\text{cosv}} \times SS}{H_{\text{cosv}}(T)} \quad 1.3$$

avec  $H_{\text{cosv}}(T)$  la constante de Henry relative à l'adsorption, exprimée en Pa m<sup>2</sup> mol<sup>-1</sup>. La concentration  $[\text{COSV}]_{\text{neige}}$  est exprimée en mol kg<sup>-1</sup> et la SS de la neige en m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. La quantité de molécules adsorbées est donc directement dépendante de la SS de la neige, de

la pression partielle du composé, et du coefficient H. Le métamorphisme a généralement pour conséquence une diminution de la SS au cours du temps [Cabanès *et al.*, 2002; 2003; Legagneux *et al.*, 2003; Legagneux *et al.*, 2004]. Dans ce cas, d'après l'équation 1.3, la concentration en COSVs dans la neige doit diminuer.

[Daly *et Wania*, 2004], ont modélisé l'impact d'un couvert neigeux saisonnier sur la concentration en POPs. En ajoutant une composante neige dans un modèle de transfert de polluants dans l'environnement, ils ont calculé la concentration en POPs dans l'air. Les espèces suffisamment volatiles, comme certains PCBs, peuvent être relarguées dans l'atmosphère ce qui crée un pic de concentration au printemps, c'est-à-dire à la période où le manteau neigeux se métamorphose rapidement (i.e. décroissance de la SS). D'autres espèces (comme le pentachlorophénol), ayant une forte affinité avec la phase liquide, peuvent s'y concentrer lors des épisodes de fonte ce qui contamine les eaux de ruissellement et par conséquent les lacs, les rivières et les écosystèmes qu'elles alimentent. Les suggestions du rôle de la SS de la neige ont été récemment confirmées par [Domine *et al.*, 2007b], qui ont étudié, en chambre froide, l'adsorption du phénanthrène sur une neige naturelle. La méthode consiste à prélever un échantillon de neige naturelle, à le placer dans un porte échantillon et à exposer cet échantillon à une pression partielle connue de phénanthrène dans l'air. Ils ont à la fois mesuré la concentration de ce composé dans la neige et la SS de la neige. Leurs mesures montrent que pour une même température, plus la neige possède une forte SS et plus la quantité de phénanthrène adsorbée est importante ce qui valide les hypothèses émises par les observations précédentes. Certaines espèces adsorbées peuvent par la suite réagir par photolyse dans le manteau neigeux.

#### b) Surface spécifique et photochimie

Les radiations solaires et particulièrement les ultraviolets gouvernent la photochimie dans le manteau neigeux. Par exemple, la photolyse du nitrate peut produire du NO<sub>2</sub> selon la réaction [Honrath *et al.*, 1999] :



Le taux de production de NO<sub>2</sub> dans le manteau neigeux est proportionnel à la concentration de nitrate et au flux actinique (i.e. intensité lumineuse). En supposant que l'ion nitrate est adsorbé à la surface des cristaux de neige, sa concentration dépend de la SS de la neige [Beine *et al.*, 2003; Beine *et al.*, 2006]. Le flux actinique dépend de la radiation incidente et de l'atténuation des ondes électromagnétiques par la neige, également dépendante de la SS de la neige. La production de NO<sub>2</sub> résultante émise vers l'atmosphère sera dépendante de la diffusivité ou de la perméabilité de la neige [Domine *et al.*, 2008]. Plus de détails sur la photochimie dans le manteau neigeux sont présentés par [Grannas *et al.*, 2007]. La variable

SS doit donc être quantifiée car elle est au centre des interactions neige-chimie atmosphérique et neige-rayonnement. La stéréologie, l'adsorption de méthane, la tomographie de rayons X et enfin les méthodes optiques sont des techniques permettant de la mesurer.

#### **I.A.4) Méthodes de mesure de la surface spécifique de la neige**

##### a) Mesure de surface spécifique par stéréologie

Ce fut la première méthode utilisée pour des mesures fiables de la SS d'échantillons de neige. Un échantillon de 2 à 3 cm de côté est imprégné d'un liquide insoluble qui gèle au dessous de 0°C (Diméthylphtalate par exemple) et qui est utilisé pour combler l'espace interstitiel. On refroidit ensuite le tout en dessous de la température de congélation du liquide pour former un bloc totalement solide ce qui permet d'en faire des coupes transversales. Ces coupes 2D sont ensuite photographiées et l'analyse consiste à grillager les clichés obtenus et compter les intersections entre les droites et les interfaces neige-espace interstitiel [Underwood, 1970; Davis et al., 1987]. Par cette méthode, [Narita, 1971] a mesuré la SS de différents échantillons de neige. Il a obtenu une centaine de valeurs de SS comprises entre 6 et 75 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> mais nous n'avons pas plus de détails car excepté le résumé, sa publication est rédigée en japonais.

Cette technique est fiable mais très difficile à mettre en œuvre dans le cas de neiges fraîches, aux structures fragiles qui sont facilement détruites lors de l'imprégnation ou de la découpe. Elles sont de plus difficilement observables par photographie. Une valeur de SS de neige est obtenue au bout de quatre heures de travail.

##### b) Mesure de surface spécifique par adsorption de méthane

Détaillée de façon très précise par [Legagneux et al., 2002], cette méthode consiste à placer la neige dans un cylindre en inox d'environ 140 cm<sup>3</sup> et à mesurer l'isotherme d'adsorption du méthane sur la neige à la température de l'azote liquide (77 K), par une méthode volumétrique. La méthode de traitement mathématique Brunauer-Emmett-Teller (BET) est ensuite appliquée à l'isotherme [Brunauer et al., 1938] afin de déterminer la surface totale de l'échantillon. La SS est ensuite obtenue en divisant cette surface totale par la masse de l'échantillon de neige, de l'ordre de 15 à 50 grammes en moyenne. Un artefact a été détecté [Legagneux et al., 2004] : les auteurs se sont rendus compte que le méthane ne s'adsorbait pas uniquement sur la neige mais également sur le porte échantillon en inox. Une correction des données a donc été effectuée et toutes les précisions sont données par [Domine et al., 2007a]. Une bonne reproductibilité de 6% ( $\sigma$ ) est observée et la précision absolue est de 12% [Legagneux et al., 2002]. Cette méthode fonctionne pour tous types de neige dont la SS est supérieure à la limite de détection de la méthode, 2 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>.

Cette méthode nécessite une chambre froide pour préparer l'échantillon de neige et un local isotherme qui limitera les variations de température lors de la mesure de l'isotherme. Dépendante d'azote liquide, cette mesure par adsorption de méthane est très délicate à mettre en place sur le terrain. Même si une isotherme demande trois heures de travail, la mesure de la SS de la neige par adsorption de méthane est la méthode la plus couramment utilisée et la plupart des données de SS disponibles dans la littérature en sont issues.

c) Mesure de surface spécifique par tomographie de rayons X

Le terme tomographie signifie l'obtention d'images 3D de la structure d'un matériau, comme l'irradiation par rayons X. Cette méthode requiert également l'imprégnation de l'échantillon par un liquide insoluble dont le point de congélation est au dessous de 0°C. Afin d'augmenter le contraste aux rayons X, un liquide comportant un atome lourd, comme le 1-Chloronaphtalène ( $C_{10}H_7Cl$ ) est recommandé. La taille de l'échantillon doit être inférieure à 10 mm du fait du dispositif expérimental. On obtient des images 3D de très haute définition dont une valeur de SS est extraite après un traitement complexe des images par des méthodes mathématique adaptées [Flin et al., 2003].

Une mesure de SS de neige par tomographie est très délicate à mettre en œuvre sur le terrain. Plusieurs heures sont nécessaires à l'obtention d'une valeur et même si la résolution d'une source de rayon X est de l'ordre de quelques microns, elle est encore insuffisante si la SS est supérieure à  $70 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  [Kerbrat et al., 2008], valeur souvent dépassée dans le cas d'une neige fraîche.

Toutes les méthodes présentées ci-dessus sont longues et parfois entachées d'une forte incertitude. De plus, elles se révèlent délicates pour une mesure de terrain. Une nouvelle méthode de mesure, rapide et fiable sur le terrain serait donc très appréciée ce qui a incité depuis peu la communauté scientifique à développer des méthodes de mesure de la SS de la neige basées sur l'optique.

d) Mesure de surface spécifique par méthodes optiques

La réflectance ou la capacité d'un matériau à renvoyer le rayonnement solaire incident est le rapport entre l'énergie réfléchiée et l'énergie incidente. La neige possède une forte réflectance à cause des multiples surfaces de glace qui y sont présentes et qui contribuent à la diffusion de la lumière, c'est-à-dire à la perturbation de la propagation des ondes lorsque celles-ci rencontrent un obstacle. En théorie, la réflectance de la neige dépend de la taille de grains, c'est-à-dire de la SS de la neige [Warren, 1982; Grenfell et Warren, 1999], comme il a été démontré par la figure Intro-1.

Sur cette même figure, la réflectance de la neige dans le visible est forte et peu dépendante de la SS contrairement à l'IR où la réflectance devient plus faible et dépendante de la SS de

la neige. [Domine et al., 2006] ont montré expérimentalement que la SS de la neige à elle seule suffisait à expliquer les variations de la réflectance pour des longueurs d'onde comprises entre 1,31 et 2,26  $\mu\text{m}$ , conformément à la théorie. A partir d'une bonne corrélation entre SS et réflectance sur ces longueurs d'ondes, ces auteurs suggèrent qu'il serait possible de mesurer la SS de la neige à partir de sa réflectance dans l'infra rouge.

Ultérieurement, [Matzl et Schneebeli, 2006] ont utilisé cette propriété pour déterminer la SS de la neige à partir de sa réflectance autour de 900 nm. La technique consiste à creuser un puits et à en lisser délicatement la face. A partir d'étalons de réflectance disposés sur des couches de neige homogènes et d'une série de clichés pris avec un appareil photo numérique sensible autour de 900 nm, ces auteurs déterminent la réflectance de chaque couche de neige. La corrélation SS-réflectance est obtenue en mesurant par stéréologie la SS des couches homogènes. Cette méthode permet d'obtenir rapidement une stratigraphie et un profil vertical de SS avec une incertitude de 15%, d'après ces auteurs.

[Painter et al., 2007] ont monté un appareillage optique afin de déterminer rapidement la réflectance de la neige autour de la bande d'adsorption à 1030 nm. Utilisant le modèle de [Nolin et Dozier, 2000], les auteurs en déduisent le diamètre effectif des particules de neige ce qui se rapporte à la SS de la neige, moyennant l'hypothèse de particules sphériques. La résolution verticale est de 2 cm ce qui offre une stratigraphie et une évolution verticale de la SS de la neige assez détaillées. Cependant, il faut noter qu'aucune calibration expérimentale de cette méthode n'a été effectuée, et sa précision absolue reste donc à déterminer.

Ces deux techniques ont un potentiel énorme pour une étude détaillée de la stratigraphie du manteau neigeux et elles permettent une mesure rapide de la SS sur le terrain. Cependant la relation SS-réflectance est très sensible à la longueur d'onde utilisée, et la précision d'une méthode optique va donc dépendre du choix de cette longueur d'onde. Ceci est détaillé dans la figure I.4.

Cette figure montre que pour une erreur expérimentale donnée sur la mesure de réflectance,  $dR$ , l'erreur engendrée sur la valeur de SS,  $dSS/dR$ , est deux fois plus faible à 1030 nm et trois fois plus faible à 1310 nm qu'à 900 nm. Les mesures de SS sont donc plus précises si on utilise des plus grandes longueurs d'ondes, comme 1310 nm. On observe également qu'à 1550 nm, la précision est encore meilleure pour des neiges dont la SS est supérieure à 110  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ . Il est donc plus avantageux de travailler avec des longueurs d'ondes comme 1310 et 1550 nm (selon les valeurs de SS). De plus, au-delà de 1000 nm de longueur d'onde, l'effet des impuretés est négligeable [Flanner et al., 2007; Painter et al., 2007] car la glace devient très absorbante [Warren et Brandt, 2008].

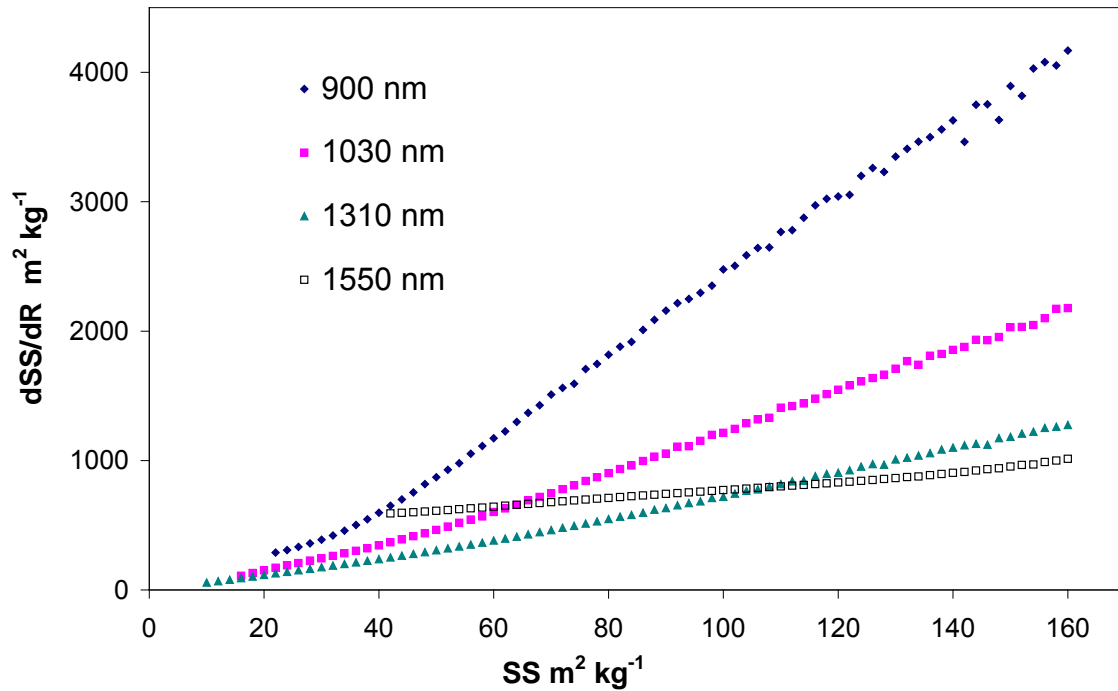


Figure I.4 : Sensibilité de la SS à une erreur expérimentale sur la mesure de réflectance pour 4 longueurs d'ondes (900, 1030, 1310 et 1550 nm) (calculs effectués avec le code DISORT).

Les méthodes de [Matzl and Schneebeli, 2006] et de [Painter et al., 2007], malgré leur intérêt, n'ont sans doute pas une précision optimale. Etant donné les applications des mesures de SS, notamment pour les bilans d'énergie, il est essentiel d'optimiser la précision de ces mesures. Dans le cadre de cette thèse, un de nos objectifs a donc été de réaliser une nouvelle méthode optique de mesure de la SS, en faisant porter une partie de nos efforts sur la précision et la facilité d'utilisation sur le terrain.

Notre nouvelle méthode optique utilise les radiations 1310 et 1550 nm. Une description plus fine des bases théoriques des interactions neige-rayonnement (i.e. propriétés optiques de la neige) est indispensable afin de comprendre le détail de notre démarche. Ces bases sont présentées dans la section suivante. Dans le même temps, nous introduirons un modèle de transfert radiatif dans le but d'étudier les relations entre physique et réflectance de la neige.

## I.B. Surface spécifique, propriétés optiques et modélisation de la réflectance de la neige.

### I.B.1) La réflectance

Nous allons introduire un certain nombre de termes relatifs à l'optique qui ne sont pas toujours intuitifs. De plus, les propriétés optiques d'un matériau, quel qu'il soit, dépendent de sa taille, de sa forme, de sa surface, de la façon dont il est éclairé... Nous travaillons sur la

neige, c'est un milieu constitué d'air et de cristaux de glace de tailles et surtout de formes différentes qui vont affecter ses propriétés optiques. L'ensemble des définitions que nous allons introduire ici sont applicables à un milieu homogène possédant une surface plane, ce qui n'est pas le cas de la neige. En effet, la neige n'est pas constituée de couches planes, homogènes et parallèles entre-elles mais cette approximation simplifie l'introduction de la notion de réflectance et le modèle de transfert radiatif que nous allons décrire (I.B.3) représente la neige de cette façon dans l'espace.

Le terme de réflectance peut se décliner sous plusieurs formes en fonction des conditions d'éclairement et d'observation, collimatées ou non. La source peut être directionnelle (angle solide infinitésimal), conique (angle solide fini) ou hémisphérique (intégrée sur le demi-espace supérieur) et il en est de même pour le rayonnement réfléchi considéré (ou mesuré). Il existe donc une combinaison de 9 quantités permettant de décrire la réflectance [Schaepman-Strub et al., 2006]. Le terme de réflectance que nous souhaitons introduire est la réflectance bi-hémisphérique, c'est-à-dire intégré sur le demi-espace supérieur (hémisphère) pour le rayonnement incident et réfléchi, et il est équivalent au terme d'albédo [Schaepman-Strub et al., 2006].

La réflectance  $R$  d'une surface, de manière générale, est le rapport entre la quantité d'énergie réfléchie et la quantité d'énergie incidente. La réflectance bi-hémisphérique est donc le rapport entre l'énergie incidente et réfléchie par une surface, et ces quantités sont intégrées sur l'hémisphère supérieur. Dans ces cas, le rayonnement incident est l'éclairement ( $E$ ) et le rayonnement réfléchi l'émittance ( $M$ ), et ces variables s'expriment en  $W m^{-2}$ . L'émittance ( $M$ ) est la puissance émise ( $dW$ ) par unité de surface d'une source étendue dans tout un hémisphère, elle s'exprime en  $W m^{-2}$  :

$$M = \frac{dW}{dS} \quad 1.5$$

Notre réflectance bi-hémisphérique, rapport entre  $E$  et  $M$ , est donc un nombre adimensionnel compris entre 0 et 1. Il est courant de rencontrer d'autres termes relatifs à la réflectance de la neige, comme la Fonction de Distribution de la Réflectance Bidirectionnelle (FDRB). Cette fonction se détermine par une mesure bidirectionnelle de la réflectance de la neige. Elle détermine le rapport entre la quantité de rayonnement incident arrivant sur une surface selon un angle solide ( $\Omega_1$ ) et la quantité de rayonnement réfléchi par cette surface selon un angle solide ( $\Omega_2$ ). Cette FDRB est décrite par le facteur de réflectance, qui peut être supérieur à 1 si le matériau n'est pas lambertien, c'est-à-dire s'il possède des directions privilégiées de réflexion. Lorsque l'on parle de « direction », on s'exprime en termes d'intensité de rayonnement et lorsque l'on parle « d'hémisphère », on s'exprime en termes de flux, intensité intégrée sur l'hémisphère en question. La figure I.5 représente les angles utiles à la



description de la FDRB, c'est-à-dire les angles solaires zénithaux et azimutaux incidents et réfléchis.

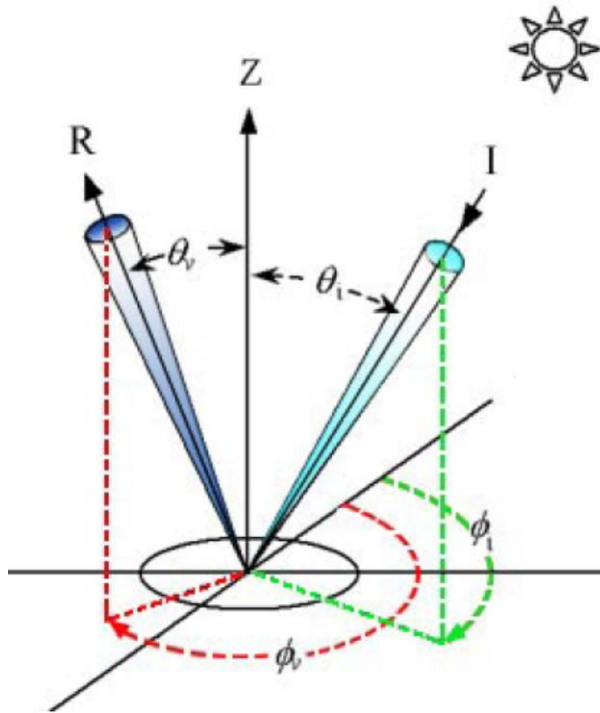


Figure I.5: Représentation des angles solaires d'incidence zénithaux ( $\theta$ ) et azimutaux ( $\phi$ ), incident (i) et réfléchi (v). I est le rayonnement incident et R le rayonnement réfléchi.

(source : G. Picard)

Etant donné la forme complexe des cristaux de neige, la neige n'est pas une surface lambertienne [Warren, 1982; Li et al., 2007]. La FDRB de la neige est décrite dans de nombreux travaux expérimentaux et de terrain [Warren et al., 1998; Li et al., 2007; Dumont et al., 2010]. La dépendance de cette fonction avec la forme des cristaux de neige a également fait l'objet de nombreuses études numériques [Kokhanovsky et Zege, 2004; Xie et al., 2006; Jin et al., 2008]. Cette FDRB est aussi légèrement accentuée par l'anisotropie optique de la glace.

Toutes les valeurs de réflectance issues de calculs numériques qui seront présentées dans ce manuscrit, sauf précision, seront bi-hémisphériques. Afin de faciliter la lecture, même si c'est un abus de langage, nous utiliserons dorénavant uniquement le terme de réflectance qui correspond donc pour nous à l'albédo. Nous adopterons en référence aux termes anglais les sigles NIR (Near Infra Red) pour le proche infra rouge (0,78-1,4  $\mu\text{m}$ ) et SWIR (Short Wave Infra Red) pour l'infra rouge moyen (1,4-2,5  $\mu\text{m}$ ), comme illustré sur la figure I.6.

La réflectance de la neige présente une forte variabilité sur la gamme de longueur d'onde qui nous intéresse (0,3-2,5  $\mu\text{m}$ ). Elle est forte dans le visible et l'UV et devient modérée à faible dans l'IR. Les facteurs physiques responsables de la réponse spectrale très caractéristique du matériau neige sont identifiables et nous allons les décrire.

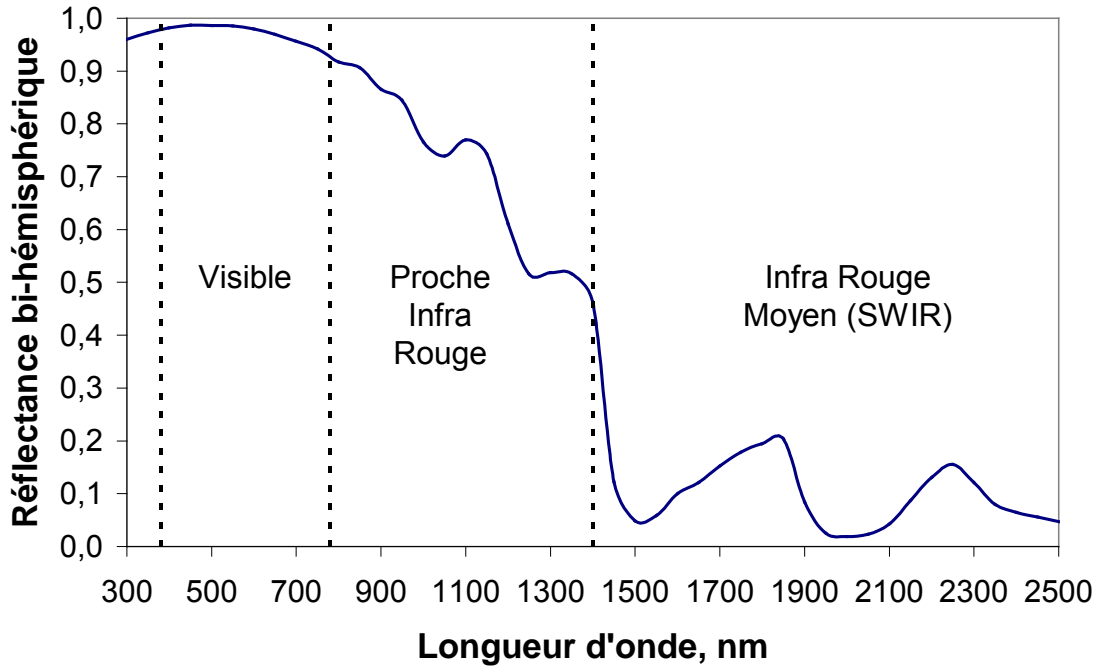


Figure I.6 : Réflectance d'une neige pure de  $SS = 50 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  et représentation des bandes du Visible, du Proche Infra Rouge (NIR) et de l'Infra Rouge Moyen (SWIR) (calculs effectués avec le code DISORT).

### I.B.2) Physique et optique de la neige

La réflectance de la neige est une grandeur qui peut être mesurée mais elle aussi très souvent calculée à l'aide d'un modèle de transfert radiatif. Dans cette section, nous allons introduire les principaux paramètres optiques utiles à la description de la diffusion et de l'absorption d'une onde électromagnétique, c'est-à-dire au calcul de la réflectance.

Il existe trois quantités nécessaires pour calculer la diffusion et l'absorption d'une onde par la neige [Warren, 1982]:

- L'extinction efficace,  $Q_{\text{ext}}$
- L'albédo de simple diffusion,  $\omega$
- La fonction de phase,  $P(\Omega_1, \Omega_2)$

L'étude des propriétés optiques d'un milieu ne peut se faire sans le calcul de son épaisseur optique et la connaissance de l'indice de réfraction du matériau qui le constitue.

L'indice de réfraction d'un matériau prend en compte l'atténuation des ondes électromagnétiques par ce matériau et c'est un nombre complexe de la forme  $m = n + ik$ . La partie réelle  $n$  de l'indice détermine la diffusion du rayonnement par ce matériau alors que la partie imaginaire  $ik$  détermine l'absorption du rayonnement [Warren et Brandt, 2008]. Cet indice est propre à chaque matériau et de nombreuses mesures sur la glace ont été

réalisées [Grenfell et Perovich, 1981; Warren, 1984; Perovich et Govoni, 1991; Rajaram et al., 2001; Warren et Brandt, 2008], et leurs parties réelles et imaginaires sont respectivement représentées sur les figures I.7 et I.8.

La partie réelle de cet indice est comprise entre 1,33 et 1,23 et ses variations sont modérées, comme illustré sur la figure I.7. La partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace (figure I.8) est faible dans le visible, modérée dans le NIR et forte dans le SWIR [Warren, 1984; Warren et Brandt, 2008]. L'extinction efficace  $Q_{ext} = Q_{abs} + Q_{diff}$  avec  $Q_{abs}$  et  $Q_{diff}$  respectivement l'absorption et la diffusion efficaces, représente la probabilité qu'un photon soit diffusé et/ou absorbé par la couche de neige considérée. L'albédo de simple diffusion,  $\omega$ , est le rapport entre la diffusion et l'extinction,  $\omega = Q_{diff} / Q_{ext}$  ou encore la probabilité qu'un photon qui rencontre un cristal de glace soit diffusé plutôt qu'absorbé. La probabilité qu'un photon soit absorbé plutôt que diffusé est alors décrite par le co-albédo de simple diffusion,  $(1-\omega)$ .

La fonction de phase  $P(\Omega_1, \Omega_2)$ , multipliée par  $\omega$ , donne la probabilité qu'un photon incident selon un angle  $\Omega_1$  soit diffusé selon un angle  $\Omega_2$ . Les angles  $\Omega$  représentent en fait un couple d'angles,  $(\theta$  et  $\varphi)$  qui sont les angles zénithaux et azimutaux représentés par la figure I.5. Un photon peut subir des diffusions multiples ce qui nécessite une complète connaissance de la fonction de phase afin de déterminer l'orientation préférentielle d'un photon diffusé par la neige, c'est la FDRB. Si on raisonne uniquement en termes de flux, c'est-à-dire si on intègre sur le demi-espace supérieur (i.e. réflectance bi-hémisphérique), seulement la moyenne de la valeur de cette fonction de phase est utile. Cette moyenne est le paramètre d'asymétrie,  $g$  [Wiscombe et Grams, 1976] et  $-1 \leq g \leq 1$ . La valeur de 0 correspond à une diffusion isotrope (surface lambertienne), équivalente en intensité dans toutes les directions, ou à une fonction de phase symétrique, c'est à dire un milieu qui réfléchit avec la même intensité pour des angles symétriques selon l'axe vertical.

Une surface non lambertienne est caractérisée par une valeur de  $g$  autre que 0, négative pour la rétrodiffusion (préférentiellement vers la source lumineuse), positive pour une diffusion dans le sens de la radiation incidente. La neige diffuse préférentiellement le rayonnement vers l'avant sur tout le spectre solaire [Hudson et al., 2006; Dumont et al., 2010] et les valeurs de  $g$  sont comprises entre 0,8 et des valeurs très proche de 1,0.

L'épaisseur optique, grandeur adimensionnelle, exprime le degré d'opacité d'un milieu. Si  $I_0$  est l'intensité d'une lumière émise par une source traversant un milieu et  $I$  l'intensité de ce rayonnement à une profondeur donnée, l'épaisseur optique  $\tau$  mesure la quantité d'énergie perdue depuis la surface jusqu'à cette profondeur par absorption selon la formule :

$$\tau = -\ln\left(\frac{I}{I_0}\right) \quad \text{I.6}$$

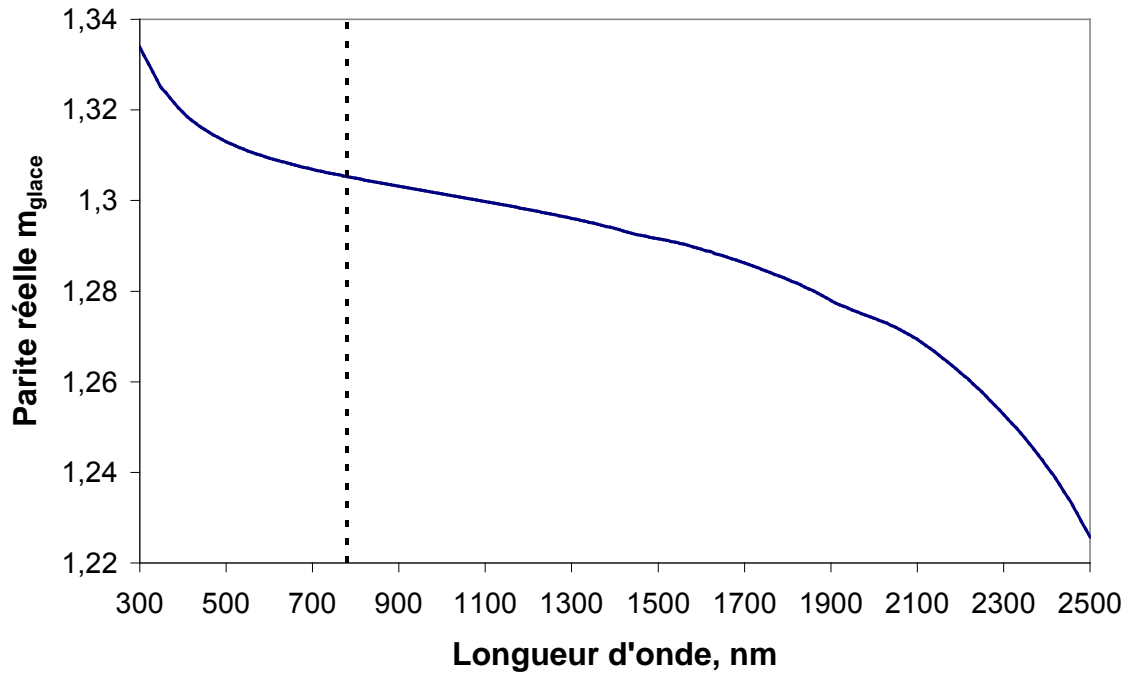


Figure I.7 : Partie réelle de l'indice de réfraction de la glace en fonction de la longueur d'onde.

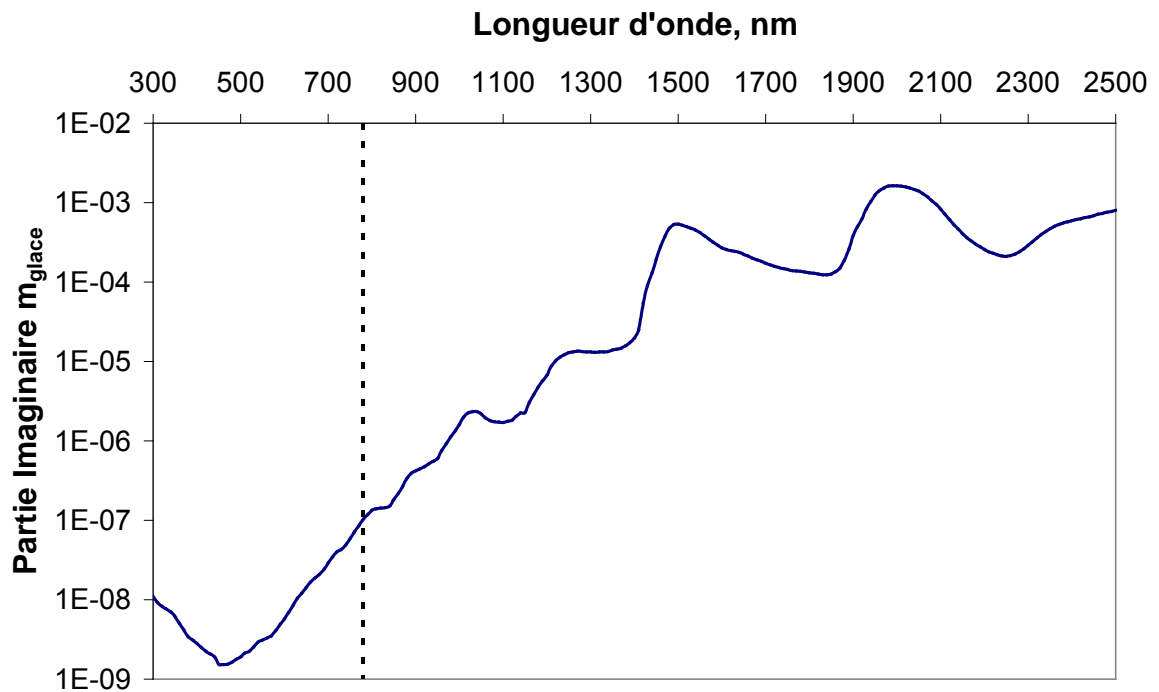


Figure I.8 : Partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace en fonction de la longueur d'onde (échelle logarithmique en ordonnée).

Dans le cas de la neige et en gardant l'hypothèse de particules sphériques, une fois la valeur de l'extinction efficace  $Q_{ext}$  connue, il est possible de calculer l'épaisseur optique  $\tau$  selon la formule [Wiscombe et Warren, 1980; Zhou et al., 2003] :

$$\tau = \frac{3 \times Q_{ext} \times \rho_{neige} \times z}{4 \times a \times \rho_{glace}} \quad 1.7$$

avec  $a$  le rayon des particules sphériques représentant les cristaux de neige,  $\rho_{neige}$  la densité de la neige en  $\text{kg m}^{-3}$  et  $z$  l'épaisseur géométrique de la couche en m. Comme la  $SS$  s'exprime en fonction de  $a$  et de  $\rho_{glace}$  (équation 1.2), on a :

$$\tau = \frac{1}{4} Q_{ext} \times \rho_{neige} \times SS \times z \quad 1.8$$

La relation liant la réflectance de la neige et l'épaisseur optique n'est pas intuitive. De plus amples explications seront fournies lors de la discussion sur la dépendance de la réflectance avec la densité de la neige en (I.B.5). Néanmoins, à ce stade, il semble judicieux d'introduire la notion de milieu Optiquement Semi Infini (OSI), qui est caractérisé par le fait que sa réflectance ne change pas si on augmente l'épaisseur géométrique, à 1% près. Il existe donc, pour une couche de neige de mêmes  $SS$  et densité, une valeur seuil de l'épaisseur optique à partir de laquelle la réflectance ne varie plus [Wiscombe et Warren, 1980]. Cette notion est fondamentale pour la suite de ce travail car beaucoup de calculs de modélisation ont été effectués dans ce cas. A partir des variables  $\tau$ ,  $P$  ( $\Omega_1$ ,  $\Omega_2$ ) et  $\omega$ , un modèle de transfert radiatif peut calculer la réflectance du milieu étudié. DISORT (DIScrete Ordinate Radiative Transfer, [Stamnes et al., 1988]), dont la présentation constitue la section suivante, rentre dans cette catégorie de modèles.

### I.B.3) Le modèle DISORT (DIScrete Ordinate method for Radiative Transfer)

DISORT est un modèle très couramment utilisé dans les problèmes de transfert radiatif, tant pour la neige que pour l'atmosphère. Ce modèle assimile la neige à des sphères disconnectées et modélise la réflectance sous une source de lumière diffuse et/ou directe d'un milieu constitué d'une ou plusieurs couches de neige infinies horizontalement mais d'épaisseur verticale finie. Ce modèle n'assimile pas la rugosité de surface du milieu considéré et ne gère pas les interfaces entre les différentes couches qui peuvent constituer ce même milieu. Ces approximations peuvent, dans certains cas, conduire à des incertitudes de calculs importantes.

Dans notre approche de modélisation, nous souhaitons calculer la réflectance bi-hémisphérique de la neige (i.e. albédo). Dans ce cas, seule une information globale sur la quantité de rayonnement réfléchi nous est utile, c'est-à-dire que l'on raisonne dans ce travail en termes de flux et non d'intensité de rayonnement. La FDRB de la neige n'a donc pas été

étudiée avec DISORT. D'autre part, cette fonction peut être extrêmement dépendante de la forme des grains de neige et même si ce modèle est capable de produire une FDRB, il n'y a pas grand intérêt à étudier celle d'un milieu constitué de sphères non représentatif de la réalité du manteau neigeux.

DISORT procède selon deux phases de calculs. La première est effectuée par la routine Mie0 [Wiscombe, 1980] qui calcule les paramètres optiques décrits dans la section précédente ( $Q_{ext}$ ,  $\omega$  et  $P(\Omega_1, \Omega_2)$ ) selon la théorie de [Mie, 1908]. Sous certaines conditions, il peut se produire des effets dits de résonance qui engendrent de fortes incertitudes sur les paramètres optiques calculés, et donc sur la réflectance. Ces résonances sont généralement traitées comme des ondes voyageant à l'intérieur d'une particule en proche surface et frappant l'interface particule-milieu extérieur avec un angle supérieur à l'angle limite de réfraction. Ces ondes subissent ainsi des réflexions quasi-totales et la particule se comporte comme une cavité optique, c'est-à-dire qu'elle piège l'onde. Pour un couple donné (indice de réfraction et paramètre de taille  $x=2a/\lambda$  avec  $a$  le rayon de la particule et  $\lambda$  la longueur d'onde), il existe une série de solutions complexes qui correspondent à un mode de résonance [Ducastel, 2007]. Afin de réduire les incertitudes dues aux effets de résonance [Zender et Talamantes, 2006], chaque couche de neige est constituée d'une distribution de taille de sphères qui suit une loi log-normale.

Dans tous les calculs effectués, la même distribution de taille centrée sur la SS de la neige avec un écart type  $\sigma = 1.6$  est utilisée, comme observé par [Grenfell et Warren, 1999] en Antarctique. Les particules de neige comprises dans la gamme  $(0,2*r_{eff} - 5*r_{eff})$  sont injectées au code Mie0, avec  $r_{eff} = 3/(\rho_{glace} * SS)$ . Les paramètres optiques de chaque particule sont calculés et pondérés selon la loi de distribution afin de ne conserver qu'une valeur moyenne pour chaque couche de neige. Les effets de résonance existent toujours mais les valeurs « aberrantes » qu'ils engendrent sont totalement atténuées par la pondération.

La figure I.9 montre clairement les oscillations des paramètres optiques lorsque qu'une seule et unique taille de particule est utilisée, elle illustre également les résultats obtenus avec l'utilisation d'une distribution de taille. Les résultats entre l'utilisation ou non d'une loi de distribution diffèrent car les effets de résonance, en piégeant un photon dans une particule de neige, augmentent la probabilité que ce dernier soit absorbé, surtout autour des bandes d'absorption de la glace (1500 et 2000 nm). De plus, l'utilisation d'une loi de distribution est plus représentative de la neige car c'est un milieu constitué de particules de tailles différentes.

Les paramètres optiques calculés par Mie0 permettent d'obtenir l'épaisseur optique de chaque couche,  $\tau$  (équation I.8). La seconde phase de calculs est effectuée par le code DISORT qui récupère les variables  $\omega$  et  $P(\Omega_1, \Omega_2)$  de chaque couche et calcule la réflectance spectrale du milieu.

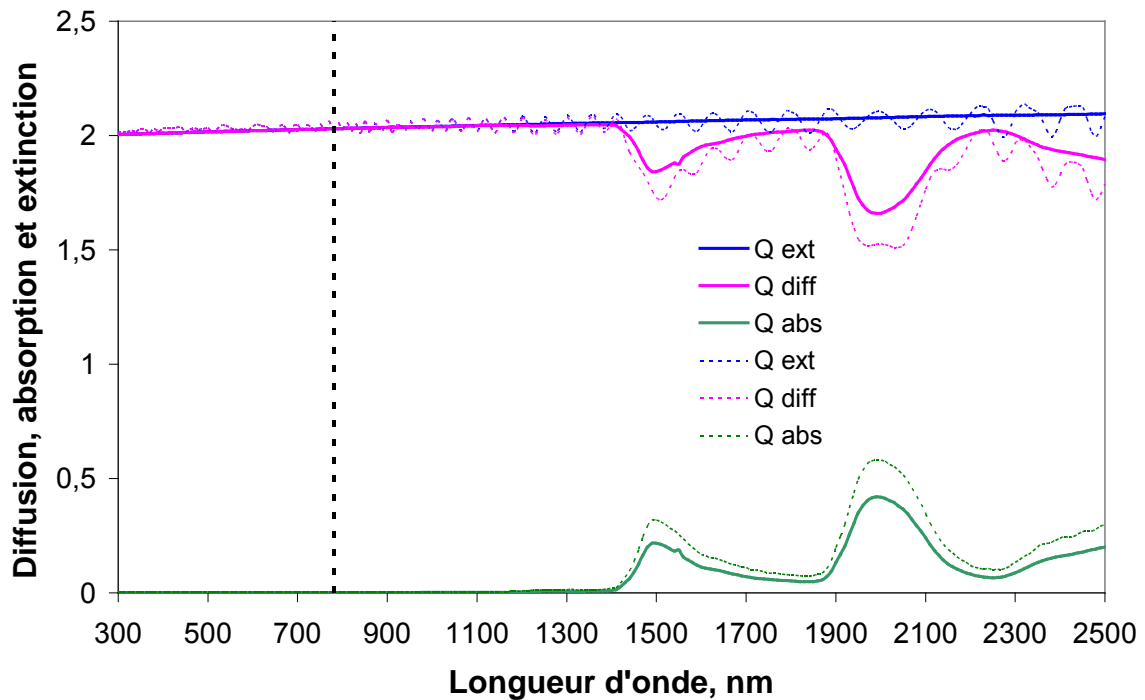


Figure I.9 : Paramètres efficaces de diffusion, d'absorption et d'extinction pour des particules sphériques de  $SS = 65,4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  avec utilisation d'une loi log normale (trait plein) et sans cette même loi (trait pointillé) (variables de sorties de la routine Mie0).

Nous tenterons d'exposer de la manière la plus simple possible la variation des paramètres optiques de la neige et donc de la réflectance spectrale à partir de la physique de la neige, à savoir  $SS$  et densité vu que l'épaisseur géométrique n'intervient plus dans le cas d'un milieu OSI que nous considérons dans nos calculs.

#### I.B.4) Relations entre surface spécifique et réflectance

##### a) Relations surface spécifique et réflectance dans le cas d'une neige pure

Lorsqu'un photon rencontre un cristal de glace, il est diffusé ou absorbé. Un photon ne sera diffusé que lorsqu'il traverse une interface air-glace. La diffusion est alors dépendante de la surface des cristaux de glace. Ce photon ne sera absorbé qu'à travers la glace. L'absorption dépend alors du volume des cristaux de glace. La  $SS$  de la neige exprime le rapport ( $S/V$ ) des cristaux de glace, à une constante près. La  $SS$ , dans le cas d'une neige pure, suffit donc à elle seule pour déterminer la réflectance de la neige, dans le cas d'un milieu OSI. Une faible valeur de  $SS$  est synonyme d'une faible surface ou d'un fort volume, c'est-à-dire d'une plus faible diffusion ou d'une plus forte absorption de la lumière dans le milieu. On s'attend alors à ce que  $SS$  et réflectance diminuent en phase. Mais il faut aussi prendre en compte l'albédo de simple diffusion et la fonction de phase et tous ces paramètres ( $Q_{\text{ext}}$ ,  $\omega$  et  $P(\Omega_1,$

$\Omega_2$ ) ne sont pas sensibles de la même façon aux propriétés physiques de la neige et à la longueur d'onde.

Dans le visible, la diffusion est forte et l'absorption quasi-nulle de sorte que l'extinction ne se manifeste que par de la diffusion (figure I.9), et ce quelque soit la longueur d'onde. Le rayonnement incident peut être rétrodiffusé car le paramètre d'asymétrie  $g$  est inférieur à 1. Le rayonnement incident n'est donc pas absorbé, il subit des réflexions multiples et peut être rétrodiffusé. La réflectance de la neige est forte dans le visible.

Dans l'IR, la figure I.9 montre de fortes variations des paramètres optiques en fonction de la longueur d'onde et de la SS de la neige. L'absorption, à partir de 900 nm, devient non négligeable et elle est encore plus forte si la SS de la neige diminue (le volume des particules est inversement proportionnel à la SS). La réflectance de la neige est alors dépendante de sa SS voire très dépendante si la neige absorbe fortement le rayonnement, vers les longueurs d'onde 1500 et 2000 nm par exemple. Cette réflectance est comprise entre 0,9 et 0,1 sur cette partie du spectre solaire.

b) Relation entre surface spécifique et réflectance dans le cas d'une neige contaminée

La neige peut être contaminée par des impuretés de type carbone suie, poussières minérales, etc. Ces particules carbonées possèdent un indice de réfraction imaginaire bien supérieur à celui de la glace, comme illustré par la figure I.10.

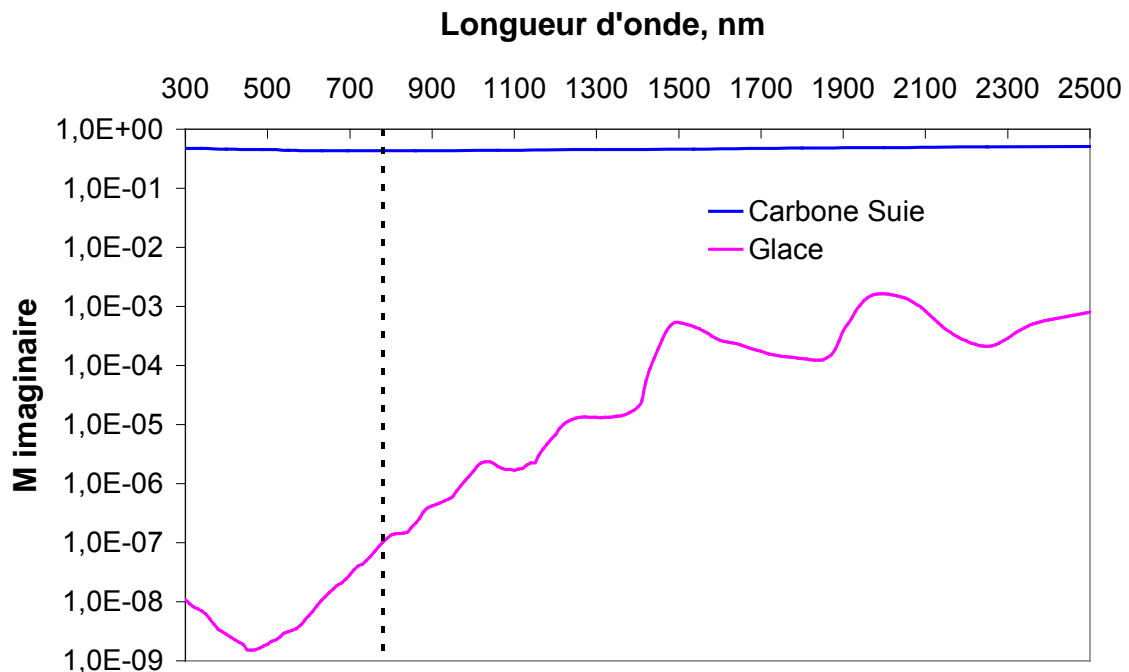


Figure I.10 : Comparaison entre les indices de réfraction imaginaires de la glace et du carbone suie (échelle logarithmique en ordonnée).



Dans le visible, les particules de suie absorbent beaucoup plus que la glace, d'un facteur  $10^7$ , ce qui explique que même à très faible concentration (de l'ordre du ppm soit un facteur  $10^6$ ), leur impact sur la réflectance est important [Hansen et al., 2005; Flanner et al., 2007; IPCC, 2007]. Dans l'IR, ces particules sont toujours très absorbantes mais la glace devient également absorbante. La concentration de ces particules étant rarement supérieure à 500 ppm [Flanner et al., 2007], leur impact y devient négligeable.

### I.B.5) Relations entre densité et réflectance de la neige

La densité de la neige, représentant la masse de neige par unité de volume et exprimée en  $\text{kg m}^{-3}$ , est probablement la variable la plus couramment mesurée. La neige saisonnière possède une densité qui peut varier de  $10 \text{ kg m}^{-3}$  pour une neige récente à  $550 \text{ kg m}^{-3}$  pour une croûte de vent [Domine et al., 2002].

Dans le visible, pour une couche neige de même SS, de même épaisseur géométrique (10 cm) mais de densité différente, la plus forte réflectance est observée pour la plus forte densité (figure I.11). Cette forte densité peut se traduire par une augmentation de la densité de réflecteurs par unité de volume et donc une probabilité plus forte qu'un photon rencontre un grain de neige, c'est-à-dire une probabilité plus forte que ce dernier soit rétrodiffusé.

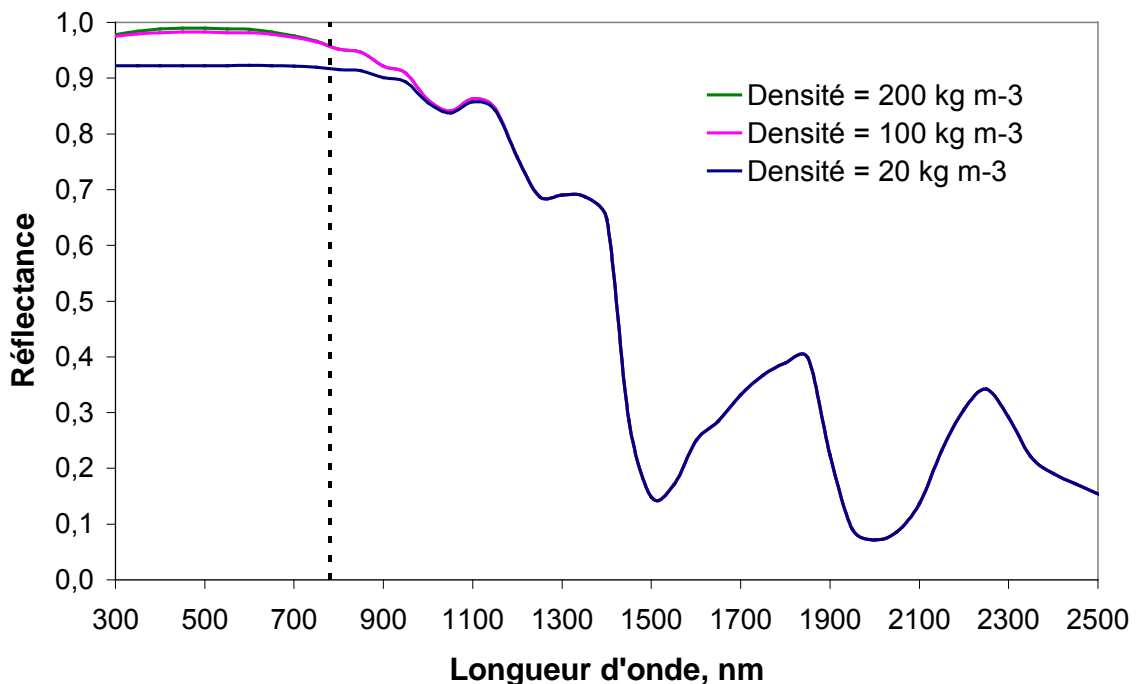


Figure I.11 : Réflectance d'une couche de neige de 10 cm et de  $SS = 150 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  pour diverses valeurs de densité (calculs effectués avec le code DISORT).

Dans l'IR, au-delà de 1100 nm, aucune modification de la réflectance n'est observée sur la figure I.11. Augmenter la densité de la neige n'a pour conséquence que d'augmenter

l'épaisseur optique du milieu (équation I.8) ; or si cette dernière n'a pas d'impact sur la réflectance, le milieu est OSI à la longueur d'onde considérée. La densité n'intervient donc que si la couche de neige n'est pas OSI à la longueur d'onde considérée.

Le dernier point que nous n'avons pas abordé concerne le type de rayonnement incident. D'une part le code DISORT permet de faire varier cette source (source directe avec le choix de l'angle d'incidence, source diffuse, ou une combinaison des deux) et d'autre part nous avons pour objectif d'étudier les variations d'albédo sur le plateau Antarctique. L'angle d'incidence zénithal ( $\theta_i$  sur la figure I.5) est très élevé dans cette région du globe et il vaut environ  $52^\circ$  à son minimum à Dôme C, au solstice d'été. Les rayons du soleil arrivent donc souvent avec de fortes incidences voire des incidences rasantes. Il semble donc judicieux de présenter les variations de la réflectance de la neige en fonction de la source, dans le but de mieux aborder les chapitres 3 et 4 qui discuteront des variations de l'albédo sur le plateau Antarctique.

### I.B.6) Impact du type de rayonnement incident et de l'angle solaire zénithal

Si le rayonnement incident est diffus, l'intensité est la même quel que soit l'angle d'incidence de ce rayonnement, il est donc isotrope. S'il est direct, ce rayonnement est approximé à un rayon unique et collimaté selon un angle d'incidence  $\theta_i$ . Nous allons d'abord comparer la réflectance d'une neige soumise à un rayonnement totalement direct pour diverses valeurs  $\theta_i$  et nous investiguerons par la suite l'impact du type de source.

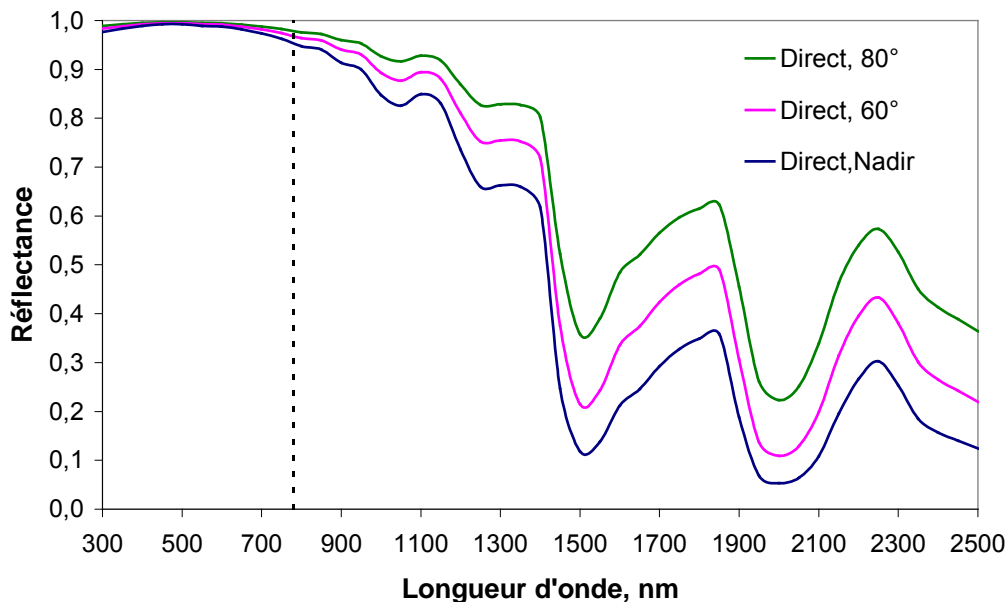


Figure I.12 : Réflectance d'un milieu OSI pour diverses valeurs de l'angle zénithal  $\theta_i$  d'une source directe (Nadir : Incidence normale =  $0^\circ$ ) (calculs effectués avec le code DISORT).

Théoriquement, la réflectance de la neige est dépendante de l'angle zénithal. Plus ce dernier est grand, c'est-à-dire plus  $(\cos \theta_i)$  est petit, plus la réflectance augmente [Warren, 1982] et la figure I.12 montre des variations conformes à la théorie. Le rayonnement incident qui est transmis s'éloigne moins de la surface s'il est rasant par rapport à une incidence normale. Il est alors diffusé à une profondeur moindre et la probabilité qu'il ressorte du milieu augmente, la réflectance est plus forte.

Concernant le type de source, il faut noter qu'une radiation incidente totalement diffuse est équivalente à une source directe d'environ  $50^\circ$  d'incidence, si le milieu est OSI et constitué d'une couche de neige, comme illustré par la figure I.13. Comparé à une incidence diffuse, la réflectance d'un milieu soumis à une radiation directe d'incidence supérieure à  $50^\circ$  sera plus importante et inversement si l'incidence est inférieure à  $50^\circ$ .

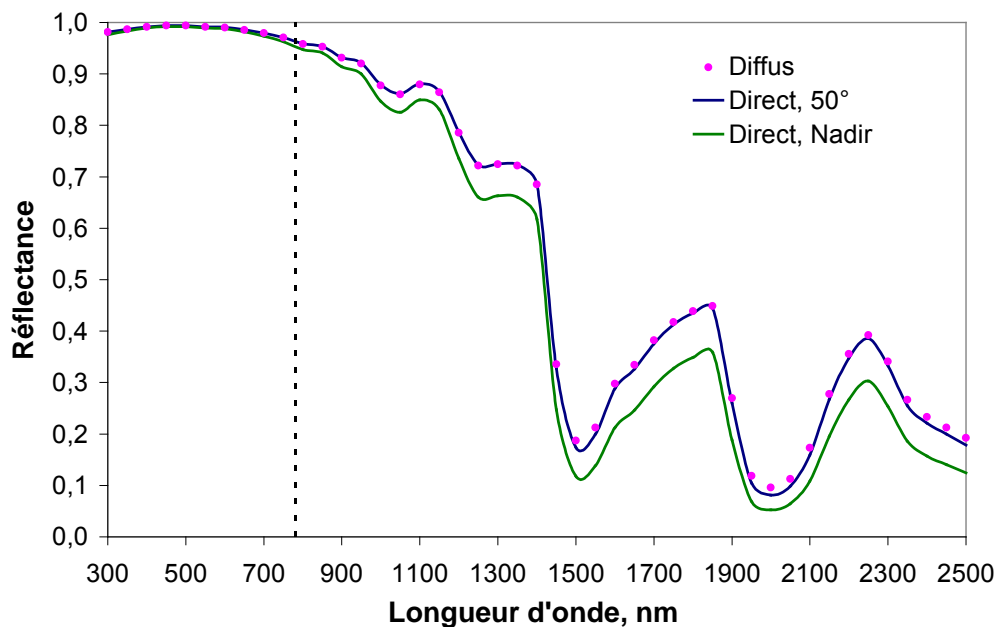


Figure I.13 : Réflectance d'un milieu OSI soumis à un rayonnement direct ou diffus (Nadir : Incidence normale =  $0^\circ$ ) (calculs effectués avec le code DISORT).

La réflectance de la neige est donc une fonction des propriétés physiques de la neige comme la SS qui modifie la valeur des paramètres optiques et donc la réflectance de la neige. La densité intervient si le milieu n'est pas déjà OSI à la longueur d'onde considérée. La réflectance varie également en fonction de la longueur d'onde par le biais de l'indice de réfraction de la glace et en fonction de la source incidente.

Au vu de tous ces résultats théoriques et de modélisation, il semble possible, en contrôlant l'illumination de l'échantillon, son épaisseur géométrique et la longueur d'onde de la source, de mettre en place un système fiable de mesure de la SS de la neige à partir de sa réflectance dans l'IR. Ce système doit permettre une mesure rapide de la SS sur le terrain et il est présenté dans le chapitre II.

## Références Bibliographiques du chapitre 1

- Aoki, T., M. Fukabori, A. Hachikubo, Y. Tachibana, and F. Nishio (2000), Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105(D8), 10219-10236.
- Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori, Y. Tachibana, Y. Zaizen, F. Nishio, and T. Oishi (1998), Spectral albedo observation on the snow field at Barrow, Alaska, *Polar Meteorol. Glaciol.*, 12, 1-9.
- Beine, H. J., F. Domine, A. Ianniello, M. Nardino, I. Allegrini, K. Teinila, and R. Hillamo (2003), Fluxes of nitrates between snow surfaces and the atmosphere in the European high Arctic, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, 335-346.
- Beine, H. J., A. Amoroso, F. Domine, M. D. King, M. Nardino, A. Ianniello, and J. L. France (2006), Surprisingly small HONO emissions from snow surfaces at Browning Pass, Antarctica, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2569-2580.
- Brunauer, S., P. H. Emmet, and E. Teller (1938), Adsorption of gases in multimolecular layers, *J. Am. Chem. Soc.*, 60, 309-319.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2002), Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2767-2777.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2003), Rate of evolution of the specific surface area of surface snow layers, *Environmental Science & Technology*, 37(4), 661-666.
- Colbeck, S. C. (1982), An overview of seasonal snow metamorphism, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 45-61.
- Colbeck, S. C. (1983), Theory of metamorphism of dry snow, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 88(NC9), 5475-5482.
- Daly, G. L., and F. Wania (2004), Simulating the influence of snow on the fate of organic compounds, *Environmental Science & Technology*, 38(15), 4176-4186.
- Davis, R. E., J. Dozier, and R. Perla (1987), Measurement of grain properties, *In seasonal Snowcovers; physics, chemistry, hydrology. Ed. Reidel publishing company.*, 63-74.
- Domine, F., A. Cabanes, and L. Legagneux (2002), Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2753-2765.
- Domine, F., A. S. Taillandier, and W. R. Simpson (2007a), A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F2), F02031.
- Domine, F., A. Cincinelli, E. Bonnaud, T. Martellini, and S. Picaud (2007b), Adsorption of phenanthrene on natural snow, *Environmental Science & Technology*, 41, 6033-6038.
- Domine, F., R. Salvatori, L. Legagneux, R. Salzano, M. Fily, and R. Casacchia (2006), Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 46(1), 60-68.
- Domine, F., M. Albert, T. Huthwelker, H. W. Jacobi, A. A. Kokhanovsky, M. Lehning, G. Picard, and W. R. Simpson (2008), Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2), 171-208.
- Ducastel, J. (2007), Etude des résonances morphologiquement dépendantes et application à la caractérisation de microparticules en milieu diphasique, *Thèse de doctorat de l'Institut National des Sciences Appliquées de Rouen*.

- Dumont, M., O. Brissaud, G. Picard, B. Schmitt, J. C. Gallet, and Y. Arnaud (2010), High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths - comparison with modelling results, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(5), 2507-2520.
- Flanner, M. G., C. S. Zender, J. T. Randerson, and P. J. Rasch (2007), Present-day climate forcing and response from black carbon in snow, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112(D11), D11202.
- Flin, F., J. B. Brzoska, B. Lesaffre, C. Cileou, and R. A. Pieritz (2003), Full three-dimensional modelling of curvature-dependent snow metamorphism: first results and comparison with experimental tomographic data, *Journal of Physics D-Applied Physics*, 36(10A), A49-A54.
- Gallet, J. C., F. Domine, C. S. Zender, and G. Picard (2009), Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm, *The Cryosphere*, 3(2), 167-182.
- Gow, A. J. (1969), On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn, *Journal of Glaciology*, 8, 241-252.
- Granberg, H. B. (1985), Distribution of snow grain sizes and internal surface area and their role in snow chemistry in a sub-arctic snow cover, *Annals of Glaciology*, 7, 149-152.
- Grannas, A. M., et al. (2007), An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 4329-4373.
- Grenfell, T. C., and D. K. Perovich (1981), Radiation absorption-coefficients of polycrystalline ice from 400-1400 nm, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 86(NC8), 7447-7450.
- Grenfell, T. C., and S. G. Warren (1999), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104(D24), 31697-31709.
- Grenfell, T. C., D. K. Perovich, and J. A. Ogren (1981), Spectral albedos of an alpine snowpack, *Cold Regions Science and Technology*, 4(2), 121-127.
- Grenfell, T. C., S. P. Neshyba, and S. G. Warren (2005), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 3. Hollow columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(D17).
- Hansen, J., et al. (2005), Efficacy of climate forcings, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(D18).
- Herbert, B. M. J., C. J. Halsall, S. Villa, L. Fitzpatrick, K. C. Jones, R. G. M. Lee, and R. Kallenborn (2005), Polychlorinated naphthalenes in air and snow in the Norwegian Arctic: a local source or an Eastern Arctic phenomenon?, *Science of the Total Environment*, 342(1-3), 145-160.
- Honrath, R. E., M. C. Peterson, S. Guo, J. E. Dibb, P. B. Shepson, and B. Campbell (1999), Evidence of NO<sub>x</sub> production within or upon ice particles in the Greenland snowpack, *Geophysical Research Letters*, 26(6), 695-698.
- Houdier, S., S. Perrier, F. Domine, A. Cabanes, L. Legagneux, A. M. Grannas, C. Guimbaud, P. B. Shepson, H. Boudries, and J. W. Bottenheim (2002), Acetaldehyde and acetone in the Arctic snowpack during the ALERT2000 campaign. Snowpack composition, incorporation processes and atmospheric impact, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2609-2618.
- Hudson, S. R., S. G. Warren, R. E. Brandt, T. C. Grenfell, and D. Six (2006), Spectral bidirectional reflectance of Antarctic snow: Measurements and parameterization, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D18).
- IPCC (2007), Climate Change 2007: Synthesis report. *Rep.*, Geneva, Switzerland.

- Jin, Z. H., T. P. Charlock, P. Yang, Y. Xie, and W. Miller (2008), Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica, *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3563-3581.
- Kerbrat, M., B. Pinzer, T. Huthwelker, H. W. Gaggeler, M. Ammann, and M. Schneebeli (2008), Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption: comparison and implications for surface smoothness, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(5), 1261-1275.
- Kobayashi, T. (1961), The growth of snow crystals at low supersaturation., *Phil. Mag.*, Vol. 6, 1363-1370.
- Kobayashi, T., and T. Kuroda (1987), Morphology of snow crystals, Ed. Sunagawa, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 645-743.
- Kokhanovsky, A. A., and E. P. Zege (2004), Scattering optics of snow, *Applied Optics*, 43(7), 1589-1602.
- Kuipers Munneke, P. (2009), Snow, ice and solar radiation, *Thesis of the institute for marine and atmospheric research Utrecht (IMAU)*.
- Legagneux, L. (2003), Evolution de la microphysique du manteau neigeux. Surface spécifique et métamorphisme, *Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier*.
- Legagneux, L., A. Cabanes, and F. Domine (2002), Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D17), 4335.
- Legagneux, L., A. S. Taillandier, and F. Domine (2004), Grain growth theories and the isothermal evolution of the specific surface area of snow, *Journal of Applied Physics*, 95(11), 6175-6184.
- Legagneux, L., T. Lauzier, F. Domine, W. F. Kuhs, T. Heinrichs, and K. Techmer (2003), Rate of decay of specific surface area of snow during isothermal experiments and morphological changes studied by scanning electron microscopy, *Canadian Journal of Physics*, 81(1-2), 459-468.
- Lemke, P., et al. (2007), Observations Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in *Climate Change 2007: The physical Sciences Basis*, edited by P. R.K. and R. A., IPCC, Geneva, Switzerland.
- Lesaffre, B., E. Pougatch, and E. Martin (1998), Objective determination of snow-grain characteristics from images, *Annals of Glaciology*, 26, 112-118.
- Li, W., K. Stamnes, H. Eide, and R. Spurr (2007), Bidirectional reflectance distribution function of snow: corrections for the Lambertian assumption in remote sensing applications, *Opt. Eng.*, 46(6).
- Matzl, M., and M. Schneebeli (2006), Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography, *Journal of Glaciology*, 52(179), 558-564.
- Mie, G. (1908), Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, *Ann. Phys.*, 25, 377-445.
- Narita, H. (1971), Specific surface area of deposited snow II, *Low Temp. Sci.*, 29(A), 6-81.
- Neshyba, S. P., T. C. Grenfell, and S. G. Warren (2003), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 2. Hexagonal columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D15).
- Nolin, A. W., and J. Dozier (2000), A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow, *Remote Sensing of Environment*, 74(2), 207-216.

- Painter, T. H., N. P. Molotch, M. Cassidy, M. Flanner, and K. Steffen (2007), Instruments and methods - Contact spectroscopy for determination of stratigraphy of snow optical grain size, *Journal of Glaciology*, 53(180), 121-127.
- Perovich, D. K., and J. W. Govoni (1991), Absorption-coefficients of ice from 250 to 400 nm, *Geophysical Research Letters*, 18(7), 1233-1235.
- Rajaram, B., D. L. Glandorf, D. B. Curtis, M. A. Tolbert, O. B. Toon, and N. Ockman (2001), Temperature-dependent optical constants of water ice in the near infrared: new results and critical review of the available measurements, *Applied Optics*, 40(25), 4449-4462.
- Roth, C. M., K. U. Goss, and R. P. Schwarzenbach (2004), Sorption of diverse organic vapors to snow, *Environmental Science & Technology*, 38(15), 4078-4084.
- Schaepman-Strub, G., M. E. Schaepman, T. H. Painter, S. Dangel, and J. V. Martonchik (2006), Reflectance quantities in optical remote sensing-definitions and case studies, *Remote Sensing of Environment*, 103(1), 27-42.
- Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera (1988), Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative-transfer in multiple-scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27(12), 2502-2509.
- Taillandier, A. S., F. Domine, W. R. Simpson, M. Sturm, and T. A. Douglas (2007), Rate of decrease of the specific surface area of dry snow: Isothermal and temperature gradient conditions, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F3), F03003.
- Tsang, L., and J. A. Kong (2001), *Scattering of Electromagnetic Waves, Vol. 3: Advanced Topics*, 413 pp., Wiley Interscience.
- Underwood, E. E. (1970), Quantitative stereology, *Reading, MA, Addison-Wesley Publishing*.
- Warren, S. G. (1982), Optical-properties of snow, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67-89.
- Warren, S. G. (1984), Optical-constants of ice from the ultraviolet to the microwave, *Applied Optics*, 23(8), 1206-1225.
- Warren, S. G., and R. E. Brandt (2008), Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D14).
- Warren, S. G., R. E. Brandt, and P. O. Hinton (1998), Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow, *J. Geophys. Res.-Planets*, 103(E11), 25789-25807.
- Wiscombe, W. J. (1980), Improved mie scattering algorithms, *Applied Optics*, 19(9), 1505-1509.
- Wiscombe, W. J., and G. W. Grams (1976), Backscattered fraction in 2-stream approximations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(12), 2440-2451.
- Wiscombe, W. J., and S. G. Warren (1980), A model for the spectral albedo of snow .1. Pure snow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2712-2733.
- Xie, Y., P. Yang, B. C. Gao, G. W. Kattawar, and M. I. Mishchenko (2006), Effect of ice crystal shape and effective size on snow bidirectional reflectance, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 100(1-3), 457-469.
- Zender, C. S., and J. Talamantes (2006), Solar absorption by Mie resonances in cloud droplets, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 98(1), 122-129.
- Zhou, X. B., S. S. Li, and K. Stamnes (2003), Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D23).

## **II. Mesure de la surface spécifique de la neige par méthode optique**

Notre objectif est de concevoir un système de mesure de la réflectance IR de la neige sous des conditions contrôlées, comme il a été conclu dans le chapitre I. La section II.A exposera brièvement le choix de l'instrumentation répondant à cette problématique ainsi que le protocole expérimental utilisé afin de déterminer la relation SS-réflectance. Cette section est donc un résumé étendu de l'article 1 qui constituera la section II.B de ce chapitre. Un complément d'informations sur la méthode (i.e. artefacts et échantillonnage) est proposé dans une dernière section.

### **II.A. Résumé étendu**

#### **II.A.1) Problématique**

Comme décrit dans le chapitre 1, la réflectance de la neige est uniquement dépendante de sa SS dans la partie IR du spectre solaire. Au vu des résultats expérimentaux de [Domine et al., 2006], il semble donc possible de mesurer sous des conditions d'éclairement contrôlées la SS de la neige à partir de sa réflectance IR.

Le principe consiste donc à construire et tester un instrument de mesure de la réflectance IR de la neige et à le valider par la technique de mesure de la SS par adsorption de méthane [Legagneux et al., 2002]. Ce système doit être fiable, rapide et permettre une mesure de la SS de la neige sur le terrain et dans les difficiles conditions des milieux polaires. Le principe de base est simple : il consiste à illuminer un échantillon, récolter la quantité de rayonnement réfléchi et à étalonner le système à l'aide de standards de réflectance. Ce système repose sur l'utilisation d'une sphère intégrante et nous décrivons par la suite l'ensemble du système de mesure à savoir : le type de source et sa longueur d'onde, le choix du porte échantillon et la réception du signal.

#### **II.A.2) Choix de l'instrumentation et détermination de la réflectance de la neige**

Une sphère intégrante (aussi dénommée sphère d'intégration) est un composant optique consistant en une cavité creuse, sphérique, dont le revêtement intérieur possède un facteur de réflexion diffuse élevé (supérieur à 0,95 sur tout le spectre solaire). Cet instrument mesure le facteur de réflectance diffuse moyen de surfaces selon tous les angles d'illumination et d'observation. Une sphère intégrante peut alors être considérée comme un diffuseur qui conserve la puissance mais détruit l'information directionnelle, c'est pourquoi nous pouvons exclure la FDRB de la neige dans notre travail. Le choix de la sphère s'est



porté sur une dimension de 6 pouces (environ 15 cm de diamètre). Cette taille est idéale en ce qui concerne notre étude car elle facile à transporter et elle permet de travailler avec une source lumineuse de faible puissance. L'échantillon de neige est placé au bas de la sphère, il a un diamètre de 63 mm et une épaisseur de 13 mm, suffisamment volumineux pour être représentatif du matériau neige [Coleou et al., 1999].

La source lumineuse est une diode laser Mitsubishi d'une puissance de 6 mW. Elle est située au dessus de la sphère, sa longueur d'onde est stable et le faisceau lumineux est collimaté, c'est donc en première approximation une source directe. Le faisceau n'étant en fait pas parfaitement collimaté, il diverge et illumine à la fois la totalité de la surface de l'échantillon mais également les bords de la sphère, où la réflexion va donner un rayonnement diffus. Il existe donc à la fois des rayonnements directs et diffus dans notre sphère et il est crucial de déterminer quel type de rayonnement illumine notre échantillon car la réflectance de la neige est très dépendante de la radiation incidente (section I.B.6). La figure II.1 représente de façon schématique les différents types de sources incidentes dans notre sphère et leurs trajectoires. Nous devons prendre en compte toutes ces sources.

C'est pourquoi nous avons appliqué les travaux de [Hidovic-Rowe et al., 2006], qui décrivent par de simples équations la distribution des photons en prenant en compte tous les paramètres de notre sphère, c'est-à-dire la surface de chaque composant interne de la sphère (source, récepteur, échantillon) et leurs coefficients de réflexion respectifs. Ces équations ont donc été intégrées dans nos calculs de modélisation et les résultats théoriques obtenus avec DISORT sont en accord avec les mesures expérimentales de DUFISSS (DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement). De plus amples détails sont disponibles dans le paragraphe 3 « Reflectance modeling at 1310 nm » de l'article 1.

Le choix de la longueur d'onde s'est porté sur 1310 nm pour trois raisons majeures : la réponse spectrale de la neige est élevée et varie peu autour de cette longueur d'onde (figure Intro-1) ; l'effet des impuretés est négligeable à 1310 nm (section I.B.4-b) ; cette longueur d'onde est commercialement disponible. Les premières mesures nous ont montré qu'au-delà de  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  de SS, la corrélation SS-Réflectance à 1310 nm n'est plus bonne. En effet, parce que les neiges à fortes SS possèdent généralement de faibles valeurs de densité ( $< 100 \text{ kg m}^{-3}$ ), le milieu n'est pas optiquement semi infini, la profondeur de pénétration de la lumière est alors trop importante et une partie du rayonnement est absorbée par le porte échantillon (figure 6 article 1).

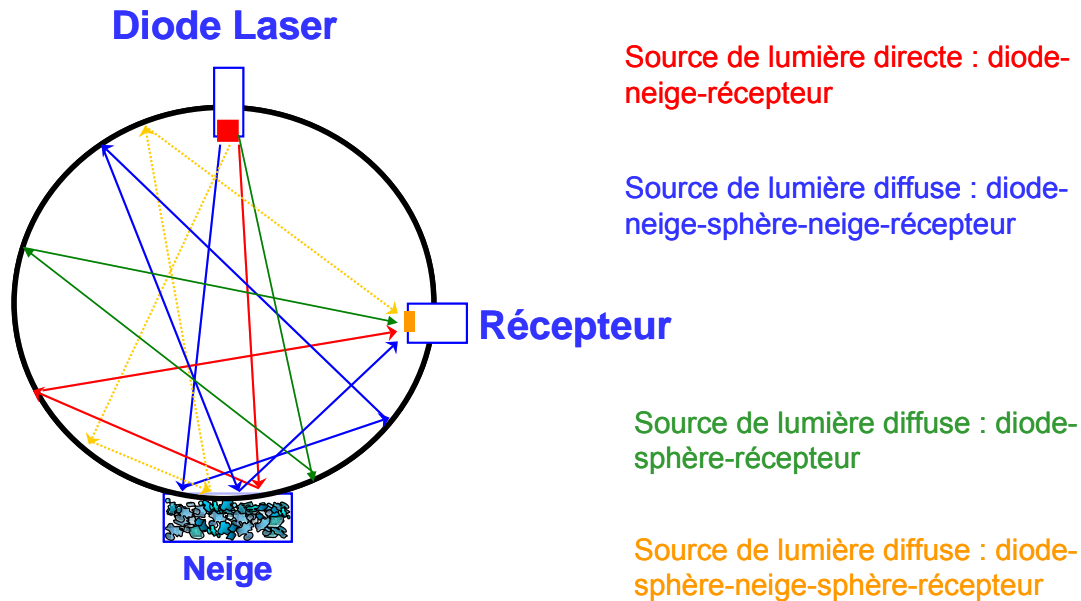


Figure II.1: Représentation schématique des différents types de sources lumineuses dans notre appareillage.

Afin de résoudre ce problème, deux modifications ont été mises en place. La première concerne le choix de la longueur d'onde et dans le cas de neiges à forte SS, une source à 1550 nm est utilisée car la glace absorbe fortement le rayonnement autour de cette longueur d'onde (figure I-8), de sorte que la profondeur de pénétration de l'onde est très faible (de l'ordre du millimètre). Le choix de la longueur d'onde se fait donc en fonction du type de neige à partir d'une observation visuelle de l'échantillon. La seconde modification concerne la profondeur du porte échantillon qui a été augmentée de 13 à 25 mm, ce qui permet de s'assurer que le milieu est optiquement semi infini lorsque la longueur d'onde 1310 nm est utilisée, c'est-à-dire pour des neiges de SS inférieure à  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  dont la densité est supérieure à  $200 \text{ kg m}^{-3}$ .

Enfin, la quantité de lumière réfléchie est captée par une photodiode InGaAs (Indium-Gallium-Arsenic), placée à  $90^\circ$  de l'échantillon, qui possède une réponse spectrale comprise entre 800 et 1800 nm, ce qui permet de conserver la même photodiode quelle que soit la longueur d'onde utilisée. Le signal est donc converti, amplifié et mesuré à l'aide d'un voltmètre de précision. Le système est préalablement étalonné à l'aide d'un jeu de standards dont les coefficients de réflexion diffuse sont connus avec précision et compris entre 5 et 99%.

La mise en place de DUFISSS a été longue et délicate car nous avons eu recours à la modélisation afin d'élucider les problèmes rencontrés et donc de choisir les bonnes options afin d'y palier (profondeur du porte échantillon à 25 mm, longueur d'onde à 1550 nm, courbe théorique avec les différentes sources incidentes). L'étape suivante consiste à établir la

relation SS-réflectance, en laboratoire, en mesurant sur une série d'échantillons de neige la réflectance IR (DUFISSS) et la SS (adsorption de méthane, section I.A.4-b).

### **II.A.3) Calibration de DUFISSS**

Le protocole appliqué est le suivant : une fois la réflectance IR mesurée en chambre froide, à  $-15^{\circ}\text{C}$ , l'échantillon de neige est immédiatement transféré dans le porte échantillon en inox utilisé pour la mesure de SS par adsorption de méthane, et immergé dans l'azote liquide, ce qui exclut tout processus de métamorphisme. On obtient la valeur de SS par adsorption de méthane ce qui permet d'établir la relation SS-réflectance. La série d'échantillon est constituée de cristaux facettés, de givre de profondeur, de grains ronds, d'aiguilles et de neige fraîche, elle est donc représentative de la diversité de la forme des cristaux. Le nombre de points de mesures est de l'ordre de 50 à 1310 nm et de 25 à 1550 nm. Les résultats obtenus sont présentés dans les figures 5 et 8 de l'article 1 et la précision des mesures est de 10% à 1310 nm et de 12% à 1550 nm.

Une mesure de SS par méthode optique ne prend que quelques minutes contre trois heures pour la technique d'adsorption de méthane. Ce système fonctionne sous les difficiles conditions des milieux polaires et il a été testé avec succès en Antarctique et dans l'Arctique. Les résultats sont en accord avec la théorie et l'incertitude totale d'une mesure de SS par réflectance IR est inférieure à 12%. Le poids total de l'équipement est de l'ordre de 20 Kg, aisément transportable sur le terrain, et son autonomie est de l'ordre de 24h par  $-40^{\circ}\text{C}$ . DUFISSS et ses éléments sont représentés sur la figure II.2. Cette nouvelle technique de mesure de la SS de la neige a fait l'objet de la rédaction d'une publication qui constitue la section II.B de ce chapitre.

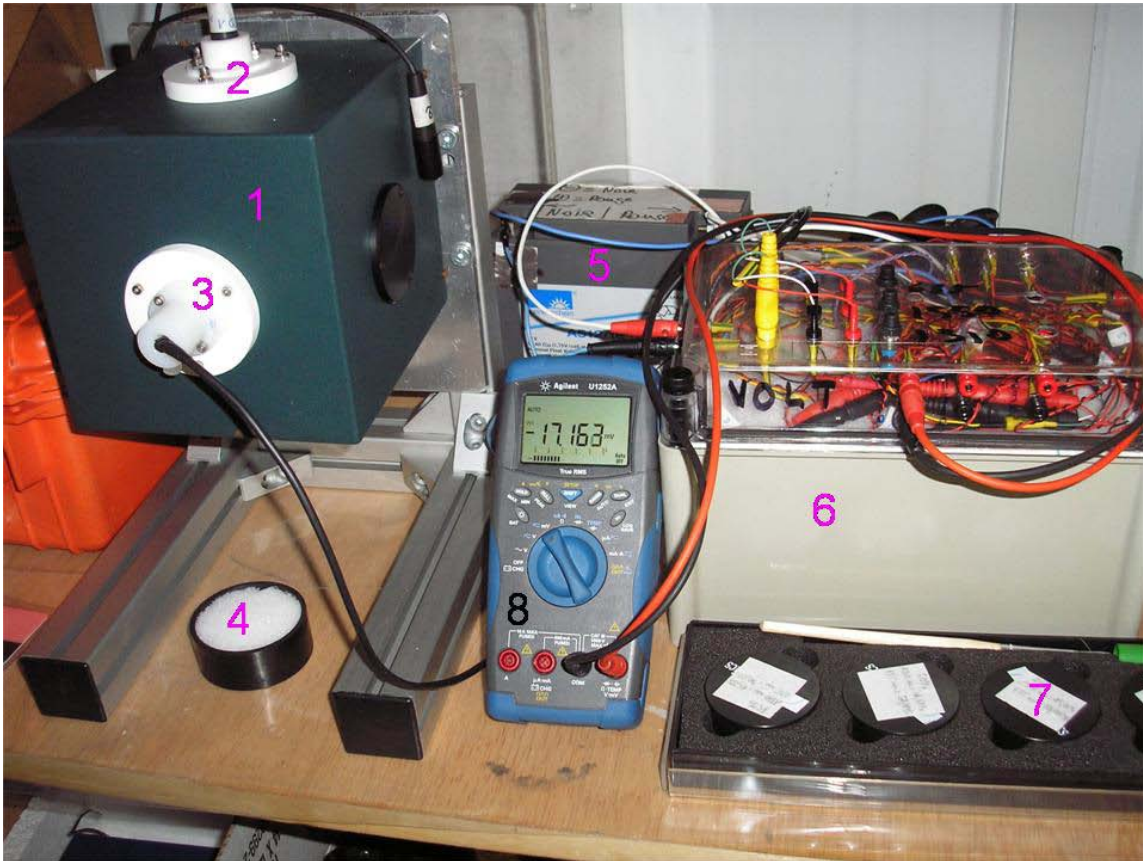


Figure II.2 : Système de mesure de la surface spécifique de la neige par réflectance IR : DUFISSS.

- 1: Sphère Intégrante
- 2: Diode laser, 1310 nm ou 1550 nm (selon le type de neige); les diodes sont interchangeables
- 3: Photodiode InGaAs (Indium-Gallium-Arsenic)
- 4: Porte échantillon de 63 mm de diamètre interne et 25 mm de profondeur
- 5: Batterie 12V/16 A h
- 6: Système d'alimentation pour les diodes laser et d'amplification du signal après réception par la photodiode.
- 7: Jeu d'étalons de réflectance
- 8: Voltmètre de précision

## **II.B. Résumé de l'article 1: « Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm »**

La surface spécifique de la neige (SS) et le snow area index (SAI) sont deux variables cruciales permettant de déterminer l'impact chimique et climatique du couvert neigeux et pourtant, très peu de données sont disponibles sur ce sujet. Nous proposons ici une nouvelle méthode de mesure de la SS et du SAI de la neige. Cette méthode est basée sur la mesure de la réflectance hémisphérique dans l'infra rouge d'échantillons de neige à l'aide de l'instrument DUFISSS (DUAl Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement). DUFISSS utilise des diodes laser de 1310 et 1550 nm de longueur d'onde, une sphère intégrante de 15 cm de diamètre interne et une photodiode InGaAS. Pour une SS < 60 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, nous utilisons la diode laser à 1310 nm, où la réflectance est comprise entre 15 et 50% et la précision de la mesure de 10%. Pour une SS > 60 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, la neige possède généralement une faible densité (entre 30 et 100 kg m<sup>-3</sup>), de sorte que l'épaisseur optique de l'échantillon est insuffisante et la radiation incidente à 1310 nm pénètre au fond du porte échantillon ce qui cause une erreur de mesure. La diode laser à 1550 nm est donc utilisée pour une SS > 60 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. La réflectance est comprise entre 5 et 12% et la précision de la mesure de SS est de 12%. Nous proposons des équations empiriques pour déterminer la SS de la neige à partir de sa réflectance à ces deux longueurs d'onde et la densité de la neige est prise en compte à 1310 nm. DUFISSS a été testé pour mesurer le SAI du manteau neigeux alpin dans une face sud à 2100 m d'altitude. Cela a été réalisé en mesurant la SS, l'épaisseur et la densité de chaque couche du manteau neigeux.

## **II.C. Article 1: Texte intégral**

## Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm

J.-C. Gallet<sup>1,2</sup>, F. Domine<sup>1,2</sup>, C. S. Zender<sup>1,3</sup>, and G. Picard<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>CNRS-INSU, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, BP 96, 38402 Saint-Martin d'Hères, France

<sup>2</sup>Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

<sup>3</sup>Department of Earth System Science, University of California, Irvine, USA

Received: 17 November 2008 – Published in The Cryosphere Discuss.: 21 January 2009

Revised: 26 May 2009 – Accepted: 28 July 2009 – Published:

**Abstract.** Even though the specific surface area (SSA) and the snow area index (SAI) of snow are crucial variables to determine the chemical and climatic impact of the snow cover, few data are available on the subject. We propose here a novel method to measure snow SSA and SAI. It is based on the measurement of the hemispherical infrared reflectance of snow samples using the DUFISSS instrument (DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement). DUFISSS uses the 1310 or 1550 nm radiation of laser diodes, an integrating sphere 15 cm in diameter, and InGaAs photodiodes. For  $SSA < 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , we use the 1310 nm radiation, reflectance is between 15 and 50% and the accuracy of SSA determination is 10%. For  $SSA > 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , snow is usually of low density (typically 30 to  $100 \text{ kg m}^{-3}$ ), resulting in insufficient optical depth and 1310 nm radiation reaches the bottom of the sample, causing artifacts. The 1550 nm radiation is therefore used for  $SSA > 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . Reflectance is then in the range 5 to 12% and the accuracy on SSA is 12%. We propose empirical equations to determine SSA from reflectance at both wavelengths, with that for 1310 nm taking into account the snow density. DUFISSS has been used to measure the SSA of snow and the SAI of snowpacks in polar and Alpine regions.

### 1 Introduction

Snow is a porous medium that strongly impacts the energy budget of the Earth (Warren, 1982; Hall, 2004) and the chemistry of the lower troposphere (Domine and Shepson, 2002; Grannas et al., 2007). An important physical property of snow that contributes to these impacts is its specific surface area (SSA). Snow SSA is defined as the surface area per unit mass (Legagneux et al., 2002), i.e.  $SSA = S/M = S/\rho_{\text{ice}} V$ , where  $S$  is the surface area of a given mass of snow particles,  $M$  its mass,  $V$  is the volume of the snow particles, and  $\rho_{\text{ice}}$  is the density of ice ( $917 \text{ kg m}^{-3}$  at  $0^\circ\text{C}$ ). SSA values range typically from  $2 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  for melt-freeze layers to  $156 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  for fresh dendritic snow (Domine et al., 2007a).

Light scattering by snow is determined by the size of the snow grains. Grenfell and Warren (1999) showed that the hemispherical reflectance of non-spherical particles could be well represented by a collection of independent spheres having the same  $S/V$  ratio as the particles. In this case, the important variable to calculate scattering is the diameter of the spheres,  $d_{\text{eff}}$ , also called the effective grain size, which is simply related to SSA by:

$$SSA = 6/\rho_{\text{ice}}d_{\text{eff}} \quad (1)$$

This demonstrates that SSA is a crucial variable to model snow optics, and therefore the energy budget of snow-covered surfaces. For example, using the DISORT radiative transfer model of Stamnes et al. (1988), we calculated light transmission through the troposphere and in the snowpack, and found that a reduction in SSA of snow from 32 to  $16 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  at the summer solstice at noon,  $65^\circ \text{N}$ , causes an instantaneous forcing of  $22 \text{ W m}^{-2}$  at the tropopause, increasing column solar absorption by about 6.5%.



Correspondence to: F. Domine  
(florent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

Because of its porous nature, the snowpack adsorbs large amounts of volatile and semi-volatile chemical species. In particular the uptake of persistent organic pollutants (POPs) by the snowpack from the atmosphere has generated considerable interest (Daly and Wania, 2004; Herbert et al., 2005; Domine et al., 2007b; Burniston et al., 2007). If the surface coverage of a POP adsorbed on the surface of snow crystals remains significantly less than a monolayer, its concentration in snow,  $[\text{POP}]_{\text{snow}}$ , can be expressed as a function of snow SSA, of the partial pressure of the POP,  $P_{\text{POP}}$ , and of temperature  $T$ , according to Domine et al. (2007b):

$$[\text{POP}]_{\text{snow}} = P_{\text{POP}} \times \text{SSA} / H_{\text{POP}}(T) \quad (2)$$

where  $H_{\text{POP}}(T)$  is the surface Henry's law constant at the snow temperature, expressed in  $\text{Pa m}^2 \text{mol}^{-1}$ , while  $[\text{POP}]_{\text{snow}}$  is in  $\text{mol kg}^{-1}$ . The knowledge of SSA is therefore essential to quantify POP concentrations in snow.

The chemical impact of snow is not limited to the adsorption of species. Photochemical reactions also take place in snow. The photolysis of the nitrate ion in snow, resulting in the emission of NO and NO<sub>2</sub> to the atmosphere, has been the subject of numerous studies (Honrath et al., 1999; Jones et al., 2001; Beine et al., 2002). If it is assumed that nitrate ions are adsorbed on the surface of snow particles, a subject of debate (Beine et al., 2006; Jacobi and Hilker, 2007; Grannas et al., 2007) then the rate of nitrate photolysis also depends on snow SSA, as detailed in Domine et al. (2008).

Despite the importance of snow for both the energy budget of the Earth, and therefore climate, and atmospheric chemistry, and despite the fact that knowing snow SSA is crucial to evaluate quantitatively both aspects, very few data are available on snow SSA. Furthermore, snow SSA changes with time because of snow metamorphism (Flanner and Zender, 2006; Taillandier et al., 2007), but many aspects of its rate of change are not elucidated. This is because up to recently, a rapid and accurate method to measure snow SSA was lacking. This has impeded both the measurement of snow SSA in studies motivated by climate and chemistry issues, and the study of the rate of change of snow SSA in the field and during cold room experiments.

Snow grain size has long been used as a substitute for SSA (Gow, 1969), but given the variety of grain shapes, from dendritic to rounded to hollow, the definition of grain size is ambiguous and observer-dependent (Aoki et al., 2000). With the example of hollow depth hoar crystals, Taillandier et al. (2007) have shown that effective grain size deduced from SSA (Eq. 1) could differ by as much as a factor of 6 from intuitive grain size, which demonstrates that using grain size data can lead to large errors when SSA is needed.

Most published SSA measurements to date have been obtained using methane adsorption at 77 K (Legagneux et al., 2002; Domine et al., 2007a). Briefly, snow placed in a vacuum container is immersed in liquid nitrogen and the adsorption isotherm of methane on snow is measured, allow-

ing the determination of snow SSA. While this method is reliable and accurate, with a reproducibility of 6%, obtaining one value takes three hours and requires liquid nitrogen, a problem in field studies. Another method is stereology (Narita, 1971). Briefly, a snow block is filled with a water-insoluble liquid that freezes at  $T < 0^\circ\text{C}$  to harden it. Polishing the sample produces serial sections (Perla et al., 1986) that are photographed. The images are then analyzed (Davis et al., 1987) to yield a SSA value after about four hours of work. This method is also well established, but does not work well for fresh snow with high SSA, which cannot be manipulated easily. The smaller structures are easily perturbed by the liquid and by microtoming, and are often unresolved by optical photography. Lastly, X-ray tomography can also produce SSA values (Flin et al., 2003; Kerbrat et al., 2008; Kaempfer and Schneebeli, 2007) but this is not easy to use in the field and the resolution is currently insufficient if  $\text{SSA} > 70 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  (Kerbrat et al., 2008), a value frequently exceeded in fresh snow.

Theory predicts that the spectral and hemispherical reflectance of snow,  $R_s$ , (i.e. spectral albedo), depends on snow grain size and therefore on snow SSA (Warren, 1982; Grenfell and Warren, 1999). By using the term "hemispherical reflectance", we refer to the terminology recommended by Schaepman-Strub et al. (2006). Here hemispherical reflectance therefore means reflectance integrated over  $2\pi$  steradians, regardless of the geometry of the incident illumination. By measuring simultaneously the biconical reflectance at several wavelengths and the SSA of snow samples, Domine et al. (2006) have verified experimentally that in the short wave infrared (SWIR, 1300 to 3000 nm), most variations in snow directional reflectance could be explained by variations in snow SSA, in good agreement with theory. Theory also predicts that grain shape affects hemispherical reflectance (Kokhanovsky, 2006; Picard et al., 2009) but this appeared to be a second order effect in the study of Domine et al. (2006). Those authors also showed plots of biconical reflectance versus SSA for several wavelengths between 1310 and 2260 nm, and suggested that reflectance measurements in that range could be used for SSA determination. Matzl and Schneebeli (2006) used near infrared (NIR) reflectance around 900 nm to determine SSA vertical profiles in a snow pit with a camera, the SSA- $R_s$  calibration being done with stereological measurements. The interest of that method is that it yields vertical SSA profiles rapidly. Painter et al. (2007a) also designed an optical system to rapidly measure snow reflectance around the absorption line at 1030 nm, from which they deduced effective grain size, using the modeling approach of Nolin and Dozier (2000).

Both these latter techniques clearly have enormous potential for stratigraphic studies, but they can be improved by operating at longer wavelength. Reflectance is indeed less dependent on SSA in the NIR than in the SWIR. Figure 1a shows the bihemispherical reflectance of semi-infinite snow layers for four wavelengths: 900, 1030, 1310 and 1550 nm.

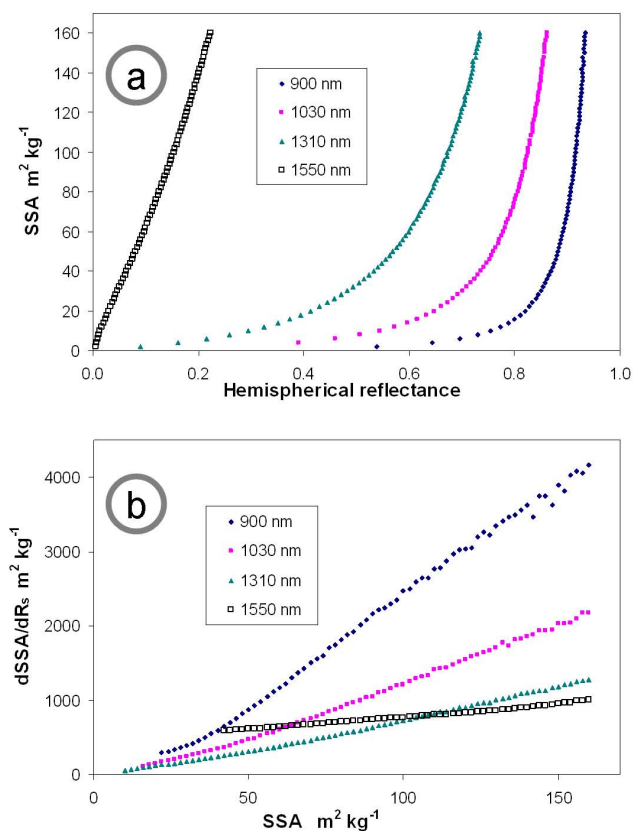


Calculations were performed using DISORT under diffuse light conditions. The SSA-reflectance relationship is highly wavelength-dependent and Fig. 1a shows that a given change in SSA will produce a smaller change in albedo at 900 nm than at longer wavelength. This is even more obvious in Fig. 1b, where the derivative of the curve in Fig. 1a is plotted as a function of SSA. A given error in measured reflectance translates into a larger error on SSA at 900 nm than at 1030 nm and at 1310 nm. Figure 1b shows that for a given precision in reflectance measurement, deriving SSA from reflectance will be about twice as accurate at 1030 nm than at 900 nm, and three times more accurate at 1310 nm. Working at 1550 nm further improves precision, but only for snows of high SSAs.

Another advantage to work in the SWIR is that ice absorption is greater (Warren and Brandt, 2008), so that the effect of absorbing impurities such as mineral dust and soot decreases as wavelength is increased for values 900, 1030, 1310, 1550 nm. For example, we calculate with DISORT that adding 500 ppb of soot particles (100 nm in diameter, density  $1800 \text{ kg m}^{-3}$  and of optical properties  $1.73077 + i0.612288$ ) to snow of  $\text{SSA}=30 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  changes its bihemispherical reflectance from 0.850 to 0.827 at 900 nm, from 0.701 to 0.693 at 1030 nm, from 0.483 to 0.481 at 1310 nm and remained unchanged at 0.0475 at 1550 nm. By working at 1310 or 1550 nm, we are therefore unaffected by any likely amount of impurities in snow. Indeed, soot concentrations in snow only rarely exceed 500 ppb (Flanner et al., 2007). Other impurities such as soil dust can at times reach greater amounts, but these are less absorbing than soot, and even concentrations of several ppm have a negligible effect of snow reflectance beyond 1000 nm (Painter et al., 2007b).

Figure 1 also shows that the accuracy decreases at higher SSA. For studies that focus on monitoring fresh snow SSA, it is therefore particularly useful to work at long wavelength. Moreover, since fresh snow SSA evolves rapidly (Cabanes et al., 2002 and 2003; Taillandier et al., 2007), this is where the exchange of energy and adsorbed species with the atmosphere will change the most rapidly, and there is therefore an enhanced need for an accurate determination of high snow SSA values.

Since snow is not a lambertian reflector, the reflectances measured in many previous studies are not directly comparable with the hemispherical reflectance  $R_s$ . Domine et al. (2006) measured biconical reflectance at a single configuration. The illumination came from the sun with a high solar zenith angle and nadir viewing. Painter et al. (2007a) also measured biconical reflectances, with the source and the receiver fixed at  $23^\circ$  and  $35^\circ$  zenith angles respectively. In the photography technique of Matzl and Schneebeli (2006), the viewing angle was normal to the wall but the illumination came from the sun and clouds and was diffused by a cloth laid over the snowpit and by the 4 faces of the snowpits. The camera measured hemispherical-conical reflectances if the illumination was perfectly diffuse but in practice the illumina-

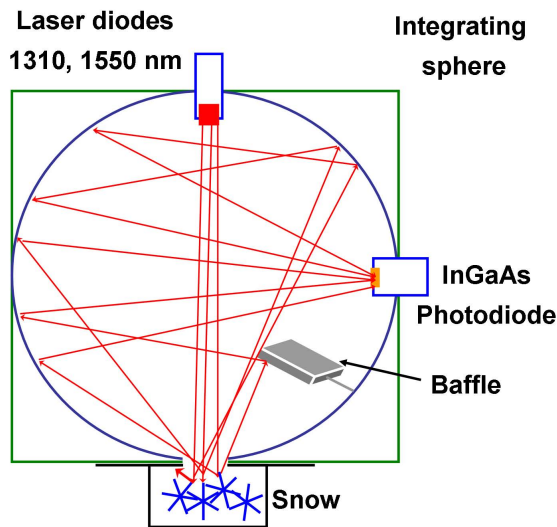


**Fig. 1.** (a) Relationship between snow specific surface area and bi-hemispherical reflectance, at four IR wavelengths, calculated with DISORT. (b) Sensitivity of the SSA determination to errors in bi-hemispherical reflectance at those wavelengths. For a given change in bihemispherical reflectance  $dR_s$ , the change in SSA,  $d\text{SSA}$ , is greater at 1030 nm than at 1310 nm, and even greater at 900 nm. For snow of  $\text{SSA} > 110 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , the lowest sensitivity is obtained at 1550 nm.

tion was dominantly downward and possibly heterogeneous (Matzl and Schneebeli, 2006).

These different optical configurations make intercomparisons between the various systems used difficult at best. Moreover, each system requires its own calibration between reflectance and SSA. Furthermore, the non-lambertian character of snow and its complex bi-directional reflection distribution function (BRDF, Grenfell et al., 1994) imply that biconical reflectance may strongly depend on grain shape. Measuring the hemispherical instead of the biconical reflectance is recommended to measure SSA accurately because hemispherical reflectance is better related to the effective diameter (equivalent to the SSA for optical purposes) than the biconical reflectance (Grenfell and Warren, 1999) and it is less affected by grain shape. The scaled integral approach of Nolin and Dozier (1999) used by Painter et al. (2007a) is also probably less sensitive to grain shape than single band methods but it requires a spectrometer. In any





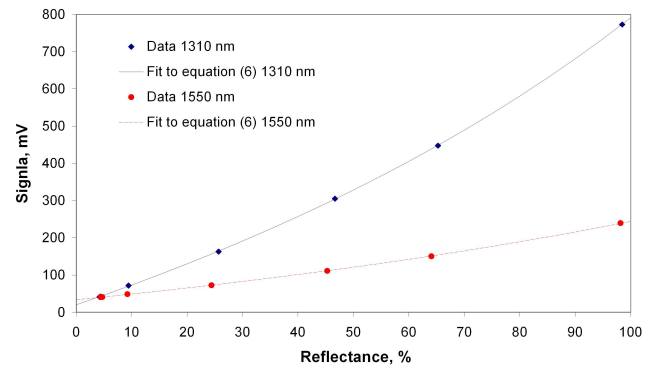
**Fig. 2.** Schematic of the DUFISSS integrating sphere and components.

case, a stable and reproducible illumination is also important for the reproducibility of measurements, which excludes the sun as the illumination source.

We report here the development of a novel optical system (DUFISSS : DUAl Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurements) to measure the hemispherical reflectance of snow samples at 1310 and 1550 nm, the shorter wavelength being optimal for  $SSA < 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  while the longer one is more efficient for  $SSA > 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . This new optical system allows one SSA value to be determined in the field in about one minute, and it successfully operates outdoors in polar conditions.

## 2 Experimental apparatus

The system used is shown in Fig. 2. Its main component is a 15 cm inner diameter (i.d.) integration sphere from Sphere Optics made of Zenith<sup>®</sup>, a polymer with a nominal reflectance near 0.985 in the SWIR. The snow sample is placed in a black sample holder 63 mm i.d. and 13 or 25 mm deep. The opening in the sphere towards the snow sample is 38 mm in diameter. The snow is illuminated directly by the collimated beam from a laser diode at 1310 or 1550 nm (both supplied by Mitsubishi, and of nominal power 6 mW). The beam diameter is about 10 mm at 1310 nm, as determined using an IR visualization card. As reported in more detail in Sect. 3, there is a detectable flux of photons that directly hit the sphere, so that the actual beam diameter is  $> 38 \text{ mm}$ , even though it is more intense near the center. At 1550 nm, we initially used a beam diameter of 4 mm, later increased to 8 mm. The beam diameter chosen is a compromise between illuminating a representative area and minimizing the numbers of photons hitting directly the sphere. The out-



**Fig. 3.** Calibration curves used to determine snow hemispherical reflectance from the photodiode signals. Graphite-doped Zenith<sup>®</sup> reflectance standards were used. The curves are not linear because of the reillumination of the standards by their reflected light. The fit to the points was made using Eq. (6), where  $f=0.962$  at 1310 nm and  $f=0.807$  at 1550 nm.

side of the sphere in contact with the snow (Fig. 2) is black, with a reflectance of 3% in the SWIR. Light reflected by the snow is collected by an InGaAs photodiode, whose current is converted to voltage and amplified before measurement by a high precision voltmeter. Reflectance standards made of graphite-doped Zenith<sup>®</sup>, calibrated by Sphere Optics, are used to determine the reflectance from the photodiode signal. The calibration curve of the photodiode signal is shown in Fig. 3. It is not linear because the sample is re-illuminated by multiple scattering between the sample and the sphere inner surface. The equation used to fit the calibration curve is described in more detail in Sect. 3. Calibration of the reflectance signal to determine SSA was done by measuring successively the snow reflectance, its SSA using methane adsorption, and its reflectance again to detect any change in SSA caused by manipulating the sample.

As mentioned above, crystal shape also affects hemispherical reflectance. Picard et al. (2008) modeled the reflectance of snow crystals of different model shapes (spheres, cubes, cylinders, etc.) using a ray-tracing method at 1310 nm and observed that for a given SSA, hemispherical reflectance could vary within  $\pm 25\%$  by changing the crystal shape. This contrasts with the experimental data of Domine et al. (2006) who however studied only 12 samples. To further investigate this crucial issue, the snow samples that we used in the SSA-reflectance calibration therefore had a wide range of shapes and included highly faceted depth hoar, rounded grains, needles and fresh dendrites.

Two aspects of the reproducibility of our reflectance measurements were determined. The first one was the reproducibility of the measurement of a given snow sample placed in a given sample holder. This was done by placing the sample under the sphere, then removing it and replacing it after a random rotation about a vertical axis. Relative variations

of reflectance were within 0.3% at 1310 nm and 1.5% at 1550 nm. The second one was to fill the sample holder with snow from one layer sampled in the field in a large container, homogenized by mixing, and taken to our cold room. The sample-holder container was then emptied and refilled with new snow from the same container. Heterogeneities in the snow layer as well as variations in the way snow was manipulated may then cause signal variations. In that second case, relative variations were within 1% at 1310 nm and 2% at 1550 nm, showing that our reflectance measurements are highly reproducible.

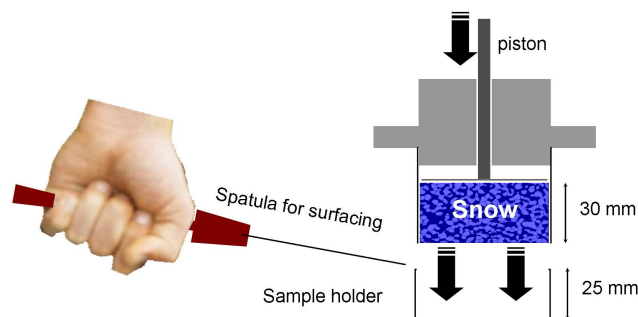
The actual volume of the snow sample probed by the IR beams must be evaluated. The *effective* beam diameter is uncertain, but we estimate it at 25 mm at 1310 nm. For snow of  $SSA=35 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and  $\text{density}=200 \text{ kg m}^{-3}$ , the snow thickness needed to obtain 99% of the reflectance at infinite thickness is 1.1 cm at 1310 nm, so that the effective sample volume is estimated to be  $5.4 \text{ cm}^3$ .

At 1550 nm, we estimate the effective beam diameter to be 20 mm. This longer wavelength was used to measure high-SSA snow, so we calculate that for snow of  $SSA=100 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and  $\text{density}=50 \text{ kg m}^{-3}$ , the snow thickness needed to obtain 99% of the reflectance at infinite thickness is now 4.2 mm. The effective sample volume is then  $1.3 \text{ cm}^3$ .

As a comparison, the typical snow volume used to measure SSA using methane adsorption is  $50 \text{ cm}^3$ . These three numbers are significantly greater than the minimal snow volumes correctly representing bulk snow properties, and which are always less than  $0.1 \text{ cm}^3$  for seasonal snow (Coleou et al., 2001).

Given that reflectance measurements are sensitive to the surface state of the sample, we devised a sampling procedure that minimized perturbation. A stainless steel cylinder 63 mm i.d. (the same as the DUFISSS sample holder) equipped with a piston was used to sample a snow cylinder 30 mm-high, as shown in Fig. 4. A sharp stainless steel spatula is then used to cut a perfectly flat surface at the base of the core while it is still inside the sampling cylinder. The snow core is then pushed into the DUFISSS sample holder, typically 25 mm deep. The 5 mm of the sample holder are then shaved off with the sharp spatula, producing a flat and smooth surface. The only perturbation done to the snow is therefore cutting a flat face with a spatula. With our technique, the face is measured within seconds of cutting, so that any perturbation caused by exposition to warm air is minimized. This temperature aspect is crucial to study fresh snow having high SSA or any snow when the air temperature is near  $0^\circ\text{C}$ , as the presence of liquid water will of course reduce the accuracy of our method in a manner that still needs to be quantified.

Difficulties to obtain a perfect surface were encountered in about 20% of the cases, which required slight modifications to the protocol, on a case by case basis. It is useful, however, to detail the procedure for hard windpacks. In that case, shav-

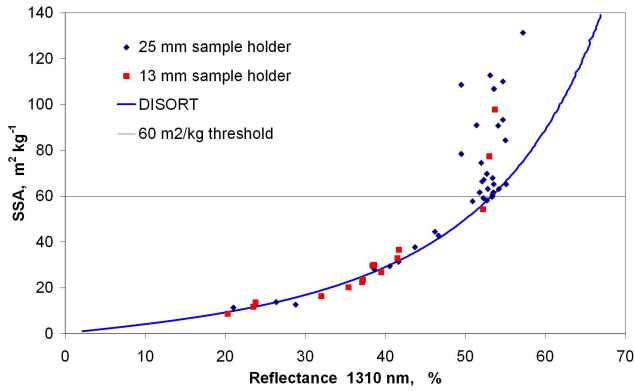


**Fig. 4.** Sampling device. A cylindrical snow core 30 mm thick having the exact diameter of the sample holder is taken. The core is pushed into the 25 mm deep sample holder with a piston. The extra 5 mm are shaved off with a sharp spatula, providing a fresh surface.

ing off the extra 5 mm generated small particles that could cause a relative increase in reflectance of 5%. The shaving was then done placing the sample holder vertically and the surface was brushed gently to remove loose small particles. For large depth hoar crystals, it was best to average several samples, as sometimes only a few crystals were probed by the beam. The 1550 nm wavelength was only used for fresh snow, whose grains were only loosely bonded, so that no detectable effect of sampling was seen despite the short light penetration depth.

The SSA-reflectance calibration data at 1310 nm is shown in Fig. 5. While for  $SSA < 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , the data show the expected trend of Fig. 1, we see that for  $SSA > 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , reflectance values show a lot of scatter and are much lower than expected from an extrapolation of the data at lower SSA: the maximum reflectance is 56.2%, obtained for a SSA of  $131.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , and that value is barely higher than 54.4%, obtained for a sample of  $SSA 65.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . Since all these snows with high SSAs also had a low density, we realized that the geometry of our system could produce artifacts of two kinds, shown in Fig. 6:

- The penetration depth of light can become sufficient in low-density snow so that a significant amount of light reaches the bottom of the black sample holder, where it is absorbed. The optical depth of the snow sample is then insufficient to consider the medium semi-infinite. Hence, the hemispherical reflectance measured by DUFISSS is less than that of a semi-infinite sample (infinite optical depth) having the same SSA. This results in practice in an apparent dependence on snow density (hereafter: density artifact) that prevents SSA determination. Initially, we used a 13 mm-deep sample holder subsequently replaced with a 25 mm-deep one to reduce this artifact.



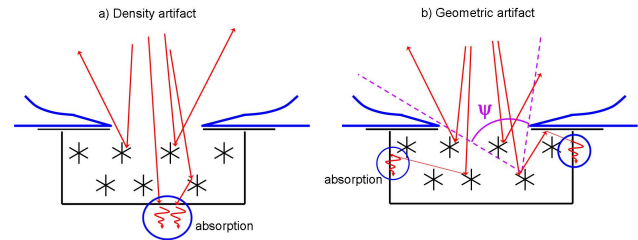
**Fig. 5.** Calibration curve to determine snow specific surface area from hemispherical reflectance at 1310 nm measured with the integration sphere. Specific surface area was measured by CH<sub>4</sub> adsorption at 77 K. Hemispherical reflectance was obtained with snow samples contained either in a 13 or a 25 mm deep sample holder. Reflectance was also calculated using the DISORT model, for 25 mm thick snow samples of density 400 kg m<sup>-3</sup>, with  $\omega=0.972$  and  $f=0.95$ , over a surface with 6% reflectance. For snow with SSA above 66 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, the scatter and deviation from DISORT calculations are caused by the artifacts detailed in Fig. 6. The line at SSA=60 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> indicates that above that line, snow usually has a low density and the use of this calibration may lead to large errors. Below SSA=1 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, Mie theory breaks down and calculations are not possible.

- Even if light does not reach the base of the sample holder, light scattered by crystals at a depth  $z$  below the snow surface will have an effective solid angle where reflected light can escape from the cylindrical sample holder that is lower than for a snow crystal located near the surface, where the effective solid angle is in principle  $2\pi$  steradians. This creates an artifact (hereafter: geometric artifact) because 1) the reflectance standards used for the calibration are unaffected by light penetration whereas snow is affected and 2) it results in a slight under-estimation of the reflectance that depends on the optical depth, i.e. the snow density in our case.

Quantifying these effects and correcting them to obtain a calibration curve that would be simple to use required modeling, detailed in Sect. 3. Another option that we pursued after becoming aware of these artifacts was to use a wavelength with a reduced penetration depth. Given commercially available diode lasers, we selected 1550 nm, and the relevant results are detailed in Sect. 4.

### 3 Reflectance modeling at 1310 nm

Our first modeling approach used the DISORT code of Stamnes et al. (1988) in conjunction with snow grain optical properties from Mie theory. This method approximates snow crystals as disconnected spheres and models the reflection of



**Fig. 6.** Two artifacts detected in our system that lower snow reflectance. (a) in low density snow, light penetrates sufficiently deep in the snow that it can reach the bottom of the sample holder, where it is absorbed. (b) light scattered by reflectors below the surface has a reduced probability of escaping, because its field of view is limited by angle  $\psi$ .

diffuse and directional light by a discrete number of snow layers of finite thickness but infinite in the horizontal direction. To compare our modeling approach to DUFISSS, we used nadir incoming radiation and worked in terms of fluxes. To compute hemispherical reflectance with DISORT, we use 4 computational polar angles (i.e. streams) as recommended in the documentation.

To reduce biases due to discretization and resonance effects (e.g. Zender and Talamantes, 2006), we represent snow crystals as a log-normal distribution of spheres. The reflectance depends slightly on the exact distribution chosen. Since DISORT models disconnected spheres and not real snow, perfect agreement between calculations and experiments is not expected. To optimize the agreement, we chose to adjust the size distribution and the ice optical constants. In all cases we used a log-normal distribution with  $\sigma=1.6$ , as observed in Antarctica by Grenfell and Warren (1999), and which resolves all sizes between 0.2 and 5  $r_{\text{eff}}$ , where  $r_{\text{eff}}=3/(\rho_{\text{ice}}\text{SSA})$  is the effective radius. At 1310 nm, the ice optical constant used was  $n_{1310}=1.29584+i1.302\times 10^{-5}$ , based on the compilation of Warren and Brandt (2008). The real part used is that of the compilation. For the imaginary part, the compilation value is  $1.310\times 10^{-5}$  at  $-7^\circ\text{C}$  but there is a 2% experimental uncertainty and an unquantified temperature dependence, so our value is reasonable. At 1550 nm, the optical constant used was  $n_{1550}=1.2907+i4.586\times 10^{-4}$ . The real part is that of Warren and Brandt (2008). For the imaginary part, Gosse et al. (1995) recommend  $4.26\times 10^{-4}$  at  $-22^\circ\text{C}$ , with an error of 3% and a temperature dependence of  $0.6\% \text{ K}^{-1}$  (Warren and Brandt, 2008), so that our value is within the acceptable range. The effect of using modified optical constants is small. At 1310 nm, under the conditions of our experimental setup, for snow with SSA=30 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> and density=400 kg m<sup>-3</sup>, the modified constants change hemispherical reflectance from 0.4049 to 0.4059. At 1550 nm, for snow with SSA=100 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> and density=400 kg m<sup>-3</sup>, the modified constants change hemispherical reflectance from 0.1028 to 0.0960.

In our sphere, the illumination is mostly by direct light with normal incidence, but the snow is also illuminated by diffuse light coming from all over the sphere surface. Since hemispherical reflectance depends on the angle of incidence (and therefore on the diffuse/direct character of the illumination), modeling the reflectance measured by DUFFISSS requires the estimation of the amount of diffuse light hitting the snow. The photon distribution in an ideal integrating sphere evolves as a Markov process (Pickering et al., 1993). We adapted the simple yet accurate Markov model presented and evaluated in Hidović-Rowe et al. (2006) to our experimental geometry. The model needs to assume that the snow surface is flat and Lambertian, an approximation whose impact is delicate to evaluate. It also accounts for the optical baffle which blocks the detector from specular reflection (Fig. 2). Hidović-Rowe et al. (2006, their Sect. 2) show how to express the diffuse downwelling radiation  $f_d^\downarrow$  as a fraction of the incident direct beam. Applying their recipe for  $f_d^\downarrow$  to our detector configuration (flat sample with baffle occluding specular reflectance), we obtain:

$$f_d^\downarrow = \frac{\dot{r} \omega \alpha s}{1 - (s + d) - \omega \alpha \{1 - [d + (1 - r) s]\}} \quad (3)$$

where  $\dot{r}$  is the snow hemispherical reflectance to direct normal radiation, and  $\omega$  and  $r$  are the hemispherical reflectances of the sphere wall and the snow to isotropic illumination, respectively. The remaining parameters are the normalized surface areas of the photodiode ( $d=0.000145$ ), snow sample ( $s=0.015877$ ), and laser diode ( $h=0.002336$ ). The reflective sphere wall area ( $\alpha=0.981642$ ) is determined by the normalization condition  $\alpha + d + h + s = 1$ .

We observed, however, that the signal was higher than expected in the absence of a sample indicating that the beam collimation was not perfect and that some photons hit the sphere walls directly. Correcting Eq. (3) to account for emission fractions  $\dot{f}$  and  $1 - \dot{f}$  initially striking the sample (collimated photons) and the sphere walls (stray photons), respectively, yields

$$f_d^\downarrow = \omega s \frac{\dot{f} \dot{r} \alpha + \{1 - \dot{f}\} [1 - (s + d)]}{1 - (s + d) - \omega \alpha \{1 - [d + (1 - r) s]\}} \quad (4)$$

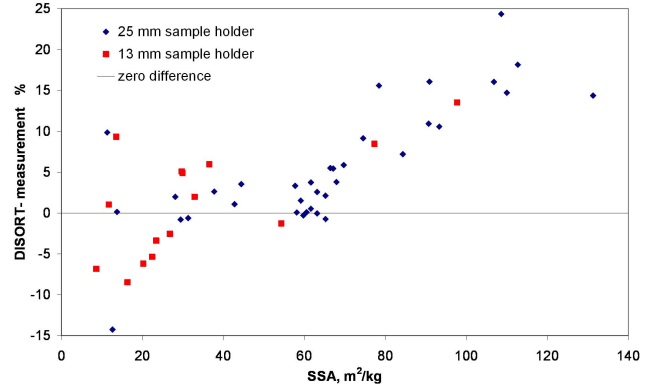
The theoretical signal,  $m$ , expected to be measured at the photodiode is :

$$m = \omega d \frac{\dot{f} \dot{r} \alpha + \{1 - \dot{f}\} [1 - (s + d)]}{1 - (s + d) - \omega \alpha \{1 - [d + (1 - r) s]\}} \quad (5)$$

In practice, the gain of the electronics,  $G$ , and an offset,  $A$ , caused by electronic or optical noise has been added so that the actual signal  $m_{\text{real}}$ , is:

$$m_{\text{real}} = Gm + A \quad (6)$$

Equation (6) was used to fit the calibration curves of Fig. 3. According to the manufacturer, reflectance standards are



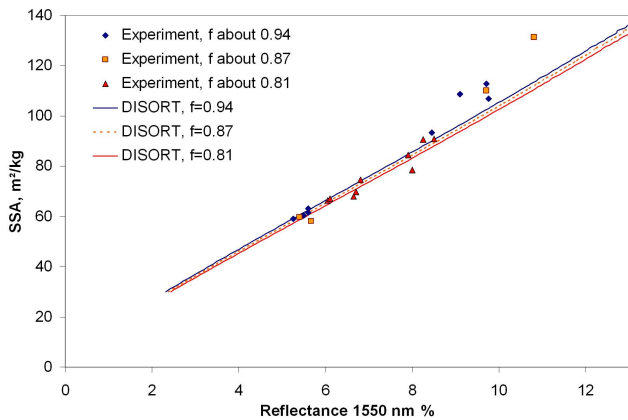
**Fig. 7.** Difference in reflectance at 1310 nm, for given SSA values, between the calculations by DISORT and our measured value. DISORT uses snow with a density of  $400 \text{ kg m}^{-3}$ . The systematically lower value of our measurement for  $\text{SSA} > 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  appears clearly. The lowest point on the graph, at  $\text{SSA} = 12.6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , was a melt-freeze crust with a rough surface that affected the measurement quality.

lambertian so we use  $\dot{r} = r$  in Eq. (5) for the standards. Fitting the curve yielded the values for  $\omega$ ,  $\dot{f}$ ,  $G$  and  $A$ . We used two different integrating spheres and found  $\omega_{1310} = 0.972$  and  $\omega_{1550} = 0.965$  for the first one, and  $\omega_{1310} = 0.986$  and  $\omega_{1550} = 0.978$  for the other. The fitted calibration curves were then used to determine the reflectance of the snow samples from the photodiode signal.

Figure 5 also shows a SSA-Reflectance theoretical curve calculated for lighting conditions prevailing in the sphere, using DISORT to calculate  $\dot{r}$  and  $r$  and Eq. (4) to account for diffuse light reflected by the snow. We used a horizontally infinite 25 mm-thick snow layer of density  $400 \text{ kg m}^{-3}$  (i.e. dense and deep enough to consider the medium semi-infinite), made of disconnected spheres. For this theoretical curve, done for our first sphere, we used  $\omega_{1310} = 0.972$  and  $\dot{f} = 0.95$ . The value of  $\dot{f}$  in fact has little impact on the calculated reflectance at 1310 nm. For example, for  $\text{SSA} = 40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , reflectance is 46.081% for  $\dot{f} = 0.9$  and 45.807% for  $\dot{f} = 1$ . However, the value of  $\omega$  has a noticeable impact. Changing  $\omega$  from 0.972 to 0.986 produced a relative increase in reflectance for a given SSA of about 5%. The theoretical calibration to use therefore depends on the sphere and diode properties and has to be recalculated using DISORT for every system. Our combined SSA-reflectance measurements of Fig. 5 allowed the determination of the adequate optical parameters and size distribution to use.

Figure 7 shows quantitatively the difference between calculated and measured hemispherical reflectances, for the SSA values obtained by  $\text{CH}_4$  adsorption. For  $\text{SSA} < 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , the data are reproduced fairly well. There is scatter of  $\pm 10\%$  for a number of points with SSA around  $20 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . It is tempting to attribute this difference to grain shape as several theoretical studies show that it influences





**Fig. 8.** Calibration curve to determine snow specific surface area from hemispherical reflectance at 1550 nm measured with DU-FISSS. Specific surface area was measured by CH<sub>4</sub> adsorption at 77 K. Hemispherical reflectance was obtained with snow samples contained in a 25 mm deep sample holder. Hemispherical reflectance was also calculated using the DISORT model, for 25 mm thick snow samples of density 400 kg m<sup>-3</sup>, over a surface with 6% reflectance. Measurements and calculations were performed for 3 values of  $\hat{f}$ .

reflectance (Picard et al., 2009, and references therein). However, some of these points were obtained from samples with rounded grains, while others were from depth hoar, and for the moment we have not detected experimentally any correlation between grain shape and reflectance. These low-SSA samples all had large grains, and it was difficult to obtain a smooth sample surface. Some surfaces had hollows, while others had grains sticking out of the surface despite precautions taken to smooth the surface. Given the geometric artifact discussed above, it is clear that this affected reflectance, and we suggest that this uneven sample surface is the main reason for the difference between experiment and theory. In Fig. 7, a cluster of points with SSA around 60 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> shows excellent agreement between theory and experiment, because the grains were much smaller and it was easier to obtain a smooth surface.

For SSA > 66 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, the calculated reflectance is systematically greater than the measured value, and the difference is about 16% for SSA > 75 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. We made detailed investigations to test whether these differences could be explained by density or geometric artifacts (Fig. 6). We also adapted the SNOWRAT ray-tracing model of Picard et al. (2009) to the configuration of DU-FISSS. These investigations are detailed in the appendix. The conclusion is that snow of high SSA always has a low density, with the result that the optical depth will rarely be sufficient to avoid artifacts. Corrections are in principle possible, but these cause large uncertainties. We were therefore led to the inescapable conclusion that our integration sphere with illumination at 1310 nm is not adapted to the measurement of the SSA of

low-density high-SSA snow. For such snows, large optical depth can only be reached by using much deeper sample holder or by choosing a wavelength with a greater absorption than 1310 nm. We propose a method based on this second option.

#### 4 Determination of high SSA values from hemispherical reflectance at 1550 nm

The ice absorption band around 1500 nm is stronger than that around 1300 nm and is a good candidate to avoid the density and geometric artifacts in low density snow. If however absorption is too large, the reflectance signal will be too low, reducing accuracy. Given commercially available laser diodes, the best compromise that we found was to use 1550 nm radiation.

Figure 8 shows the SSA-reflectance calibration data at 1550 nm. As before, the reflectance at 1550 nm (and also at 1310 nm) was measured, followed by a SSA measurement using CH<sub>4</sub> adsorption at 77 K, and by a second reflectance measurement. Only snow samples with high SSAs were selected for these measurements. These were necessarily fresh or very recent snow samples that therefore had low densities. Figure 8 also shows calculations using DISORT, without geometric corrections, using  $\omega_{1550}=0.965$ . At 1550 nm, calculated reflectances were found to show a significant dependence on  $\hat{f}$ . This is probably because at 1550 nm snow hemispherical reflectance more strongly depends on the angle of incidence than at 1310 nm. Figure 8 therefore shows three curves for the  $\hat{f}$  values corresponding to those used in the experiments. For SSAs in the range 58–93 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, with densities in the range 35–178 kg m<sup>-3</sup>, our experimental points coincide well with the predictions of DISORT and in particular the data points obtained with  $\hat{f}=0.81$  tend to show a higher reflectance than those obtained with  $\hat{f}=0.94$ . However, for the five samples whose SSAs fall in the range 107–131 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, with densities in the range 33–41 kg m<sup>-3</sup>, measured reflectances are slightly lower than calculated by DISORT.

It is essential to test whether these differences are simply due to experimental error or whether they are an artifact of the very low snow density even at 1550 nm. Modeling tests using DISORT and SNOWRAT led to the conclusion that, with the available data, the deviation of the calibration points from theory at very high SSA, shown in Fig. 8, is not caused by an artifact. Details of the supporting calculations are reported in the appendix. We therefore conclude that it is due to experimental error. Indeed, random errors of 5 to 10% can explain the observed difference between calculations and measurements. Additional data points would be desirable, but opportunities to sample snow with such high SSAs are few.

## 5 Recommendations to determine SSA from hemispherical reflectance

The above experimental and modeling data, including those in the appendix, indicate that snow SSA can be determined rapidly and accurately in the laboratory or in the field using DUFISSS and the following recommendations.

### 5.1 Recommendation for snow with $SSA < 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$

For snow with  $SSA < 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , we recommend the use of 1310 nm radiation. The first step is to determine the signal-to-reflectance relationship as in Fig. 3. This curve is used to determine the reflectance of the sphere wall  $\omega$ , the diode collimation  $f$ , and the gain  $G$  and offset  $A$  defined in Eq. (6). To determine these four parameters, we recommend the use of at least six standards. We emphasize the importance of using one high-reflectance standard to obtain a robust determination of the parameters.

The next step is to use the reflectance-to-SSA relationship calculated using DISORT, Eqs. (4) to (5), the optical parameters and the size distribution given in section 3.1. The DISORT curve of Fig. 5, can be used for  $\omega=0.972$ ,  $f$  between 0.9 and 1, and for snow densities  $\rho > 200 \text{ kg m}^{-3}$ . To facilitate the use of Fig. 5, we propose the following polynomial fit, with SSA in  $\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and hemispherical reflectance  $R_s$  in %:

$$SSA = 1.739 \times 10^{-7} R_s^5 - 1.633 \times 10^{-5} R_s^4 + 8.166 \times 10^{-4} R_s^3 - 0.01081 R_s^2 + 0.4508 R_s + 0.03519 \quad (7)$$

Even though we recommend Eq. (7) for  $SSA < 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , we are fairly confident that it can be used in the range  $1 < SSA < 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , as suggested by Fig. 5. For the same SSA range, but for  $50 < \rho < 200 \text{ kg m}^{-3}$ , we recommend taking into account the effect of density,  $\rho$ . To derive an empirical equation that takes into account density, we used SNOWRAT simulations detailed in the appendix. From those data, we propose to replace the measured reflectance  $R_s$  with a corrected value  $R_{s,\text{corr}}$ :

$$R_{s,\text{corr}} = \frac{R_s (2000 + 0.986 \rho^{2.25})}{\rho^{2.25}} \quad (8)$$

and to use  $R_{s,\text{corr}}$  in Eq. (7) to obtain the SSA. Equation (8) has no theoretical basis, it is purely empirical and its only merit and purpose are to reproduce our data and calculations. Many other forms of equations could be proposed, all with the same arbitrary character.

The error on SSA can be evaluated. The reflectance standards have an absolute accuracy of 0.6%, determined by the manufacturer. An individual SSA measurement using  $\text{CH}_4$  adsorption has a random error of 6% (Legagneux et al., 2002). The relevant part of the calibration curve in Fig. 3 uses 34 points, and we estimate that the error done by using

this calibration is 4%. The random error of one reflectance measurement is 1%, as detailed in Sect. 2. Despite the fact that we could not detect any significant effect of snow crystal shape on reflectance, there is a clear possibility that this effect does exist, and we estimate that it may produce an error of 3% on SSA. The use of Eqs. (7) and (8) produce an error which is less than 1% in all cases. At 1310 nm, the error caused by variations in  $f$  is considered negligible, if  $f$  remains between 0.9 and 1. The total random error in SSA determination is therefore 8%. This estimate may seem optimistic in view of Fig. 7. However, a lot of the outlying points were obtained at an early stage of our work, before we had fully realized the impact of the state of the sample surface on reflectance, especially for samples with large grains. Subsequent measurements averaged a larger number of samples, reducing the random error.

The main systematic error is that of the  $\text{CH}_4$  adsorption method. Legagneux et al. (2002) estimated it at 10%, leading to an overall error of 12%. However, Kerbrat et al. (2008) showed that the  $\text{CH}_4$  adsorption method gave results within 3% of X-ray tomography, so that it is reasonable to suggest that the systematic error due to  $\text{CH}_4$  adsorption is 5% or less. In that case, combining a random error of 8% and a systematic error of 5%, we conclude that the uncertainty of SSA determination using IR hemispherical reflectance at 1310 nm under the current conditions is 10%.

As discussed in Sect. 3.1, SSA determination is also affected by the value of  $\omega$ , the reflectance of the sphere wall. For a given sphere, the determination of  $\omega$  by curve fittings is sufficiently accurate that we neglect uncertainties on  $\omega$ . However, different spheres have different  $\omega$  values, which needs to be taken into account when calculating the adequate calibration curve. Sensitivity studies using DISORT indicate that, as a rule of thumb, using a value of  $\omega$  that is too low by 0.003 will cause the SSA to be overestimated by 1%. For our second sphere, we calculated using DISORT the theoretical curve for  $\omega=0.986$  and  $f=0.85$ . Both factors contribute to a greater fraction of diffuse light  $f_d^{\downarrow}$ , as dictated by Eq. (4) so that the measured reflectance of snow samples increased. The new equation was:

$$SSA = 2.959 \times 10^{-7} R_s^5 - 3.789 \times 10^{-5} R_s^4 + 2.229 \times 10^{-3} R_s^3 - 0.05498 R_s^2 + 1.073 R_s - 3.412 \quad (9)$$

And the SSA values obtained are about 6% lower than if Eq. (7) were used. Therefore, large changes in sphere properties, if uncorrected, only lead to moderate changes in SSA so that the method can be considered robust.

### 5.2 Recommendation for snow with $SSA > 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$

For snow with  $SSA > 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , we recommend the use of 1550 nm radiation and the DISORT curves of Fig. 8, which

shows that the beam collimation that determines  $\dot{f}$  noticeably affects the location of the curve. We recommend to collimate the beam to obtain about an 8 mm spot on the snow in order to illuminate a representative surface. With our 1550 nm Mitsubishi laser diode,  $\dot{f}$  is then close to 0.87. To facilitate the use of Fig. 8, we propose the following polynomial fit, valid for  $50 < \text{SSA} < 160 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , with SSA in  $\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and  $R_s$  in %:

$$\text{SSA} = 0.07637R_s^2 + 8.480R_s + 11.55 \quad (10)$$

The error on this determination can be evaluated as above. Assuming that  $\dot{f}=0.87$ , the error in the calibration curve is here estimated to be 5% because of the lower number of data points than at 1310 nm. The random error due to reflectance measurement is 2%, and the error due to crystal shape is again 3%, leading to a random error of 10%. Using an estimate of systematic error of 5%, we evaluate the accuracy of SSA measurement using reflectance at 1550 nm to be 12%.

For the sake of completeness, we mention here the polynomial fit when  $\dot{f}=0.94$ :

$$\text{SSA} = 0.07320R_s^2 + 8.636R_s + 11.78 \quad (11)$$

and for  $\dot{f}=0.81$ :

$$\text{SSA} = 0.07923R_s^2 + 8.335R_s + 11.34 \quad (12)$$

Implicitly, the  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  threshold suggests that the SSA of the snow must be evaluated before the measurement is made. This requirement is somewhat relaxed because both ranges overlap over the  $50\text{--}66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  range. Moreover, in practice, a moderate amount of training and experience by a careful observer is sufficient to allow the visual estimation of SSA within about 20%. This was tested a number of times by writing down field estimates, subsequently compared to measurements.

## 6 Determination of snow SSA in the field using DUFISSS

We have used DUFISSS many times in Alpine, Arctic and Antarctic environments. DUFISSS can easily be used to measure the SSA of surface snow, and to obtain the vertical SSA profile of a snow cover. In general, once the stratigraphy has been observed and the instrument is in place, the SSA values of 10 to 20 layers can be measured in less than 30 min by two people. One person samples the snow as shown in Fig. 4, weighs the filled sample holder to measure the snow density, and hands it over to the other person who measures reflectance. Meanwhile, the first person fills a second identical sample holder.

Such measurements allow the determination of the snow area index (SAI) of snowpacks. The SAI has been defined by Taillandier et al. (2006), by analogy to the leaf area index

(LAI) as the vertically integrated surface area of the snowpack. It is expressed in  $\text{m}^2$  of snow surface area per  $\text{m}^2$  of ground, and is therefore a dimensionless variable. It is computed as:

$$\text{SAI}_{\text{snowpack}} = \sum_i \text{SSA}_i h_i \rho_i \quad (13)$$

with  $h$  the height of layer  $i$  and  $\rho_i$  its density. Layers thicknesses are obtained from stratigraphic observations, density is obtained from the sample preparation and SSA is obtained with DUFISSS.

## 7 Conclusions

DUFISSS allows the rapid determination of snow SSA in the field with an accuracy better than 12%. The principle, technology and use of DUFISSS are simple, making it a useful tool for chemical, climate, and snow physics research. As stated in the introduction, it can be used to study atmosphere-snow exchanges of chemicals (Burniston et al., 2007), especially right after snow falls, when SSA decreases rapidly. Hopefully it can also be used to help relate changes in snow radiative properties to snow physical properties, in particular in remote sensing studies. This may not be simple, however, because radiative properties measured in the field or derived from satellites are usually directional, not hemispherical, and complex BRDF considerations may be necessary. New approaches however appear promising (Zege et al., 2008). Finally, this rapid method will be beneficial for the study of snow physics, and in particular the understanding of the factors affecting the rate of SSA changes, because in the past this has been limited by the small amount of data that could be obtained by  $\text{CH}_4$  adsorption (Taillandier et al., 2007).

This method complements those of Matzl and Schneebeli (2006) and of Painter et al. (2007a). Both those methods are excellent to obtain the detailed stratigraphy of snowpacks, while our method is not designed for that useful purpose. On the other hand, and as detailed in the introduction, DUFISSS operates at longer wavelengths than both these previous methods, and as shown in Fig. 1, more accurate SSA determinations can in principle be obtained, especially for high SSA snows. In summary, an ideal snow stratigraphic study will use the high resolution stratigraphic imaging proposed by those other authors, and the SSA measurement method proposed here.

## Appendix A

The comparison between experimental hemispherical reflectance data and modeling using DISORT at 1310 nm is detailed in Sect. 3 and in Fig. 5. A good agreement is observed for snows with  $\text{SSA} < 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , but deviations are observed for snows with higher SSAs. In particular, if  $\text{SSA} > 75 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , deviations up to 24% are observed. This

**Table A1.** Hemispherical reflectances at 1310 nm of experimental snow samples with high SSA and low density, compared to calculations using DISORT that test the effect of density, and to calculations that account for the geometric artifact.  $f=0.95$  was used in all the calculations.

Measured SSA, $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$	Measured density $\text{kg m}^{-3}$	Sample holder depth, mm	Measured reflectance, %	Calculated reflectance %, actual density	Calculated reflectance %, density=400 $\text{kg m}^{-3}$	Reflectance with actual density and geometric artifact, %
131.3	35	25	52.2	65.21	66.05	60.89
112.7	36	25	53.1	62.60	63.69	58.08
108.6	35	25	49.5	61.89	63.23	57.16
97.7	109	13	53.7	61.26	61.48	59.57
77.3	169	13	53.0	57.64	57.68	55.30

appendix reports the tests that were made to identify the causes of this disagreement and the attempts to correct for them.

### A1 Modeling using DISORT at 1310 nm

To test whether the finite optical depth of the sample owing to the low density of some samples could explain the gap between our theoretical curve and the data for  $\text{SSA} > 75 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  we calculated with DISORT the hemispherical reflectance of these 25 mm deep samples 1) using their measured densities and 2) using a density of  $400 \text{ kg m}^{-3}$ , large enough to ensure that no significant radiation reached the bottom of the sample. Table A1 compares the experimental data to calculations. Comparison of both calculated values for each sample show that the reflectance with actual density is no more than 1% lower than that of a semi-infinite medium. This shows that the gap between the experimental points with  $\text{SSA} > 75 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  and the theoretical curve of Fig. 5 cannot be explained by the density artifact alone.

To assess the contribution of the geometric artifact to the measured reflectance  $R_s$ , we modeled  $R_s$  as the sum (over all snow layers) of the product of two independent terms for each layer: the mean field-of-view (FOV, measured in hemispheres) subtended, and the reflectance contribution  $R_k$  predicted by plane-parallel radiative transfer theory. We approximated the geometric correction due to finite horizontal and vertical sample dimensions as Eq. (A1), the sum of layer-dependent geometric factors ( $\text{FOV}_k$ ) times the corresponding plane-parallel layer reflectance contribution ( $A_k$ ). These factors are intuitive and predictable for all wavelengths with standard methods.

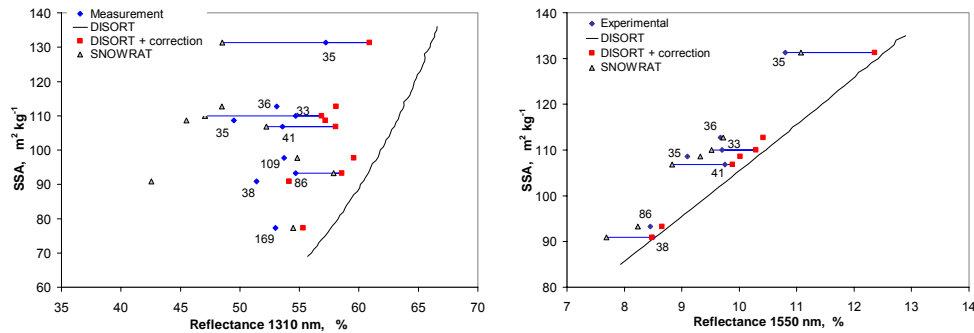
$$R_s = \sum_k \text{FOV}_k R_k \quad (\text{A1})$$

The snow was discretized on a 32-layer vertical grid stretching in layer thicknesses from  $10 \mu\text{m}$  near the top to 2.5 mm

near the bottom. On this grid, no layer contributes more than 10% to  $R_s$ . For each layer, we calculated the mean solid angle of the integrating sphere subtended by each snow layer. Snow farther from the central axis of the sample container subtends a smaller planar angle  $\psi$  of the aperture (Fig. 6b), and occupies a greater relative surface area than snow nearer the central axis. The average layer FOV is estimated as the surface-area mean FOV of all snow extending out to the radius of illumination. Note that the FOV determined in this way is geometric only; it does not account for attenuation and scattering. The FOV of diffusely illuminated snow decreases from 1.0 to 0.43 to 0.2 hemispheres (1 hemisphere is a solid angle of  $2\pi$  steradian) as snow depth increases from 0 to 13 to 25 mm. The FOV depends on whether the beam is collimated or whether illumination is diffuse. At 25 mm depth, the mean FOV for snow illuminated by the collimated beam ( $\sim 10$  mm diameter) exceeds that of snow diffusely illuminated across the entire aperture by about 6%.

The plane-parallel prediction of each layer's contribution to reflectance  $R_k$  was constructed by applying the adding method to the delta-Eddington approximation of snow sample optical properties. After first discretizing the (presumably) homogeneous snow sample into 32 layers, the procedure of Coakley et al. (1983) was used to determine and add the optical properties for each layer. We treat the sample holder bottom as an additional layer with reflectance 6% and transmittance 0% in order to determine its contribution to reflectance. At 1310 nm, the measured snow reflectance in the 13 mm sample holder is within about 2.5% of the reflectance of a semi-infinite layer,  $A_\infty$ , of bright snow of low density ( $50 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $\text{SSA}=100 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$ ). For the 25 mm sample holder, or for fresh snow of higher density ( $> 100 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $R_s$  deviates from  $R_\infty$  by  $< 0.1\%$ . We estimate that the absorbing lower boundary reduces the measured reflectance of the samples in Table A1 by less than 1% from their semi-infinite value. The geometric correction (Eq. A1) results in relative reduction of the plane-parallel modeled reflectance  $R_s$  for the samples shown in Table A1 by 6.6%, 7.2%, 7.6%,





**Fig. A1.** Hemispherical reflectance at 1310 nm (left) and 1550 nm (right) of snow samples whose SSA was measured using  $\text{CH}_4$  adsorption at 77 K. Three methods were used to obtain hemispherical reflectance: measurement with the integration sphere, calculation using DISORT with geometric corrections using Eq. (A1), and the ray-tracing model SNOWRAT. For each snow sample, there are therefore 3 reflectance values, some of which are connected by blue lines for clarity. The numbers next to each measured value is the mean density of the snow sample in the sample holder, in  $\text{kg m}^{-3}$ . (Left) The SSA-Reflectance relationship using DISORT without correction, for snow of density  $400 \text{ kg m}^{-3}$  and with  $\hat{f}=0.95$ , is also shown. (Right) The SSA-Reflectance relationship using DISORT without correction, with  $\hat{f}=0.94$ , is also shown.



**Fig. A2.** Left: depth hoar crystal, showing the coexistence of faceted and rounded shapes. Right: melt-freeze crust, showing faceted shapes, even though melt-freeze crusts are often thought to consist only of rounded shapes. Scale bars: 1 mm.

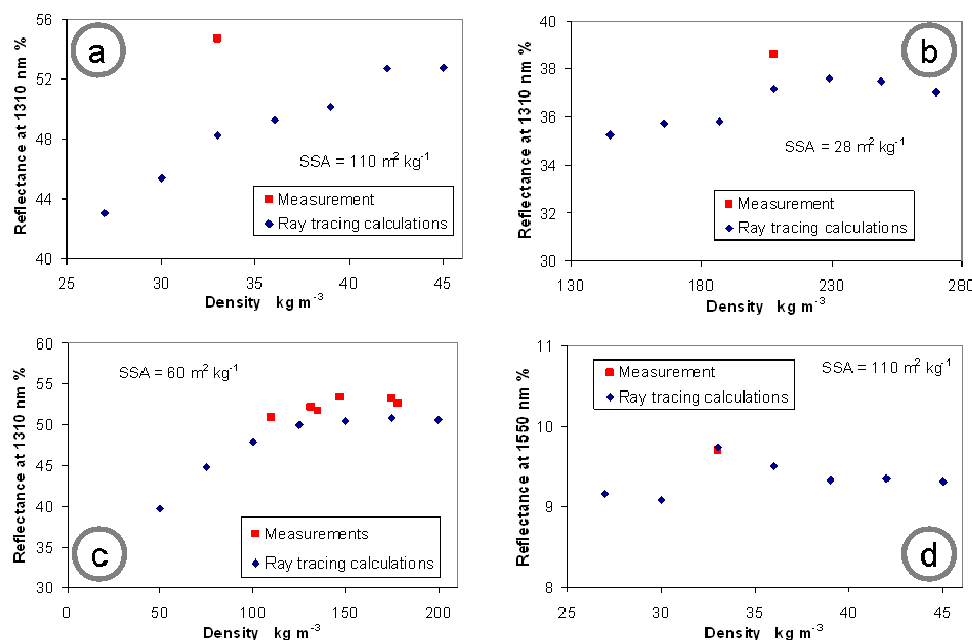
2.8%, and 4.1%, respectively. Hence this geometric correction reduces the bias between the measured and plane-parallel modeled reflectances in Table A1 by 25–50%. At the same time, the geometric correction reduces  $R_s$  by less than  $\sim 1\%$  for denser snow ( $>200 \text{ kg m}^{-3}$ ) with moderately high SSA ( $\sim 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ ).

Figure A1a shows that for those low-density samples with  $\text{SSA} > 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , these corrections only account for less than half of the difference between the reflectance values measured and those calculated by DISORT for a 25 mm-thick snow layer of density  $400 \text{ kg m}^{-3}$ . We believe that this is because our corrections and DISORT cannot take into account the complex path taken by rays of light in the sample. Our correction method hypothesizes that if a given areal fraction of a given snow layer is illuminated, the fraction of scattered light that will escape the sample can be predicted by simple geometric considerations. However, the three-dimensional sample geometry causes edge effects that are not captured by the one-dimensional multiple scattering algorithm (DISORT)

or by our geometric corrections. We conclude that plane-parallel optical models, even with corrections, are inadequate for quantitative treatment of bright, low-density snow reflectance in DUFISSS.

## A2 Modeling using a ray-tracing model at 1310 nm

The other approach pursued was to use the ray-tracing method of Picard et al. (2009) to obtain theoretical calibration curves for various snow densities. Picard et al. (2009) showed that snow hemispherical reflectance was highly dependent on crystal shape. For example, for a given SSA, the reflectance of cubes was 27% greater than that of disconnected spheres, as used in DISORT. However, for SSAs lower than  $66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , this large dependence is not reproduced by our data, which do not show much scatter around the DISORT theoretical curve, calculated using disconnected spheres (Fig. 5). We suggest that this is due to the fact that natural snow always contains a mixture of a wide range of shapes. Indeed, except perhaps for surface hoar, snow is never formed of only faceted crystals. This is because faceted shapes are caused by rapid growth, which is fed by the sublimation of other crystals, and sublimation always produces rounded shapes (Nelson, 1998). Figure A2 shows a depth hoar crystal, with the obvious and typical coexistence of both faceted and rounded shapes. Likewise, snow is rarely if ever formed of only rounded shapes. Melt-freeze crusts are generally thought to consist only of rounded shapes. However, Fig. A2 also shows a melt-freeze crust, and although rounded shapes predominate, faceted forms are commonly found. We speculate that these could be formed either in localized environments where latent heat release produced large water vapor fluxes or because these melt-freeze crusts were subjected to strong transient temperature gradients that produced rapid growth after the melting event. Snow subjected to perfectly



**Fig. A3.** Effect of snow density on hemispherical reflectance as calculated by SNOWRAT for our integration sphere. (a) With illumination at 1310 nm for low-density snows of  $SSA=110\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ . The measured hemispherical reflectance of a snow sample of the same SSA is also shown. (b) At 1310 nm, for snows of moderate densities and of  $SSA=28\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ . The measured hemispherical reflectance of a snow sample of  $SSA=28.1\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$  is also shown. (c) At 1310 nm for snows of low to moderate densities and with  $SSA=60\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ . The measured hemispherical reflectances of snow samples having SSAs in the range  $57\text{--}63\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$  are also shown. (d) At 1550 nm for low-density snows of  $SSA=110\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ . The measured hemispherical reflectance of a snow sample of the same SSA is also shown. In all four panels, SNOWRAT simulates the snow with disconnected spheres. The curves are not perfectly smooth because of numerical noise.

isothermal conditions is also commonly thought to consist only of rounded shapes (Colbeck, 1983). However, using scanning electron microscopy, Domine et al. (2003) showed that even in such snow, facets were formed. In summary, we suggest that natural snow is almost always made of a variety of shapes that will considerably reduce the dependence of hemispherical reflectance on snow crystal shape as discussed by Picard et al. (2009).

We therefore applied a modified version of the ray-tracing model of Picard et al. (2009), SNOWRAT, to which we added a representation of the integrating sphere and computed the reflectance of the snow samples having the SSA values shown in Fig. A1a, treating the snow as disconnected spheres. SNOWRAT does not treat stray photons, so that  $f=1$ . This can produce a systematic bias in the data, but so can the arbitrary selection of spheres as crystal shape. We therefore need to remain aware of such a possible systematic bias when interpreting SNOWRAT results, which have been added to Fig. A1a. While the geometric correction always undercorrected DISORT reflectances, Fig. A1a shows that the differences between measured and SNOWRAT values at first sight appear random. A closer look shows that SNOWRAT underestimates reflectance for snow of very low density ( $33\text{--}41\text{ kg m}^{-3}$ ) and overestimates reflectance for snow of low density ( $86\text{--}109\text{ kg m}^{-3}$ ).

The impact of density on ray-tracing-derived reflectances was therefore tested. Figure A3a shows calculations of the reflectances of 25 mm deep snow samples of  $SSA=110\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$  of various densities. The measured reflectance of a snow sample with the same SSA is also shown. As density is increased from 27 to  $45\text{ kg m}^{-3}$ , the reflectance increases dramatically, from 43 to almost 53%. This demonstrates that in our system, the measured reflectance is extremely sensitive to density for low density values i.e. when the optical depth is small. We believe that this may explain the differences between measured and ray-tracing-derived reflectances in Figs. A1a and A3a. Experimentally, the density of our samples are measured simply by weighing the sample holder filled with snow and this of course only measures the mean density in the sample holder. For reflectance measurements, the sample holder is scraped after being filled with snow, to obtain a flat level surface. This may affect the density of the surface layer, which is then different from the mean density. Figure A1a suggests that when the density is very low, our sample handling increases the density of the surface layer, while the opposite is observed when the density is somewhat higher. Figure A3a also plots a measured value, whose reflectance is about 6.5% higher than calculations. This is consistent with calculations that show that reflectance measured by DUFISS is highly sensitive to

density (for low densities) and with our suggestion that the mean density may not reflect density variations within the sample, so that predicting reflectance from the mean density may result in errors.

Figure A3b shows a plot of the effect of density on the reflectance of low SSA ( $28 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ ) snow samples. Such snows are usually denser than high-SSA snows, and the density range chosen here is  $145\text{--}270 \text{ kg m}^{-3}$ . Figure A3b shows that over this range, reflectance only varies between 35.25 and 37.60%, and these extreme values include numerical noise, i.e. noise caused by an insufficient number of light rays used (1 million) because of limitations in computer resources, which results in imperfect convergence. Therefore, actual meaningful variations in calculated reflectance are probably within 1%. The measured reflectance of a snow sample with  $\text{SSA}=28.1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  is also shown, and is 38.9%, within 1.5% of the calculated value. The facts that at moderate SSA and density, reflectance weakly depends on density and that calculated and measured reflectances are close indicate that determining SSA from reflectance measured in a 25 mm deep sample holder is possible for such snows. However, the data of Fig. A3a lead to the conclusion that, given the density dependence of reflectance for snow of low density and high SSA, and given the fact that fresh snow of high SSA almost always has a low density, our integration sphere with illumination at 1310 nm is not well adapted to the measurement of the SSA of low-density high-SSA snow.

Given the artifact detected in low-density high-SSA snow, it is legitimate to wonder whether such an artefact might also be observed in snows of moderate SSAs and moderate densities, because in that case the optical depth may also be insufficient. This may for example be the case for fresh snow that has aged in the absence of wind, and whose SSA would have decreased below  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , while its density would have remained below  $100 \text{ kg m}^{-3}$ . To test for that, additional SNOWRAT calculations performed for  $\text{SSA}=60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and are shown in Fig. A3c. They show that as long as density is greater than  $100 \text{ kg m}^{-3}$ , any correction for density is small. However, for densities between 50 and  $100 \text{ kg m}^{-3}$ , corrections are more important. Figure A3b and c were used to propose empirical Eq. (8) in the main text, that can be used when the snow density is between 50 and  $200 \text{ kg m}^{-3}$ .

For snows of yet lower densities, which are always fresh and therefore of high SSA, corrections would be too large and probably cause a significant error. This is why we tested whether using the wavelength of 1550 nm, where ice absorption is larger than at 1310 nm, increases sufficiently the optical depth without changing the sample holder physical depth.

### A3 Modeling using a ray-tracing model at 1550 nm

Figure A3d shows the effect of density on reflectance at 1550 nm, as calculated by the ray-tracing model with the DUFISSS geometry. The variations appear to be within nu-

merical noise, and the density and geometric artifacts can therefore be neglected at 1550 nm.

To confirm this, the second panel of Fig. A1 compares measured reflectances to those calculated using SNOWRAT, DISORT, and DISORT with the geometric correction. The differences between the measurements and SNOWRAT predictions are between 0.01% and 0.53% of reflectance in absolute value and are random, consistent with the absence of a detectable density artifact. The geometric correction is too small to explain the systematically too bright DISORT bias. Although we realize that the number of data points available at very high SSA is limited, we conclude with available data that the deviation of the calibration points from theory at very high SSA, shown in Fig. 8, is due to experimental error and not to an effect of density.

*Acknowledgements.* DUFISSS was built without any external funds, despite repeated requests. We thank the LGGE director for his encouragements and support. Ray-tracing calculations were made on the OSUG cluster maintained by F. Roch at Université Joseph Fourier, Grenoble. We thank Laurent Arnaud, Eric Lefebvre and Jean-Philippe Balestrieri for useful advice on some aspects of the instrumentation. CSZ was supported by NSF ARC-0714088 and NASA NNX07AR23G and acknowledges partial support from CNRS during his sabbatical year at LGGE. We are grateful to T. Painter, M. Schneebeli, and an anonymous reviewer for their helpful comments. We thank S. Gruber for detailed editing of the manuscript.

Edited by: S. Gruber



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

### References

- Aoki, T., Aoki, T., Fukabori, M., Hachikubo, A., Tachibana, Y., and Nishio, F.: Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface, *J. Geophys. Res.*, 105D, 10219–10236, 2000.
- Beine, H. J., Honrath, R. E., Dominé, F., Simpson, W. R., and Fuentes, J. D.:  $\text{NO}_x$  During Background and Ozone Depletion Periods at Alert: Fluxes Above the Snow Surface, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4584, doi:10.1029/2002JD002082, 2002.
- Burniston, D. A., Strachan, W. J. M., Hoff, J. T., and Wania, F.: Changes in surface area and concentrations of semivolatile organic contaminants in aging snow, *Environ. Sci. Technol.*, 41, 4932–4937, 2007.
- Cabanes, A., Legagneux, L., and Dominé, F.: Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign, *Atmos. Environ.*, 36, 2767–2777, 2002.

- Cabanes, A., Legagneux, L., and Dominé, F.: Rate of evolution of the specific surface area of surface snow layers, *Environ. Sci. Technol.*, 37, 661–666, 2003.
- Coakley, J. A., Cess, R. D., and Yurevich, F. B.: The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: a parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 40, 116–138, 1983.
- Colbeck, S. C.: Ice crystal morphology and growth rates at low supersaturations and high temperatures, *J. Appl. Phys.*, 54, 2677–2682, 1983.
- Coléou, C., Lesaffre, B., Brzoska, J.-B., Ludwig, W., and Boller, E.: Three-dimensional snow images by X-ray microtomography, *Ann. Glaciol.*, 32, 75–81, 2001.
- Daly, G. L. and Wania, F.: Simulating the influence of snow on the fate of organic compounds, *Environ. Sci. Technol.*, 38, 4176–4186, 2004.
- Davis, R. E., Dozier, J., and Perla, R.: Measurement of snow grain properties. In: *Seasonal Snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology*, edited by: Jones, H. G. and Orville-Thomas, W. J., D. Reidel Publishing Company, 63–74, 1987.
- Dominé, F. and Shepson, P. B.: Air-snow interactions and atmospheric chemistry, *Science*, 297, 1506–1510, 2002.
- Dominé, F., Lauzier, T., Cabanes, A., Legagneux, L., Kuhs, W. F., Techmer, K., and Heinrichs, T.: Snow metamorphism as revealed by scanning electron microscopy, *Microsc. Res. Tech.*, 62, 33–48, 2003.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., and Casacchia, R.: Correlation between the specific surface area and the short wave infrared: SWIR reflectance of snow, *Cold Regions Sci. Technol.*, 46, 60–68, 2006.
- Domine, F., Taillandier, A.-S., and Simpson, W. R.: A parameterization of the specific surface area of snow in models of snowpack evolution, based on 345 measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, F02031, doi:10.1029/2006JF000512, 2007a.
- Domine, F., Cincinelli, A., Bonnaud, E., Martellini, T., and Picaud, S.: Adsorption of Phenanthrene on Natural Snow, *Environ. Sci. Technol.*, 41, 6033–6038, 2007b.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H.-W., Kokhanovsky, A., Lehning, M., Picard, G., and Simpson, W. R.: Snow Physics as Relevant to Snow Photochemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 171–208, 2008.
- Flanner, M. G. and Zender, C. S.: Linking snowpack microphysics and albedo evolution, *J. Geophys. Res.*, 111, D12208, doi:10.1029/2005JD006834, 2006.
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., Rasch, P. J.: Present-day climate forcing and response from black carbon in snow, *J. Geophys. Res.*, 112, D11202, doi:10.1029/2006JD008003, 2007.
- Flin, F., Brzoska, J.-B., Lesaffre, B., Coléou, C., and Pieritz, R. A.: Full three-dimensional modelling of curvature-dependent snow metamorphism: first results and comparison with experimental tomographic data, *J. Phys. D: Appl. Phys.*, 36, 1–6, 2003.
- Gosse, S., Labrie, D., and Chylek, P.: Refractive index of ice in the 1.4–7.8- $\mu\text{m}$  spectral range, *Appl. Optics*, 34, 6582–6586, 1995.
- Gow, A. J.: On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn, *J. Glaciol.*, 8, 241–252, 1969.
- Grannas, A. M., Jones, A. E., Dibb, J., Ammann, M., Anastasio, C., Beine, H. J., Bergin, M., Bottenheim, J., Boxe, C. S., Carver, G., Chen, G., Crawford, J. H., Dominé, F., Frey, M. M., Guzmán, M. I., Heard, D. E., Helmig, D., Hoffmann, M. R., Honrath, R. E., Huey, L. G., Hutterli, M., Jacobi, H. W., Klán, P., Lefer, B., McConnell, J., Plane, J., Sander, R., Savarino, J., Shepson, P. B., Simpson, W. R., Sodeau, J. R., von Glasow, R., Weller, R., Wolff, E. W., and Zhu, T.: An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4329–4373, 2007.
- Grenfell, T. C., Warren, S. G., and Mullen, P. C.: Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 99, 18669–18684, 1994.
- Grenfell, T. C. and Warren, S. G.: Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation, *J. Geophys. Res.*, 104, 31697–31709, 1999.
- Hall, A.: The role of surface albedo feedback in climate, *J. Climate*, 17, 1550–1568, 2004.
- Herbert, B. M. J., Halsall, C. J., Villa, S., Jones, K. C., and Kallenborn, R.: Rapid changes in PCB and OC pesticide concentrations in Arctic snow, *Environ. Sci. Technol.*, 39, 2998–3005, 2005.
- Hidović-Rowe, D., Rowe, J. E., and Lualdi, M.: Markov models of integrating spheres for hyperspectral imaging, *Appl. Optics*, 45, 5248–5257, 2006.
- Honrath, R. E., Peterson, M. C., Guo, S., Dibb, J. E., Shepson, P. B., and Campbell, B.: Evidence of NO<sub>x</sub> production within or upon ice particles in the Greenland snowpack, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 695–698, 1999.
- Jacobi, H.-W. and Hilker, B.: A mechanism for the photochemical transformation of nitrate in snow, *J. Photochem. Photobiol. A.*, 185, 371–382, 2007.
- Jones, A. E., Weller, R., Anderson, P. S., Jacobi, H.-W., Wolff, E. W., Schrems, O., and Miller, H.: Measurements of NO<sub>x</sub> emissions from the Antarctic snowpack, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1499–1502, 2001.
- Kaempfer, T. U. and Schneebeli, M.: Observation of isothermal metamorphism of new snow and interpretation as a sintering process, *J. Geophys. Res.*, 112, D24101, doi:10.1029/2007JD009047, 2008.
- Kerbrat, M., Pinzer, B., Huthwelker, T., Gäggeler, H. W., Ammann, M., and Schneebeli, M.: Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption: comparison and implications for surface smoothness, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1261–1275, 2008.
- Kokhanovsky, A. A.: Scaling constant and its determination from simultaneous measurements of light reflection and methane adsorption by snow samples, *Opt. Lett.*, 31, 3282–3284, 2006.
- Legagneux, L., Cabanes, A., and Dominé, F.: Measurement of the Specific Surface Area of 176 Snow Samples Using Methane Adsorption at 77 K, *J. Geophys. Res.*, 107(D17), 4335, doi:10.1029/2001JD001016, 2002.
- Matzl, M. and Schneebeli, M.: Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography, *J. Glaciol.*, 52, 558–564, 2006.
- Narita, H.: Specific surface of deposited snow II, *Low Temp. Sci.*, A29, 69–81, 1971.
- Nolin, A. W. and Dozier, J.: A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow, *Remote Sens. Environ.*, 74, 207–216, 2000.
- Nelson, J.: Sublimation of ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 55, 910–919, 1998.

- Painter, T. H., Molotch, N. P., Cassidy, M., Flanner, M., and Steffen, K.: Contact Spectroscopy for Determination of Stratigraphy of Optical Grain Size, *J. Glaciol.*, 53, 121–127, 2007a.
- Painter, T. H., Barrett, A. P., Landry, C. C., Neff, J. C., Cassidy, M. P., Lawrence, C. R., McBride, K. E., and Farmer, G. L.: Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12502, doi:10.1029/2007GL030284, 2007b.
- Perla, R., Dozier, J., and Davis, R. E.: Preparation of serial sections in dry snow specimens, *J. Microsc.*, 141, 111–114, 1986.
- Picard, G., Arnaud, L., Domine, F., and Fily, M.: Determining snow specific surface area from near-infrared reflectance measurements: numerical study of the influence of grain shape, *Cold Regions Sci. Technol.*, 56(1), 10–17, 2009.
- Pickering, J. W., Prah, S. A., Vanwieringen, N., Beek, J. F., Sterenborg, H. J. C. M., and Vangemert, M. J. C.: Double-integrating-sphere system for measuring the optical properties of tissue, *Appl. Optics*, 32, 399–410, 1993.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M. E., Painter, T. H., Dangel, S., and Martonchik, J. V.: Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies, *Remote Sens. Environ.*, 103, 27–42, 2006.
- Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K.: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Optics*, 27, 2502–2509, 1988.
- Taillandier, A.-S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M., Douglas, T. A., and Severin, K.: Evolution of the Snow Area Index of the subarctic snowpack in Central Alaska over a whole season. Consequences for the air to snow transfer of pollutants, *Environ. Sci. Technol.*, 40, 7521–7527, 2006.
- Taillandier, A.-S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M., and Douglas, T. A.: The rate of decrease of the specific surface area of dry snow: isothermal versus temperature gradient conditions, *J. Geophys. Res.*, 112, F03003, doi:10.1029/2006JF000514, 2007.
- Warren, S. G.: Optical properties of snow, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 67–89, 1982.
- Warren, S. G.: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave, *Appl. Optics*, 23, 1206–1225, 1984.
- Warren, S. G. and Brandt, R. E.: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation, *J. Geophys. Res.*, 113, D14220, doi:10.1029/2007JD009744, 2008.
- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G.: A model for the spectral albedo of snow, I: Pure snow, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2712–2733, 1980.
- Zege, E., Katsev, I., Malinka, A., Prikhach, A., Polonsky, I.: New algorithm to retrieve the effective snow grain size and pollution amount from satellite data, *Ann. Glaciol.*, 49, 139–144, 2008.
- Zender, C. S. and Talamantes, J.: Solar absorption by Mie resonances in cloud droplets, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 98, 122–129, 2006.

## II.D. Compléments et conclusions

Depuis la publication de cet article, DUFISSS a été utilisé pour de nombreuses campagnes en Antarctique, en Alaska, en Laponie, au Svalbard, et dans les Alpes. Inévitablement, des difficultés de mesures sont apparues pour des cas imprévus, et des améliorations se sont imposées d'elles-mêmes au fil de nos campagnes. Cette section mentionne quelques-uns de ces aspects.

### II.D.1) Protocole expérimental et échantillonnage

Le protocole expérimental utilisé pour calibrer DUFISSS est relativement simple. La mesure de la réflectance IR est extrêmement rapide et l'échantillon est ensuite directement placé dans le porte échantillon en inox puis immergé dans l'azote. Seule une mauvaise manipulation de la neige par l'expérimentateur aurait pu causer un changement de la SS, mais cette hypothèse est exclue ici de par le nombre de points de mesures réalisés et la reproductibilité des mesures observée.

Si la neige possède une SS supérieure à  $110 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , une erreur expérimentale de mesure sur la réflectance de la neige a un impact plus faible sur la valeur de SS déduite à  $1550 \text{ nm}$  par rapport à  $1310 \text{ nm}$  (figure 1 de l'article 1). Nous avons fixé la limite pour passer de la radiation  $1310$  à la radiation  $1550 \text{ nm}$  à  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  et nous tenons à insister sur ce choix car il est crucial pour une bonne mesure de la SS avec DUFISSS.

Etant donnée la géométrie de notre système, le porte échantillon possède une profondeur de  $25 \text{ mm}$  et les neiges à forte SS ( $> 60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ ) possèdent généralement des densités inférieures à  $100 \text{ kg m}^{-3}$  ce qui ne permet pas d'obtenir un milieu optiquement semi infini à  $1310 \text{ nm}$  et donc une bonne mesure de la réflectance de la neige car une partie du signal est perdue (absorbée par le porte échantillon). C'est pourquoi cette limite de  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  nous semble opportune pour changer de longueur d'onde.

Cependant, il n'est pas rare de rencontrer des neiges fraîches ayant une SS de l'ordre de  $50$  à  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  et une densité de l'ordre de  $50 \text{ kg m}^{-3}$ . Pour ces valeurs de SS, la longueur d'onde recommandée est  $1310 \text{ nm}$ , mais il est clair qu'avec une densité aussi faible, la réflectance sera affectée par une épaisseur optique trop faible. Notre article propose une équation empirique de correction. Une autre technique pour corriger l'artefact consiste à tasser légèrement la neige avec le piston du porte-échantillon. La densité peut ainsi aisément être augmentée à  $200 \text{ kg m}^{-3}$ , supprimant l'artefact. Comme ces neiges sont très peu cohésives, les grains ne sont en fait pas cassés par la compaction, et il n'y a pas

d'artefact dû au tassement. Ceci a été vérifié en mesurant la SS de neiges à la fois à 1310 et 1550 nm.

Il nous semble également utile de préciser qu'une mesure de la SS de la neige par réflectance IR à 1550 nm est délicate. En effet, seulement deux ou trois mm de neige sont suffisant pour rendre le milieu optiquement semi infini. Cela signifie que la radiation incidente ne sonde que l'extrême surface de l'échantillon ce qui nécessite une minutieuse préparation de ce dernier. Pour toute personne qui souhaite reproduire ce système de mesure, nous conseillons fortement de commencer par travailler à 1310 nm. Cette longueur d'onde convient à la plus grande partie des neiges et les échantillons concernés sont moins délicats à manipuler.

Exception doit être faite concernant les croûtes de fusion regel et le givre de profondeur. Les croûtes de fusion regel sont difficiles à échantillonner et le recours à une scie est souvent nécessaire pour couper l'échantillon. Il est par la suite indispensable de broser la surface de l'échantillon afin de retirer les petits cristaux arrachés de la surface de l'échantillon car ces derniers peuvent augmenter la réflectance mesurée de 10% voire plus. Concernant le givre de profondeur, lorsque ce dernier est très développé, il peut atteindre des dimensions de l'ordre du centimètre ce qui n'est pas toujours évident à disposer de manière uniforme dans un porte échantillon de seulement 80 cm<sup>3</sup> de volume.

### **II.D.2) Artefacts de mesures**

Comme décrit ci-dessus, une erreur de manipulation lors de l'échantillonnage est probablement la principale source d'erreur de mesure. Si l'échantillon dépasse légèrement de la surface du porte échantillon, il 'rentre' dans la sphère et la calibration n'est plus valable. En effet, la réponse mesurée dépend de la distance entre la source et le réflecteur, la neige ou les spectralons. Si des cristaux de neige (type givre de profondeur ou dendrites) sont à l'intérieur de la sphère, ils réfléchiront de façon plus importante la lumière incidente, la SS sera donc surestimée et inversement si le porte échantillon n'est pas correctement rempli de neige.

Une autre source d'artefacts peut être causée par les spectralons (i.e. standard de réflectance), si ces derniers sont sales ou usagés. Il est donc recommandé de toujours avoir un pinceau fin et doux afin de broser délicatement les spectralons avant la calibration. De la même façon, il est recommandé de veiller à la propreté de la sphère. Spectralons et sphère intégrante sont des outils de mesure optique avec des coefficients de réflexion diffuse élevés (pour la sphère et certains spectralons). Le vieillissement du matériau n'est pas à exclure et une re-calibration, de la sphère et surtout des spectralons, est à envisager tous les deux ans. Le dernier artefact que nous avons détecté concerne la lumière parasite. En effet, les supports en zénith (de la diode laser et de la photodiode) sont transparents à une partie du

rayonnement, naturel ou de laboratoire. Cela apporte donc une quantité de lumière, et donc de signal, supplémentaire au système. Si cette quantité est constante au cours du temps, les mesures ne seront pas affectées mais dans le cas du rayonnement naturel, à cause des ombres, des nuages... cette quantité fluctue au cours du temps ce qui rend l'interprétation des mesures impossible. Il est donc conseillé de protéger les supports par des caches afin d'éviter tout problème de lumière parasite.

### **II.D.3) Conclusions**

Ce système, DUFISSS, permet donc une mesure rapide avec une incertitude inférieure à 12% et pour tous types de neige. Il est opérationnel sur le terrain, dans les difficiles conditions des milieux polaires et la mise en place du dispositif est inférieure à 15 minutes. Cela permet donc une mesure rapide in situ tout particulièrement lors d'un épisode de neige récente, là où la SS de la neige décroît rapidement. La stratigraphie, les mesures de densité et de SS de la neige pour un puits d'un mètre de profondeur prennent environ trois heures à une seule personne (avec une résolution de 5 cm). Les applications possibles des mesures de SS de neige sont nombreuses mais notre travail s'est essentiellement focalisé sur les problèmes de variations de l'albédo de la neige, c'est-à-dire à la problématique du transfert radiatif et donc du bilan énergétique de la Terre.

## **Références Bibliographiques du chapitre 2**

Coleou, C. C., K. Xu, B. Lesaffre, and J. B. Brzoska (1999), Capillary rise in snow, *Hydrological Processes*, 13(12-13), 1721-1732.

Domine, F., R. Salvatori, L. Legagneux, R. Salzano, M. Fily, and R. Casacchia (2006), Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 46(1), 60-68.

Hidovic-Rowe, D., J. E. Rowe, and M. Lualdi (2006), Markov models of integrating spheres for hyperspectral imaging, *Applied Optics*, 45(21), 5248-5257.

Legagneux, L., A. Cabanes, and F. Domine (2002), Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D17), 4335.





### **III. Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique**

Dans ce chapitre, nous présenterons la majeure partie des résultats obtenus lors de la campagne 2008-2009 réalisée à la base franco-italienne de Concordia, Dôme C en Antarctique. Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme NITE DC, financé par l'Institut Paul Emile Victor. Nous présenterons d'abord le site d'étude et les objectifs scientifiques ciblés au cours de cette campagne. L'article 2 constituera la section B de ce chapitre et nous conclurons dans une dernière section.

#### **III.A. Site d'étude et objectifs scientifiques**

##### **III.A.1) L'Antarctique**

Le nom 'Antarctique' vient du grec 'Antarktikos' qui signifie opposé à l'Arctique car les grecs étaient persuadés que la Terre avait besoin d'un point d'équilibre au sud pour contrebalancer le poids des continents au nord. Ce continent n'a été réellement découvert qu'en 1820, grâce à une expédition russe et il est depuis 1959 protégé par un traité qui en interdit toute exploitation, habitation et activité militaire sauf à des fins scientifiques. Complètement isolé géographiquement mais également thermiquement à cause du courant circumpolaire, ce continent possède un climat unique. D'une superficie de 14 millions de km<sup>2</sup>, la 'Terra Incognita' représente plus de 10% des terres émergées de la Terre et 98% de sa surface est recouverte par l'inlandsis Antarctique ce qui en fait un acteur climatique majeur de notre planète. C'est pourquoi de nombreuses études glaciologiques et climatologiques y sont réalisées dans le but de comprendre le rôle de ce continent dans le système climatique global mais également de prédire son évolution dans le contexte du réchauffement climatique actuel. La figure III.1 représente l'Antarctique où les bases de Dumont D'Urville (DDU) et Dôme Concordia (DC) sont positionnées.

Notre site d'étude (DC) se situe sur la partie Est du continent. La base de Dôme Concordia se situe à 1 100 km à l'intérieur des terres, sur le haut plateau Antarctique à une altitude de 3 233 m et les coordonnées sont 75°06 S, 123°20 E. La température moyenne annuelle est de l'ordre de -55°C et notre campagne s'est déroulée du 14 Novembre 2008 au 2 Février 2009. Une des spécificités de l'activité française en Antarctique est le Raid, ou la Traverse, c'est-à-dire le ravitaillement de la base de DC depuis la base de DDU, via un convoi d'une dizaine de tracteurs transportant environ 150 tonnes.



Figure III.1 : Carte de l'Antarctique.

### III.A.2) Objectifs scientifiques

L'objectif global de cette campagne était centré sur l'étude des échanges d'espèces chimiques réactives entre la neige de surface et la basse atmosphère. Cette problématique impose d'étudier les propriétés physiques de la neige, et sur cet aspect, ma participation visait deux objectifs. En premier point, quasiment aucune mesure de SS de neige n'était disponible en Antarctique car très peu de méthodes fiables pour mesurer ce paramètre existaient. Avec l'instrument DUFISSS développé au cours de cette thèse, il est aujourd'hui possible de mesurer rapidement la SS de la neige sur le terrain. Il a donc été réalisé de nombreux profils verticaux de SS de ce manteau neigeux. Ces mesures consistent en des

puits de l'ordre de 1 mètre de profondeur réalisés autour de la base de Concordia, à des distances de l'ordre de 5 à 25 km mais également le long de la Traverse logistique française entre les bases de DC et DDU. Le second objectif était de suivre l'évolution de la SS de la neige de surface (premier et second cm) dans le but de contribuer à comprendre les échanges chimiques et d'étudier les variations journalières de l'albédo de la neige. La partie physique de ce dernier travail constituera le chapitre 4 de ce manuscrit.

Dans ce chapitre, nous allons nous concentrer sur les profils verticaux de SS du manteau neigeux Antarctique. Les applications sont d'une part d'ordre chimique car la SS conditionne l'adsorption de molécules sur la neige et la catalyse de réactions hétérogènes. Elles sont d'autre part d'ordre physique car la SS de la neige est impliquée dans les variations de l'albédo de la neige, dans la partie visible du spectre solaire et surtout dans sa composante infra-rouge qui représente 40% de l'énergie solaire incidente. En Antarctique, la quantité d'impuretés étant négligeable, la SS de la neige à elle seule suffit à déterminer l'albédo du manteau neigeux. Une autre application d'ordre physique consisterait à tester les nouveaux algorithmes permettant de déterminer la SS du manteau neigeux à partir d'observations satellitales [*Jin et al.*, 2008; *Lyapustin et al.*, 2009], grâce à nos mesures de SS. La perspective d'obtention de données de SS de neige par télédétection est très attrayante, car ce continent est difficile d'accès et il n'existe que très peu de bases, surtout sur le haut plateau de l'Est. La représentativité spatiale de nos mesures est faible à l'échelle du continent mais si la détermination de la SS à partir d'observations satellitales est validée, cela permettra une étude des propriétés physiques du manteau neigeux qui comprendraient, outre les propriétés radiatives, l'étude du métamorphisme de la neige depuis l'espace à l'échelle du continent.

### **III.B. Résumé de l'article 2 : "Vertical profiles of the specific surface area of the snow at Dome C, Antarctica."**

La surface spécifique (SS) de la neige détermine en partie l'albédo de la neige et la capacité de la neige à adsorber des espèces chimiques et à catalyser des réactions. Malgré ces rôles cruciaux, il n'existe presque pas de valeurs de la SS de la neige pour la plus grande étendue de neige permanente à la surface de la Terre, l'Antarctique. Nous avons mesuré les premiers profils verticaux de la SS du manteau neigeux près de Dôme C (DC : 75°06 S, 123°20 E, 3233 m a.s.l.) sur le plateau Antarctique, et sur sept sites durant la traverse logistique entre Dôme C et la base Française de Dumont D'Urville sur la côte (DDU : 66°40 S, 140°01 E), pendant la campagne d'été Australe 2008-2009. Nous avons utilisé l'instrument DUFISSS, qui mesure la SS de la neige à partir de sa réflectance IR à 1310 nm avec une sphère intégrante. A DC, la SS moyenne de la neige pour le premier cm est de 38 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. Sa valeur décroît de façon monotone à 14 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> à 15 cm de profondeur. Sur la traverse, le profil de SS de la neige est similaire à celui de DC jusqu'à 600 km de la base. Proche de DDU, la SS de la neige des 5 premiers cm est de 23 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, et elle décroît à 19 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> à 50 cm de profondeur. Ceci est attribué à l'impact du vent, qui cause une décroissance rapide de la SS de surface mais forme des croûtes de vent très dures dont la SS décroît plus lentement par la suite. Parce que la quantité d'impuretés est trop faible pour affecter l'albédo de la neige, les profils verticaux de SS et de densité ont été utilisés pour calculer l'albédo spectral du manteau neigeux pour plusieurs types d'éclairage réalistes, à partir du modèle de transfert radiatif DISORT. Les tableaux de valeurs sont présentés pour le calcul du bilan énergétique et pour la comparaison avec des observations satellitaires. Ces calculs d'albédos sont comparés avec les mesures disponibles sur le plateau Antarctique. La suggestion de l'existence d'une très fine couche millimétrique à forte SS, proposée afin d'expliquer les valeurs d'albédos mesurées précédemment, est discutée.

### **III.C. Article 2: Texte Intégral**

## Vertical profiles of the specific surface area of the snow at Dome C, Antarctica

Jean-Charles Gallet<sup>1,2</sup>, Florent Domine<sup>1,2</sup>, Laurent Arnaud<sup>1,2</sup>, Joël Savarino<sup>1,2</sup>, Ghislain Picard<sup>1,2</sup>

[1] {CNRS-INSU, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Saint-Martin d'Hères, France}

[2] {Université Joseph Fourier, Grenoble I, France}

Correspondance to: Florent Domine (CNRS, LGGE, BP 96, 38402 Saint-Martin d'Hères Cedex, France) [florent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr](mailto:florent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

### Abstract

The specific surface area (SSA) of snow determines in part the albedo of snow surfaces and the capacity of the snow to adsorb chemical species and catalyze reactions. Despite these crucial roles, almost no value of snow SSA is available for the largest permanent snow expanse on Earth, the Antarctic. We have measured the first vertical profiles of snow SSA near Dome C (DC: 75°06' S, 123°20' E, 3233 m asl) on the Antarctic plateau, and at seven sites during the logistical traverse between Dome C and the French coastal base Dumont D'Urville (DDU : 66°40'S, 140°01'E) during Austral summer 2008-2009. We used the DUFISSS system, which measures the IR reflectance of snow at 1310 nm with an integrating sphere. At DC, the mean SSA of the snow in the top 1 cm is 38 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, decreasing monotonically to 14 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> at a depth of 15 cm. On the traverse, the snow SSA profile is similar to that at DC in the first 600 km from DC. Closer to DDU, the SSA of the top 5 cm is 23 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, decreasing to 19 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> at 50 cm depth. This is attributed to the effects of wind, which causes a rapid decrease of surface snow SSA, but forms hard windpacks whose SSA decrease more slowly with time. Since light-absorbing impurities are not concentrated enough to affect albedo, the vertical profiles of SSA and density were used to calculate the spectral albedo of the snow for several realistic illumination conditions, using the DISORT radiative transfer model. Data tables are given for use in energy balance calculations and for comparison with satellite data. These calculated albedos are compared to the few existing measurements on the Antarctic plateau. The interest of postulating a submillimetric, high-SSA layer at the snow surface to explain measured albedos is discussed.

## 1) Introduction

High latitude regions play a crucial role in determining the climate of the Earth and its evolution [Goody, 1980; Warren, 1982; Hall, 2004; Lemke *et al.*, 2007], to a large extent because these regions are snow-covered most of the time and snow is the Earth's surface with the highest albedo.

Discussions on albedo can be more detailed if one considers the spectral albedo, i.e. the fraction of solar light that is reflected as a function of wavelength. Figure 1 shows typical examples of snow spectral albedo, the examples chosen being those of a pure recent snow, a pure aged snow, and a recent snow contaminated with absorbing impurities such as soot (also called black carbon).

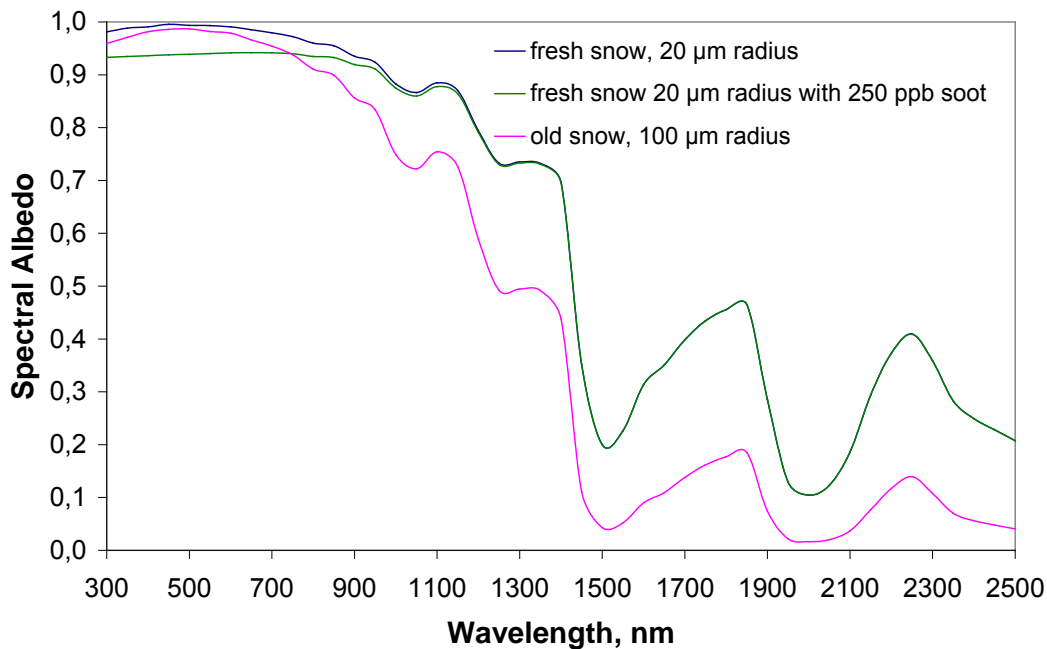


Figure 1: Spectral albedo for fresh and old pure snow and for fresh snow contaminated by soot.

Figure 1 illustrates that in the visible part of the solar spectrum, snow albedo is mostly determined by impurities [Warren and Wiscombe, 1980] while in the infra-red, grain size is the main factor affecting albedo [Wiscombe and Warren, 1980; Colbeck, 1982]. Determining the spectral albedo of snow therefore requires the knowledge of snow grain size and impurity content.

Snow is a porous medium made of air and ice. Its physical properties evolve over time through processes regrouped under the term “snow metamorphism” [Colbeck, 1982]. Because ice has an elevated water vapor pressure (165 Pa at  $-15^{\circ}\text{C}$  and 610 Pa at  $0^{\circ}\text{C}$ ), and because the vertical temperature gradient almost always present in the snow generates

sublimation-condensation cycles that modify the shapes and sizes of snow grains, the physical properties of snow change during metamorphism. These properties include density, thermal conductivity, permeability, but also albedo [Colbeck, 1982]. Since snow grain size almost always increases during metamorphism [Cabanès *et al.*, 2003; Legagneux *et al.*, 2004; Flanner and Zender, 2006; Taillandier *et al.*, 2007], snow albedo usually decreases during metamorphism. Understanding snow grain size and its variations is therefore crucial to predict snow albedo and to understand the energy balance of the Earth.

In many previous studies, snow grain size has been used as a key variable to describe interactions between snow and solar radiation [Warren, 1982; Alley, 1987; Grenfell *et al.*, 1994]. More recent studies indicate that, in radiative transfer models, the complex shapes of snow crystals can adequately be represented by spheres having the same surface/volume ratio, and this gives good results for the wavelength range 0.2 to 50  $\mu\text{m}$  [Grenfell and Warren, 1999; Neshyba *et al.*, 2003; Grenfell *et al.*, 2005]. Rather than snow grain size, snow crystals are then adequately described by their surface/volume ratio, or even equivalently, by their specific surface area, which can now be easily measured. The specific surface area (SSA) of snow is a measure of the area of the ice-air interface per unit mass [Legagneux *et al.*, 2002]. For spherical particles, SSA is expressed as:

$$SSA = \frac{S}{M} = \frac{S}{\rho_{ice} \times V} = \frac{3}{\rho_{ice} \times r_{eff}} \quad (1)$$

with S the surface area of snow grains, M their mass, V their volume and  $\rho_{ice}$  the density of ice, ( $917 \text{ kg m}^{-3}$  at  $0^\circ\text{C}$ ). If the snow particles are approximated as spheres of radius  $r_{eff}$ , equation (1) shows the simple relationship between SSA and  $r_{eff}$ , the effective (or optical) radius of the snow particles. SSA is often expressed in units of  $\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and measured values are in the range  $2 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  for melt-freeze crusts to  $156 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  for fresh dendritic snow [Domine *et al.*, 2007a].

In early snow studies, there was no simple and reliable method to measure snow SSA, and snow scientists instead used the variable « grain size » [Gow, 1969]. Systematic measurements of snow SSA during field campaigns started when the methane adsorption technique was developed [Legagneux *et al.*, 2002; Domine *et al.*, 2007a]. However, that method is time-consuming and requires liquid nitrogen, a problem in many field studies, so that its use remained limited to a small number of groups, and this probably explains why almost no data is available on the SSA of snow on polar ice caps. To help fill that data gap, [Gallet *et al.*, 2009] designed an optical method to rapidly measure SSA in the field. This method is based on the relationship between the IR reflectance of snow and its SSA [Domine *et al.*, 2006]. The availability of SSA data on large polar ice caps appears urgent because new remote sensing algorithms have been proposed to retrieve SSA from Antarctica [Scambos *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2008] and Greenland [A Kokhanovsky and Schreier, 2009;



*Lyapustin et al.*, 2009] and these methods need to be validated with field measurements. SSA measurements in Antarctica would be particularly useful because on the Antarctic plateau, absorbing impurities are negligible [*Warren and Clarke*, 1990], so that snow albedo can be calculated if just the SSA and density are known, although hypotheses always need to be made on snow topography.

Snow SSA is also an important variable to understand snowpack composition and photochemistry and its impact on the composition of the polar boundary layer [*Domine and Shepson*, 2002; *Grannas et al.*, 2007]. Snow adsorbs many chemical species such as volatile and semi-volatile compounds, and also species with a high dipole moment such as acidic gases that can establish hydrogen bonds with ice surfaces. Numerous authors have suggested that snow SSA largely determines the partitioning of many species between the snow and the boundary layer [*Houdier et al.*, 2002; *Herbert et al.*, 2006; *Taillandier et al.*, 2006; *Burniston et al.*, 2007; *Domine et al.*, 2007b]. The nitrate ion, possibly the main driver of snowpack photochemistry [*Grannas et al.*, 2007], is thought to come to a large extent from the adsorption of atmospheric nitric acid [*Domine and Thibert*, 1996; *Cox et al.*, 2005], and its concentration in snow would then be determined by snow SSA [*Domine et al.*, 2008].

The purpose of this work is to present the first extensive measurements of the SSA of surface and near-surface snow on the Antarctic plateau near the Concordia Base at Dome C (DC: 75°06 S, 123°20 E, 3233 m asl) and on the route of the logistical traverse between DC and the Dumont D'Urville base (DDU : 66°40'S, 140°01'E, 10 m asl) during the Austral summer campaign in 2008-2009. Around the DC base, measurements were performed in pits at least 70 cm deep where SSA, density and the thickness of snow layers were measured in detail. During the traverse, the main objective was of logistical nature. Scientific objectives were not initially planned and were added at the last minute, and therefore were only a tolerated extra. Measurements are therefore fewer and limited to a depth of 50 cm. They are nevertheless presented because of their uniqueness.

The data presented here show the vertical profiles of SSA and allow applications to radiative transfer and atmospheric chemistry. We chose here to limit our discussion to radiative transfer and use the DISORT model [*Stamnes et al.*, 1988] to calculate snow spectral albedo representative of the Antarctic plateau, in order to provide data that can in future be compared to satellite data and used to test SSA or optical radius retrieval algorithms.

## **2) Methods and study site**

For clarity, measurements at DC and during the traverse will be presented separately. Pits done at DC are named C1 to C13 and pits done during the traverse are named T1 to T8. For each pit, a clean face was obtained with a saw and a brush to minimize disturbance to the

stratigraphy and to remove loose particles. The stratigraphy was carefully observed and the SSA, density and thickness of all layers was measured.

Density was measured by weighing a snow core of known volume. For thick layers of low to moderate hardness, a 500 cm<sup>3</sup> plexiglas coring tube was used. For thin or hard layers, a 100 cm<sup>3</sup> stainless steel coring tube was used. Density was measured for each layer, with a vertical resolution of 10 cm or better, depending on the number of layers. The error on density measured with a coring tube is about 5% [Conger and McClung, 2009].

The thickness of layers was measured with a ruler. The accuracy of a reading is 2 mm and is slightly observer-dependent because the limit between layers was usually not sharp. Furthermore, the thickness of layers was horizontally variable, so that on average the thickness of a layer varied by 10% over a width of 1 m.

SSA was measured using the DUFISSS (DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurements) instrument described in [Gallet *et al.*, 2009]. Briefly, a cylindrical snow core 63 mm in diameter and 30 mm in height was placed in a cylindrical sample holder 63 mm in diameter and 25 mm deep. The top 5 mm were shaved off with a sharp spatula just before the measurement. This sampling procedure was designed to minimize the perturbation to the snow. For soft surface layers, our objective was whenever possible to measure SSA with a 1 cm resolution. In that case, the top 1 cm was sampled with a spatula and placed in the sample holder. Additional surface snow was placed in the sample holder until it was full. The soft snow was gently compacted to fill any voids and, if required, the surface was shaved off clean as already mentioned. Tests revealed that for soft snow such handling did not affect the IR reflectance. The sample was then illuminated with a 1310 or 1550 nm laser diode and the reflected light was collected with an integrating sphere 15 cm in diameter. The signal was measured with an InGaAs photodiode. The signal was converted to reflectance using a set of six standards of reflectances between 4 and 99%. The reflectance was converted to SSA using a calibration curve obtained with snow samples whose SSA was measured using CH<sub>4</sub> adsorption and reflectance measured with DUFISSS. With DUFISSS, the 1310 nm radiation is used for SSA values up to 66 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, and the 1550 nm radiation is used for SSA > 50 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. During the course of this work, no SSA values exceeded 60 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, so that all measurements were carried out at 1310 nm. The accuracy of these measurements is 10%.

At Dome C, snow layers remain a long time near the surface after precipitation because of the very low accumulation rate : 26 mm water equivalent [Frezzotti *et al.*, 2005]. Snow layers are frequently remobilized by wind, whose mean speed is 6 m s<sup>-1</sup>, with maximum values of the order of 15 m s<sup>-1</sup> [Frezzotti *et al.*, 2005].

Measurements at DC focused on surface snow layers, because their effect on albedo is greatest. SSA measurements were performed at depths of 1, 2, 5, 10 and 15 cm. Further down, each observed layer was measured once with a minimal resolution of 10 cm. During

the traverse, less time was available for the measurements and only one measurement was performed in the top 5 cm.

### 3) Results

#### a) Concordia station

At DC, thirteen pits C1 to C13, of depth between 70 and 100 cm, were studied. Figure 2 and Table 1 show the location and coordinates of these pits.

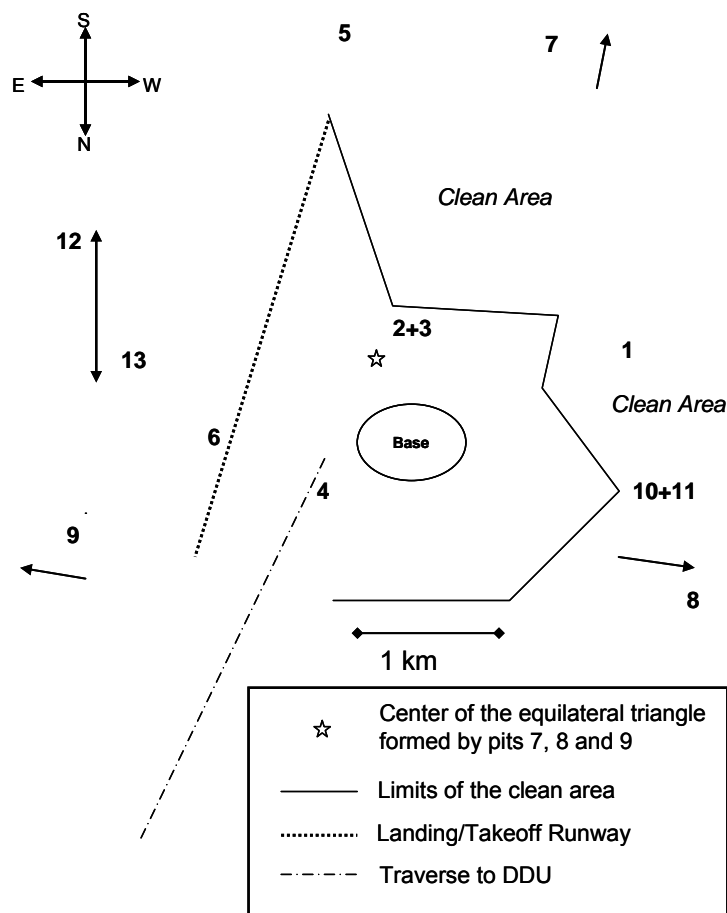


Figure 2 : Location of group C pits around Concordia station, 75°06'00.2 S, 123°19'58.8 E.

### Chapitre III : Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique

Pit number	Date of measurement	South Coordinate	East Coordinate	Observations	Comments
C1	24.11.08	75°06'14.4"	123°17'50.5"	Clear sky	
C2	2.12.08	75°06'16.4"	123°20'10.8"	Clear sky	2 and 3 are within 20 meters of each other
C3	4.12.08	75°06'16.4"	123°20'10.8"	Cloudy	
C4	15.12.08	75°05'51.6"	123°21'32.1"	Clear sky	
C5	17.12.08	75°07'03.4"	123°20'26.7"	Clear sky	
C6	23.12.08	75°06'13.8"	123°21'54.0"	Clear sky	
C7	26.12.08	75°08'01.0"	123°16'08.0"	Clear sky	7, 8 and 9 are approximately at 5 km from the base. An equilateral triangle is formed by those three pits, the center is the star on figure 2
C8	9.01.09	75°03'51.0"	123°14'48.1"	Clear sky at 9:00 UTC	
C9	13.01.09	75°06'49.8"	123°28'30.1"	Clear sky	
C10	24.12.08	75°05'56.3"	123°18'00.0"	Few Cirrus	American tower
C11	4.12.08	75°05'56.3"	123°18'00.0"	Cirrus	American tower
C12	3.01.09	75°19'16.0"	123°24'01.1"	Overcast	25 Km South
C13	4.01.09	74°32'41.0"	123°23'43.0"	Overcast	25 Km North
T1	2.02.09	74°10'20.5"	126°03'10.4"	Overcast	
T2	3.02.09	73°08'29"	128°35'55"	Overcast	
T3	4.02.09	72°01'58"	131°05'26"	Cirrus	
T4	5.02.09	70°53'16"	133°17'07"	Clear sky, Drift	
T5	6.02.09	69°49'36"	134°12'07"	Clear sky	
T6	7.02.09	68°44'49"	134°54'21"	Strong Wind, no pit	
T7	8.02.09	68°00'53"	136°27'52"	Overcast	
T8	9.02.09	67°24'53"	138°36'06"	Clear sky	

Table 1 : Coordinates of group C and T pits.

To facilitate the comparison between the pits, we present here the data on the top 70 cm of each pit. SSA, density and depth of each layer are detailed in Appendix A. The variability of the stratigraphy is adequately represented by the three stratigraphic profiles of pits C2, C3 and C7, shown in Figure 3.

The stratigraphy of pit C2 is as follows: the surface layer is comprised of small rounded grains deposited by the wind, overlying a 3 cm-thick windpack. Below that, we observed a layer of faceted crystals, and then a thick layer of depth hoar, briefly interrupted by a 3 cm-thick layer of mixed-form crystals between 34 and 37 cm below the surface. In pit C3, the surface layer is 2 cm thick and comprised of a mixtures of small rounded grains transported by the wind and surface hoar crystals. Below, windpacks and faceted crystals or mixed-form crystals alternate. Finally, the top 1-cm thick surface layer in pit C7 is a mixture of surface hoar, faceted crystals and small rounded grains. The rest of the pit is mostly comprised of mixed-form crystals, interrupted by a windpack between 25 and 46 cm.

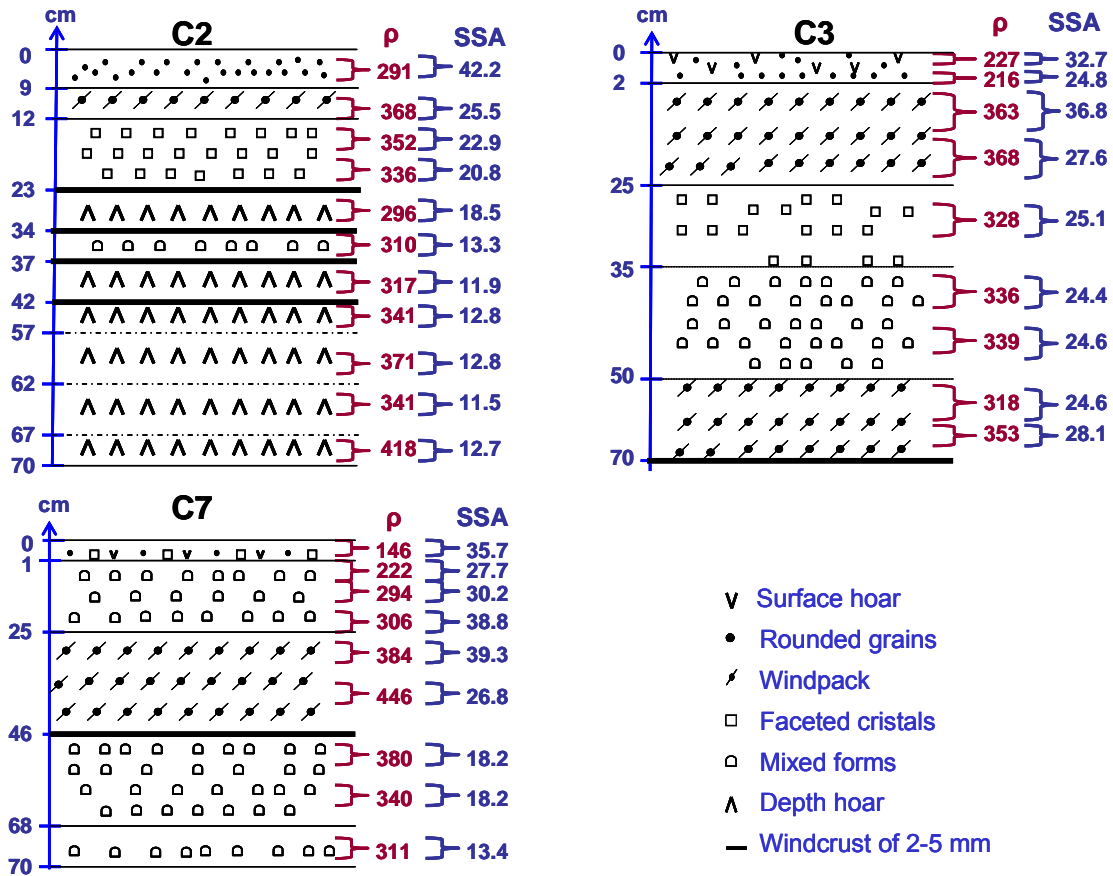


Figure 3: Stratigraphy, SSA in  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$  and density ( $\rho$ ) in  $\text{kg m}^{-3}$  of pits C2, C3 and C7.

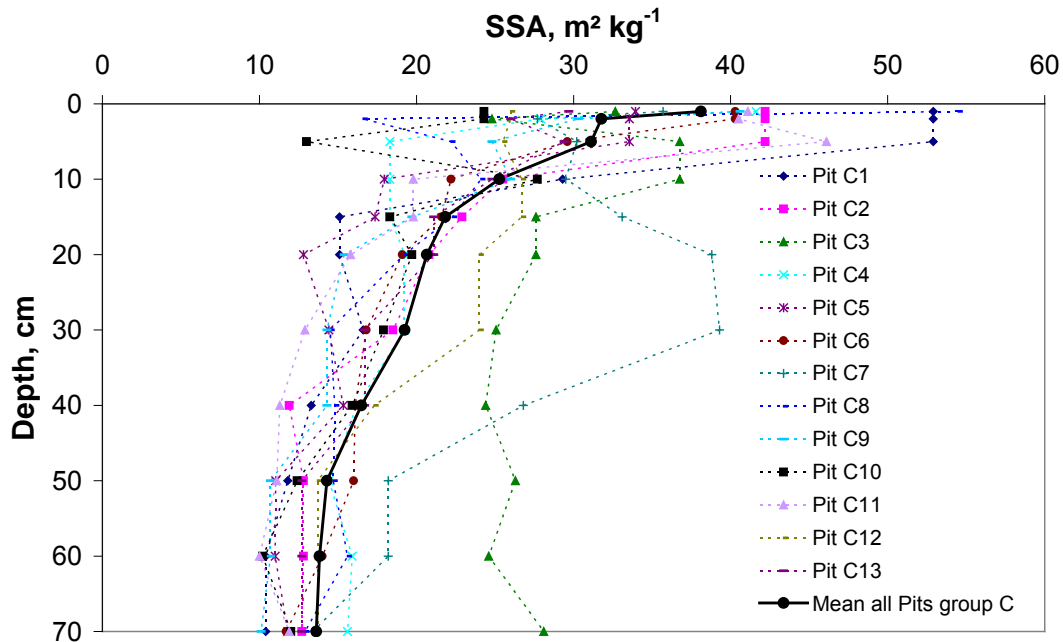


Figure 4: SSA profiles of group C pits around Concordia station.

For all pits except C1 and C2, the SSA was measured for the top 1 cm, the second cm, then at 5, 10, 15 and 20 cm, and subsequently every 10 cm. For C1 and C2, the top 5 cm appeared homogeneous and only one measurement was performed on this top layer. For homogeneity, the value found is attributed to the depths of 1, 2 and 5 cm. Figure 4 shows that in the top 15 cm of the snow, SSA values span a fairly wide range depending on the snowpit: 13 to 56 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. Below that, the range of SSA values narrows down, except for pits C12, C3 et C7 where values at 20 cm are respectively 24, 28 et 39 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> while for the other ten pits the range is 13 to 21 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>. For the three outlying pits, the layer at 20 cm is either a windpack or faceted crystals, but is in all cases very hard.

Figure 4 also shows the mean SSA profile, showing that SSA values decrease monotonically in the first 70 cm. Because of the three outlying pits, the mean values between 15 and 40 cm are higher than the bulk number of values, made by the ten non-outlying pits.

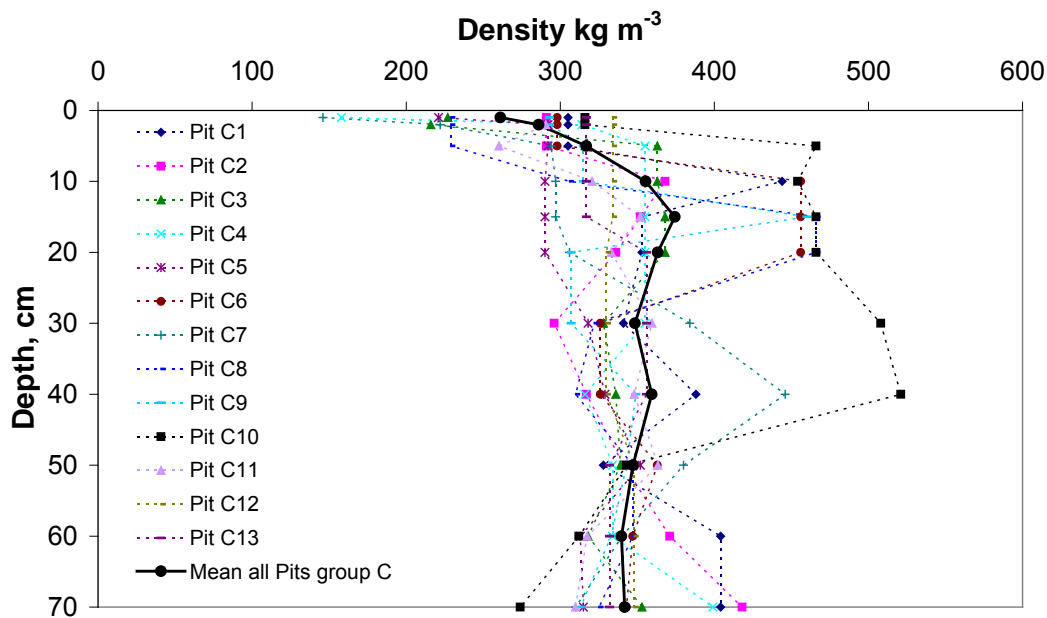


Figure 5: Density profiles of group C pits around Concordia station.

Figure 5 shows the density values for all C pits. Values show a significant scatter, but the average profile shows a monotonic increase from the surface to 15 cm, followed by an essentially constant value close to 350 kg m<sup>-3</sup>. A thick very hard windpack explains the values greater than 500 kg m<sup>-3</sup> in pit C10.

In summary, in group C pits, a high variability of density and SSA values is observed in the top 15 cm. Below that, most values are within a fairly narrow range, except when windpacks or other hard layers are present, and higher densities and SSA values are then observed.

## b) Logistical traverse between Dome C and Dumont D'Urville

Group T pits were studied during the 8-day traverse (2 to 10 February 2009) and are named T1 to T8. However, because of bad weather, there is no pit T6. Figure 6 shows the itinerary between DC and DDU and the location of the pits, as well as those of the automatic weather stations (AWS) D85, D47 and D10 whose data were used to interpret pit observations.

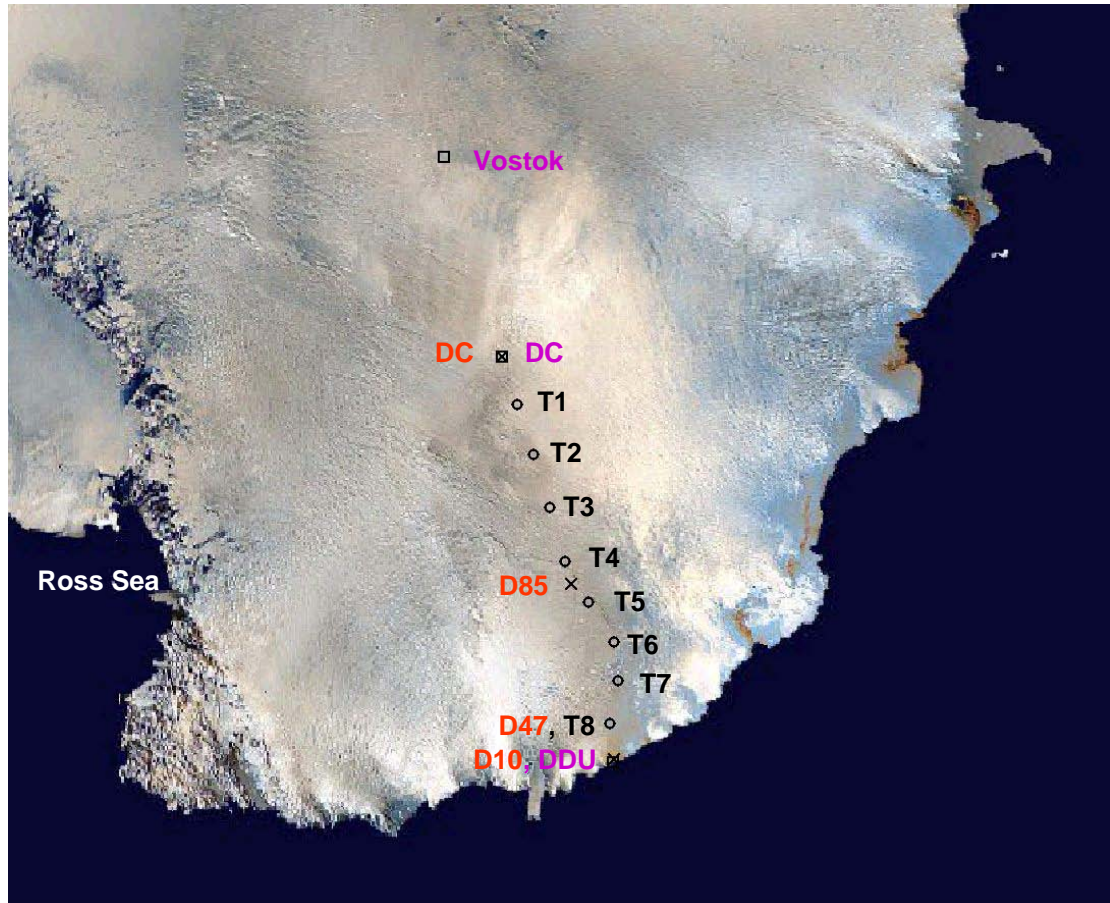


Figure 6: Map of the logistical traverse between Concordia station (DC) and Dumont D'Urville (DDU). The locations of all group T pits (circles) and automatic weather stations (X) are shown.

T group pits are in general shallow (50 cm) because little time was available each evening for this work. Moreover, the frequent strong winds had often produced very hard windpacks that slowed down the work and only one pit could be done each evening. Given the spatial variability of the snow observed at DC, this is certainly insufficient for a good representativity. However, the interest of these data is that they are the only SSA data available for this region. The exact pit site was chosen somewhat arbitrarily. Basic safety considerations imposed that the pit be within 500 m of the convoy. Within this range, a planar and homogeneous area of at least 10 m<sup>2</sup> was chosen.

As for the Dome C pits, we first present the stratigraphy of some pits (Figure 7), before presenting SSA and density data. All our data are reported in appendix B.

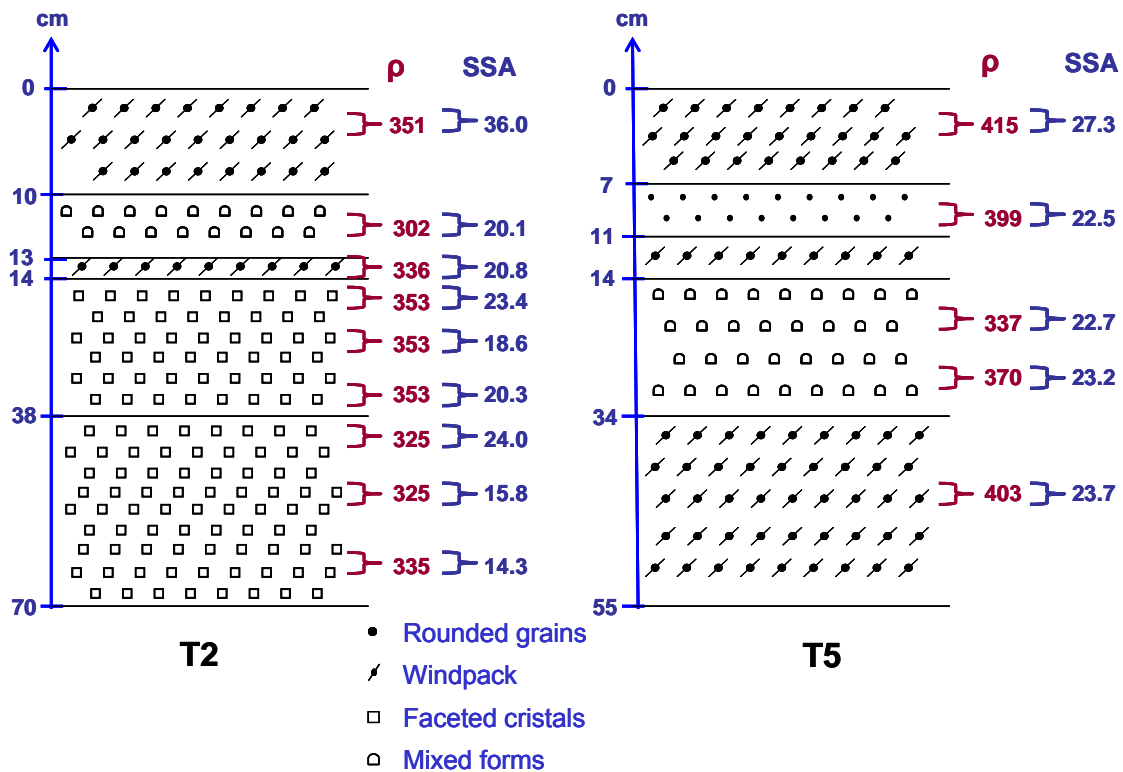


Figure 7: Stratigraphy, SSA in  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$  and density ( $\rho$ ) in  $\text{kg m}^{-3}$  of pits T2 and T5.

At the top of pit T2, a 10 cm-thick windpack was observed. Below that was a 3 cm layer of mixed form-crystals, then a 1 cm windpack, and finally distinct layers of faceted crystals extending down to 70 cm. Pit T5 was comprised of windpacks, except between 7 and 11 cm, where a softer layer of small rounded grains was observed, and between 14 and 34 cm where a layer of mixed form crystals was found. Overall, the snow stratigraphy along the traverse showed little variability and only five crystal types were observed.

SSA values are shown in Figure 8, as well as the average of the T pits. In all pits except T1 the top layer was hard and appeared homogeneous over at least the top 5 cm. It was not possible to sample separately the top 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> cm. Only one value was measured in the top 5 cm. However, for homogeneity with C pits, this one value is attributed to depths of 1, 2, and 5 cm in Figure 8. SSA values in the top 5 cm range from  $20 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  to  $38 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$ . Below, in general the set of pits is less homogeneous than at DC. Noteworthy observations include : (a) In pit T2, SSA varies by a factor of 1.8 even between 40 and 50 cm even though a single layer was observed ; (b) pits T4 and T5 show fairly constant SSA values around  $23 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  below 15 cm; (c) pits T1 to T4, closer to DC, have SSA values in the top 15 cm that are above the group average, while in pits T5 to T8, which are closer to DDU, top values are all below average, (d) the general trend is that SSA decreases with depth, especially in the top 20 cm.



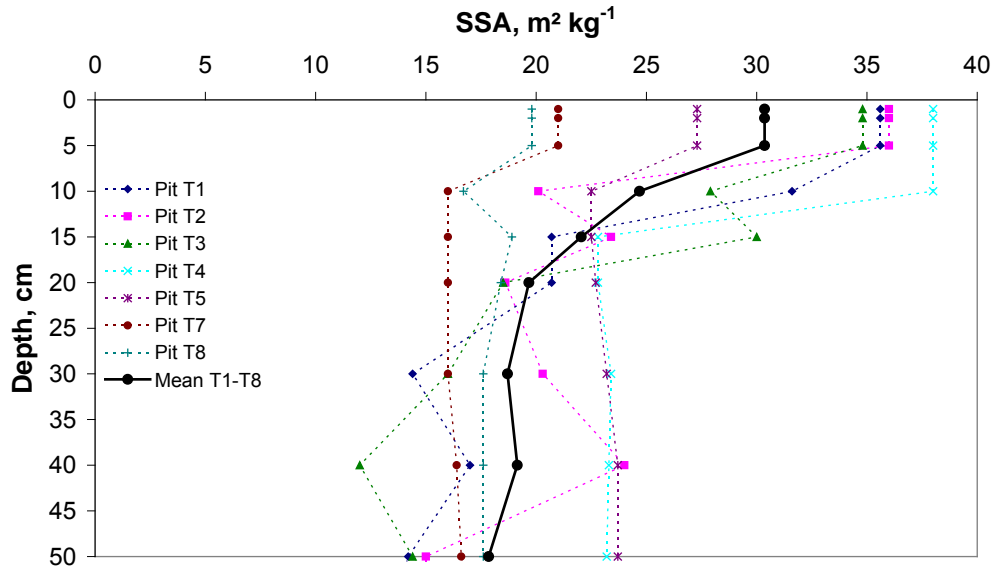


Figure 8: SSA profiles of group T pits along the logistical traverse.

Density values, reported in Figure 9, show a very high inter-pit variability. Near the surface, values range between  $162 \text{ kg m}^{-3}$  (T1) and  $446 \text{ kg m}^{-3}$  (T8), and the range is even larger at 10 cm ( $150$  to  $515 \text{ kg m}^{-3}$ ) and remains high at 50 cm ( $272$  to  $478 \text{ kg m}^{-3}$ ). The general trend is that density increases from DC to DDU. However, for a given pit, there is little density increase with depth, as further illustrated by the average trend also reported in Figure 9.

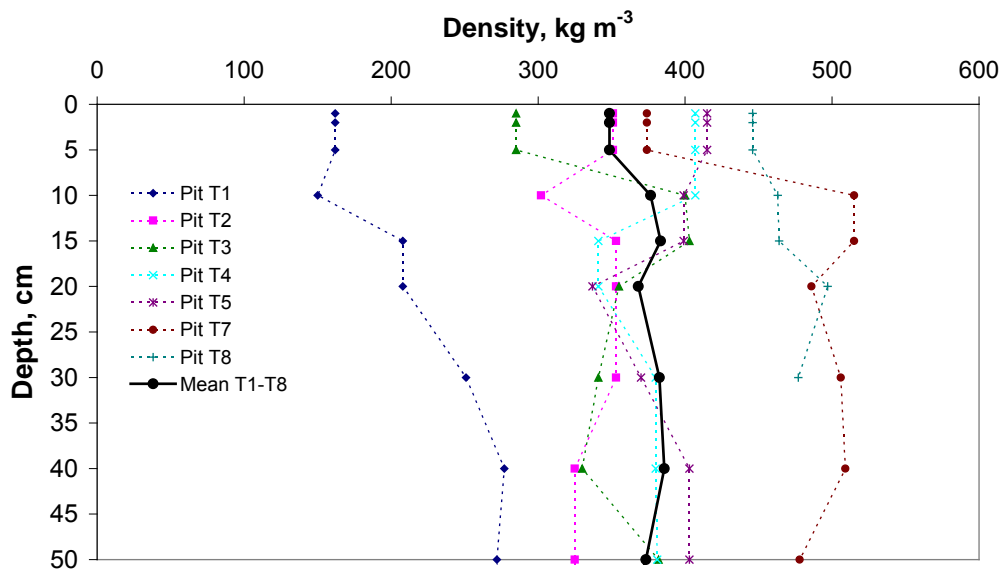


Figure 9: Density profiles of group T pits along the logistical traverse.

**c) SSA and density profiles representative of Antarctic plateau snow**

Figures 8 and 9 indicate that pits T1 to T4, closer to DC, show high SSA and low density values near the surface, while pits T5 to T8 have low SSA and high density values. At depths around 40 cm, higher SSA and density values are observed in the T5-T8 pits. It therefore appears sensible to separate the traverse data into two classes: T1-T4 et T5-T8. Rather than consider mean values for the whole traverse, it makes more sense to look at averages for both these classes, as done in Figures 10 and 11.

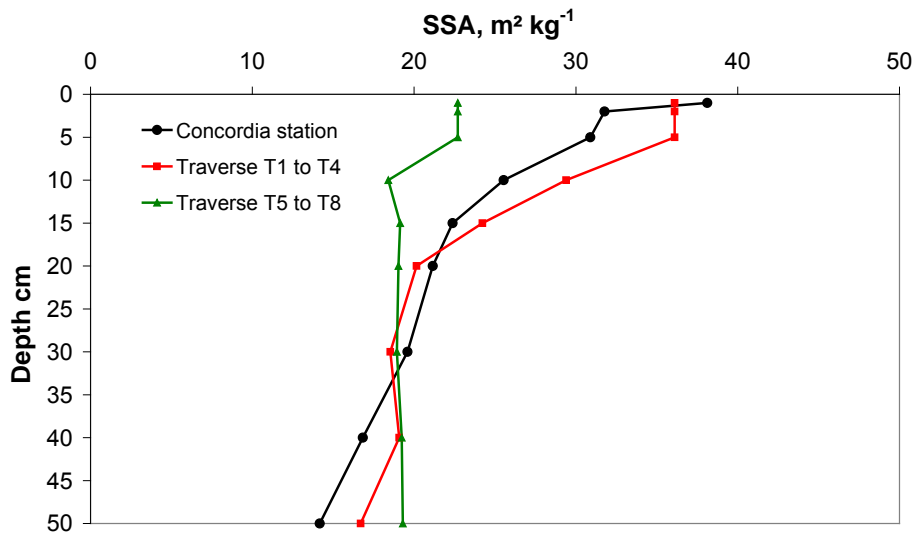


Figure 10: SSA profile at DC and along the traverse.

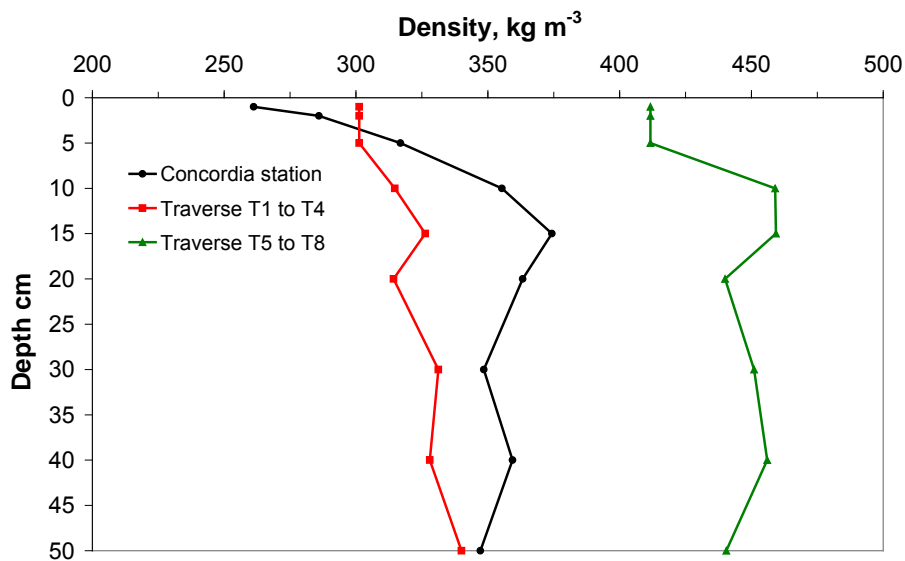


Figure 11: Density profile at DC and along the traverse.

Figure 10 shows that SSA profiles of DC and T1-T4 are fairly similar. On the other hand, Figure 11 shows that DC densities are greater than for T1-T4. The greater values of T1-T4 in the first 2 cm may simply be due to the fact that for T pits, only one value was measured in the top 5 cm, and attributed to the three depths 1, 2 and 5 cm. Regarding the T5-T8 pits, Figures 10 and 11 show that they have the highest density values at all depths, and that their SSA values are lowest in the top 30 cm, and higher below that depth.

This rapid description indicates that the average snow physical properties investigated here show little variation around DC, up to a distance of about 600 km towards DDU (T1-T4). Beyond that (T5-T8), SSA values are lower near the surface, while density values are higher. Of course, this conclusion is weakened by the small number of T pits, but the difference between both T sub-groups appears significantly greater than the intra-group variability, so we believe that the difference between both sub-groups is real. We suspect that this is caused by different meteorological conditions, which influence snow metamorphism and the type of snow crystals formed. AWS temperature and wind speed data, shown in Figures 12 and 13, confirm this suggestion. Between DC and DDU, temperature significantly warms up, by 20 to 35°C between DC and AWS D10, located a few km from the coast. Also, wind speed increases, and in particular the intensity of extreme events that favor the formation of hard windpacks increases considerably. During the period considered, the highest wind speed at DC was 14 m s<sup>-1</sup>, while it reached 28 m s<sup>-1</sup> at D47. It may even have reached higher values at D10, but data are missing.

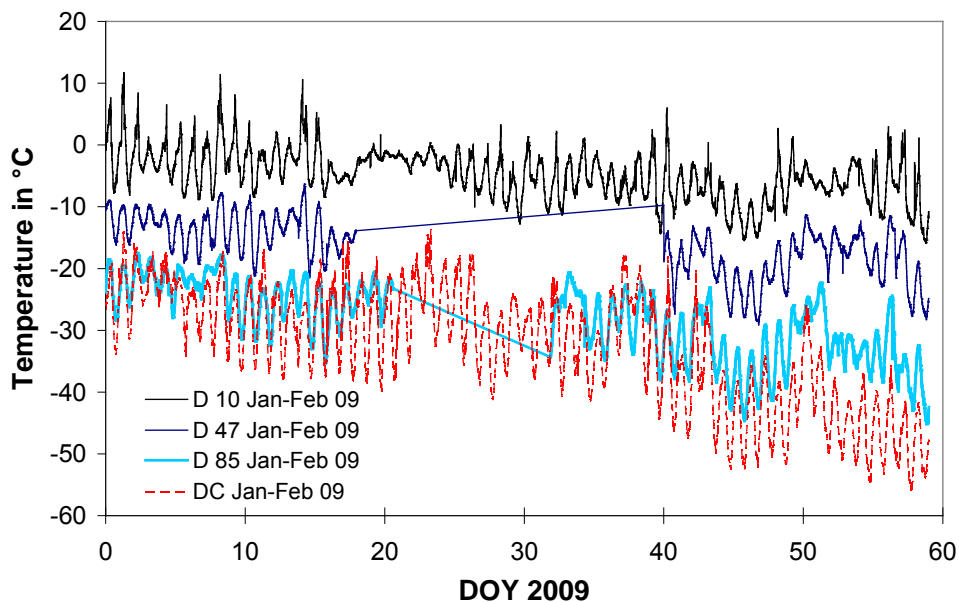


Figure 12: Time series of temperature along the traverse in January and February 2009. DOY = Day Of Year. Data from AWSs.

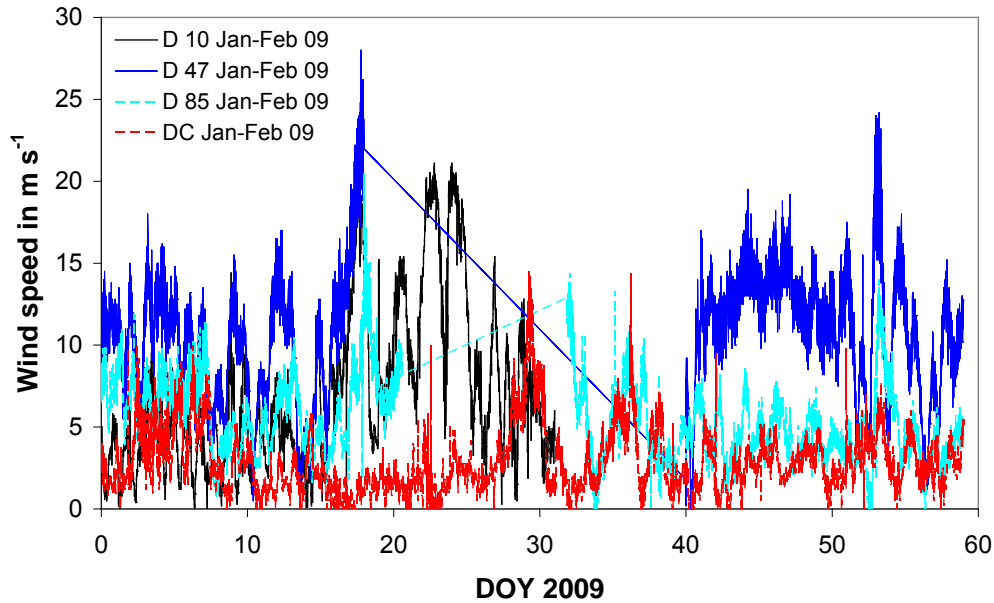


Figure 13: Time series of wind speed along the traverse in January and February 2009. DOY = Day Of Year. Data from AWSs.

Do current data available on the rate of SSA decrease allow the understanding of the different behaviours shown in Figure 10? In general, snow SSA has been observed to decrease with time [Cabanès *et al.*, 2003; Legagneux *et al.*, 2004; Taillandier *et al.*, 2007] although a few instances where SSA increases have been reported, and wind was often a factor in these increases [Domine *et al.*, 2009]. Models [Legagneux and Domine, 2005; Flanner and Zender, 2006] also predict that SSA should decrease with time. Temperature, temperature gradient, the SSA value and density are the main factors that are currently thought to affect the rate of SSA decrease. SSA decreases faster at higher temperatures and under higher temperature gradients. The experimental work of [Taillandier *et al.*, 2007] indicates that there is a temperature gradient threshold around  $15 \text{ K m}^{-1}$  separating two regimes for the rate of SSA decrease, the rate of decrease being significantly higher at higher gradients. The rate of decrease is also faster for higher SSA values. The effect of density is not clear. No experimental work is available on the effect of this variable. The model of [Legagneux and Domine, 2005] indicates that under isothermal conditions, higher densities accelerate SSA decrease because sinks and sources of water vapor are closer. On the other hand, the model of [Flanner and Zender, 2006], which includes the effect of the temperature gradient, concludes that increasing density retards SSA decay, because water vapor migration in a more tortuous network is hindered.

In any case, none of these studies treat the effect of wind and wind transport on SSA. On the Antarctic plateau, the accumulation rate is so low that a given snow layer is exposed to wind

action for a long time before it is finally sheltered from its effects. Fresh snow of high SSA can have its SSA drop dramatically faster because of wind [Cabanes *et al.*, 2002]. On the contrary, the remobilization of aged snow by wind can increase its SSA [Domine *et al.*, 2009], so that today there is insufficient data to understand the effect of wind on snow SSA. Furthermore, no experiments have been performed at the low temperatures prevailing on the Antarctic plateau, and where the empirical equations of [Taillandier *et al.*, 2007] may not apply.

It therefore appears difficult to reach a satisfactory explanation for the trends seen in Figure 10. We must limit our conclusion to the following. Closer to the coast (T5 to T8), where winds are stronger, windpacks of high density form preferentially. These have a density around 430 kg m<sup>-3</sup>, and the correlations of [Domine *et al.*, 2007a] for Arctic tundra windpacks, probably the snowpack type studied by [Domine *et al.*, 2007a] closest to that observed here, predict a SSA around 20 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, as observed. Closer to DC (C group and T1 to T4 pits) there is a predominance of faceted crystals, and the average density is about 280 kg m<sup>-3</sup>. However, the correlations of [Domine *et al.*, 2007a] for aged snow, (be they faceted crystals or depth hoar) predict at the most a SSA of 16 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, from which we conclude that in this type of snow, wind, although moderate, tends to increase snow SSA, presumably through transport, fragmentation and sublimation of grains, as described by [Domine *et al.*, 2009]. We note however that layers of faceted crystals observed here were significantly harder than in seasonal snowpacks, so that processes involved in their formation and evolution may be different. More work on the effects of wind and low temperatures on SSA appears required before we can understand the SSA of the surface snows studied here.

#### d) Snow Area Index of the Antarctic snowpack

[Taillandier *et al.*, 2006] have defined the Snow Area Index (SAI) for seasonal snowpacks. This dimensionless variable is, for a unit area, the vertically integrated surface area of the interface between ice crystals and air. It is calculated by summing up, for all snow layers, the product of SSA (m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>), snow layer thickness  $h$  (m) and density  $\rho$  (kg m<sup>-3</sup>):

$$SAI_{snowpack} = \sum_i SSA_i h_i \rho_i \quad (1)$$

The SAI can be used to quantify chemical and radiative interactions between the snow cover and the atmosphere. These physical and chemical interactions in fact involve a limited snow thickness, from a few cm to about 1 m [Warren, 1982; Zhou *et al.*, 2003; Domine *et al.*, 2008]. SAI is clearly defined for seasonal snowpacks whose total depth can be measured, but for ice caps and the accumulation zone of glaciers, an arbitrary depth has to be chosen. By analogy to the Arctic and subarctic snowpacks whose depths are often about 45 cm [Sturm and Benson, 1997; Domine *et al.*, 2002; Taillandier *et al.*, 2006], we calculate here

the SAI of Antarctic snow down to a depth of 45 cm. Table 2 shows the SAI of each C and T pit and average values for each group, for the top 45 cm. Table 2 also compares these values to seasonal snowpack values measured in the Arctic at Alert by [Domine et al., 2002] and at Barrow (Domine et al., unpublished data) and in the subarctic by [Taillandier et al., 2006]. We note that for the Alert snowpack, the thickness was only 40 cm. For the T8 pit, only the top 30 cm were studied, and to make the comparison meaningful, the values obtained at 30 cm were extrapolated down to 45 cm.

Table 2: SAI group C and T during the 2008-2009 Antarctic summer campaign.

Pit number	SAI (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> of ground)	Pit number	SAI (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> of ground)
C1	3330	T1	1981
C2	2949	T2	3417
C3	4263	T3	3203
C4	2790	T4	4541
C5	2380	T5	4138
C6	3274	T7	3647
C7	5205	T8	3823
C8	2806	Mean group T	3536 ± 757
C9	2729		
C10	4001		
C11	2567		
C12	3375		
C13	3675		
Mean group C	3334 ± 791		

Table 3: Comparison between the SAI of Antarctic and Arctic snowpacks.

Site and date	SAI (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> of ground)	Depth (cm)
Group C, Concordia station, summer 2008-2009	3334	45
Group T, logistic traverse, East Antarctic plateau, February 2009	3536	45
Alert, Canadian Arctic, 18 April 2000	2525	40
Fairbanks, Central Alaska, (subarctic) November 2003	1460	45
Barrow, Arctic Alaska, spring 2004 (unpublished)	3333	45

Table 3 shows that the SAI of Antarctic snow is equal to or greater than that of Arctic and subarctic snow. One reason for this is probably that Arctic and subarctic depth hoar develops at fairly high temperatures (around -5 to -15°C in the subarctic, and around -5 to -25°C for the Arctic) because of the proximity of the ground, and these allow the crystals to grow to large sizes. The SSA therefore decreases to values as low as 7 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, while Antarctic depth hoar crystals remain small with a larger SSA. Another reason may be that, especially in the subarctic, depth hoar layers have very low densities (about 200 kg m<sup>-3</sup>) that may favor the growth of crystals to large sizes, while in Antarctica densities are usually around 300 kg m<sup>-3</sup> (Figures 5 and 9).

#### **4) Antarctic snowpack spectral albedo modeling with DISORT**

The SSA and density data obtained here can be used to calculate the optical properties of Antarctic snow. Since snow on the Antarctic plateau is almost free of light-absorbing impurities [Grenfell *et al.*, 1994; Warren *et al.*, 2006], its albedo over the solar spectrum is determined by its SSA and its density. We therefore present here calculations of the directional hemispherical reflectance (according to the definition of [Schaepman-Strub *et al.*, 2006], or bi-hemispherical reflectance referred to hereinafter as albedo for simplicity) of the snow studied. One of the possible uses of these calculated albedos is the comparison to remote sensing data, in order to test inversion algorithms. We first detail how the DISORT code was used in our calculations.

##### **a) The DISORT code**

DISORT [Stamnes *et al.*, 1988] treats snow as disconnected spheres and can model the reflectance of a succession of plane parallel snow layers under direct or diffuse illumination. Scattering and absorption efficiencies  $Q_{abs}$  and  $Q_{scatt}$  are calculated by the routine Mie0 [Wiscombe, 1980]. The extinction efficiency  $Q_{ext} = Q_{abs} + Q_{scatt}$  is thus obtained and allows the calculation, for each snow layer, of the dimensionless variable called the optical depth  $\tau$  (Wiscombe et Warren, 1980):

$$\tau = \frac{3Q_{ext}^i \rho_{snow}^i z^i}{4a^i \rho_{ice}} \quad (2)$$

where  $a^i$  is the radius of the (spherical) snow particles of the  $i^{th}$  snow layer,  $\rho_{snow}^i$  and  $z^i$  are the density and thickness of the  $i^{th}$  snow layer, and  $\rho_{ice}$  is the density of ice, 917 kg m<sup>-3</sup> at 0°C. Given that for spherical particles we have  $SSA = 3/(\rho_{ice} a^i)$ , we get :

$$\tau = \frac{1}{4} Q_{ext} \times \rho_{snow} \times SSA \times z \quad (3)$$

A medium is considered optically semi-infinite when increasing its geometrical thickness modifies its albedo by less than 1% (Wiscombe et Warren, 1980). From the optical depth  $\tau$ , the single scattering albedo  $\omega$  and the phase function  $P(\Omega_1, \Omega_2)$ , DISORT calculates the albedo of the medium considered. Variations of these three variables depend only on wavelength (through the refractive index of ice) and on grain size, i.e. SSA. Therefore, the evolution of the spectral albedo of semi infinite snow formed of plane-parallel layers under given illumination conditions only depends on snow physical properties: SSA and density.

[Zhou et al., 2003] showed that calculations of albedo better reproduce field observations if a multilayer snowpack, with layers having different SSAs and densities, is used. In a similar approach, we here use our observed vertical variations of SSA and density to calculate with DISORT the albedo of snow on the Antarctic plateau. We use the top 70 cm for snow at Dome C and the top 50 cm for snow of the traverse. With these depths and given Antarctic solar zenith angles, snow is mostly semi-infinite, but to minimize any error due to insufficient depth, we add to these snow stratigraphies a 2-m thick snow layer having the properties of the last layer measured.

### **b) DISORT configuration**

In Antarctica, besides snow SSA and density, the factors that influence albedo are the type of illumination (direct or diffuse), the solar zenith angle (SZA), cloud cover, and surface roughness. We estimate the surface roughness is moderate (a few cm, personal observations). Even though the effect of surface roughness will certainly be felt at the highest solar zenith angles [Warren et al., 1998], we do not investigate its effects here. Clouds enhance diffuse radiation and absorb the IR fraction of the solar spectrum, leading to an increase in broad-band albedo because snow is less reflective in the IR (Figure 1). Here, we do not investigate the effect of clouds: only clear sky conditions are studied.

Both the SZA,  $\theta$ , and the type of illumination considerably affect snow albedo. The higher  $\theta$ , the higher the albedo is because snow mostly scatters forward. Therefore, an incoming photon at high SZA penetrates less deep in the snow and has a higher probability of exiting the snow [Warren, 1982]. The albedo under diffuse illumination is approximately the same as that under direct illumination with  $\theta=50^\circ$  for a semi infinite medium composed by a single layer [Warren, 1982]. Since at DC, the SZA is at least  $52^\circ$ , the albedo under direct illumination is always greater than that under diffuse illumination, at least for a flat surface [Leroux and Fily, 1998].

Under clear sky conditions, there is always some diffuse light caused by atmospheric scattering. (Grenfell et al., 1994) propose empirical relationships to determine the ratio of diffuse over total radiation  $D/T$ , as a function of wavelength for Vostok and South Pole stations with clear sky. The relationships for both sites are different mainly because of the



different altitudes of both sites. Taking into account the elevation of DC, which is intermediate between those of South Pole and of Vostok, we estimate that at DC we have:

$$\frac{D}{T} = R_{diffuse} = 0.0249 \times \lambda^{-3.3} \quad (4)$$

where  $\lambda$  is the wavelength in  $\mu\text{m}$ . More rigorously,  $D/T$  also depends on SZA, but we neglect this effect here, since we subsequently limit our calculations to the cases when SZAs are 60 and 70°. Taking into account diffuse and direct fluxes, the diffuse albedo  $a_d$  and the direct albedo  $a_s$ , we obtain the resulting albedo  $a_{net}$ :

$$a_{net} = R_{diffuse} a_d + (1 - R_{diffuse}) a_s(\theta) \quad (5)$$

Below, we calculate albedos for five illumination conditions, i.e. light sources: direct with 60 and 70° SZAs, diffuse, and a mixture of diffuse and direct illumination with SZA of 60 and 70°, these last two sources being intended to simulate natural conditions at DC. The characteristics of the five light sources are summed up in Table 4. Comparing these calculated albedos with satellite data obtained with directional viewing is not always simple, but correction factors between conical and hemispherical albedos have been proposed [Stroeve and Nolin, 2002; A A Kokhanovsky and Zege, 2004].

Source name	% Direct incident flux	% Diffuse incident flux	Solar zenith angle $\theta_i$ , in degree
DIR60	100	0	60
DIR70	100	0	70
DIFF	0	100, on all spectrum, Cloudy conditions	X
DIR60diff	(100- diffuse)	Wavelength dependant, Eq 4, Clear sky conditions	60
DIR70diff	(100-diffuse)	Wavelength dependant, Eq 4, Clear sky conditions	70

Table 4: Name and type of incident sources used in the DISORT calculations.

### c) DISORT modeling at DC

Figure 14 shows calculated albedos for the 13 C group pits, illuminated with the DIR70diff source (see Table 4), as well as their average.

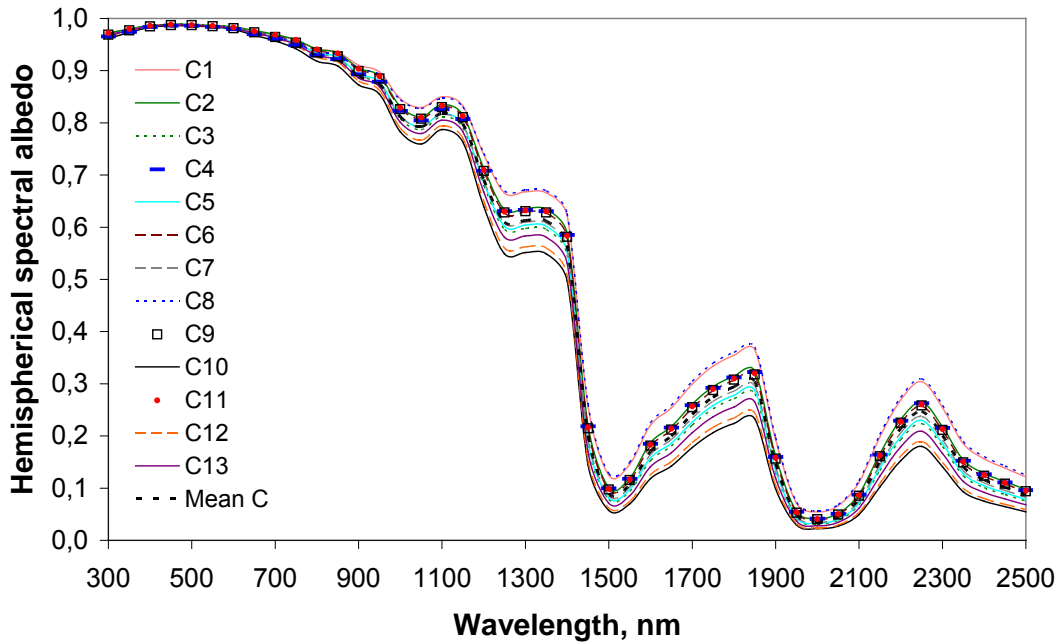


Figure 14: Directional hemispherical reflectance of the group C pits calculated with the DIR70diff source.

As expected (Warren, 1982), the albedo is high in the visible ( $>0.95$ ) and shows little variation between different pits. Significant variations are observed in the IR, where, at a given wavelength, albedo increases with SSA [Wiscombe and Warren, 1980].

The pits with the highest IR albedos are C1 and C8 because their surface layers have the highest SSA ( $> 50 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , blown snow for C1 and fresh snow for C8). In the IR, C8 has a higher albedo than C1 because its surface layer has a higher SSA. In the visible, the order is reversed because the high SSA surface layer is thicker (5 cm vs. 1 cm) in C1, and radiation penetrates deeper in the visible [Warren and Wiscombe, 1980; Brandt and Warren, 1993]. Likewise, the visible albedo of C2 is greater than that of C8 because C2 has a surface layer 9 cm thick with  $\text{SSA} = 42.2 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . Similar considerations explain why C10 has the lowest albedo: it has the lowest SSA values in the top 10 cm. The mean value of C pits was obtained by performing calculations for a snowpit having the average values of SSA and density at each depth. The spatial variability, expressed as the difference between the mean and the extremes, is  $\pm 1\%$  in the visible and reaches  $\pm 40\%$  in the IR. For clarity, we subsequently only discuss mean albedo values and Figure 15 shows the albedo of the mean DC snow for the 5 sources of Table 3, illustrating the effect of illumination conditions in the IR.

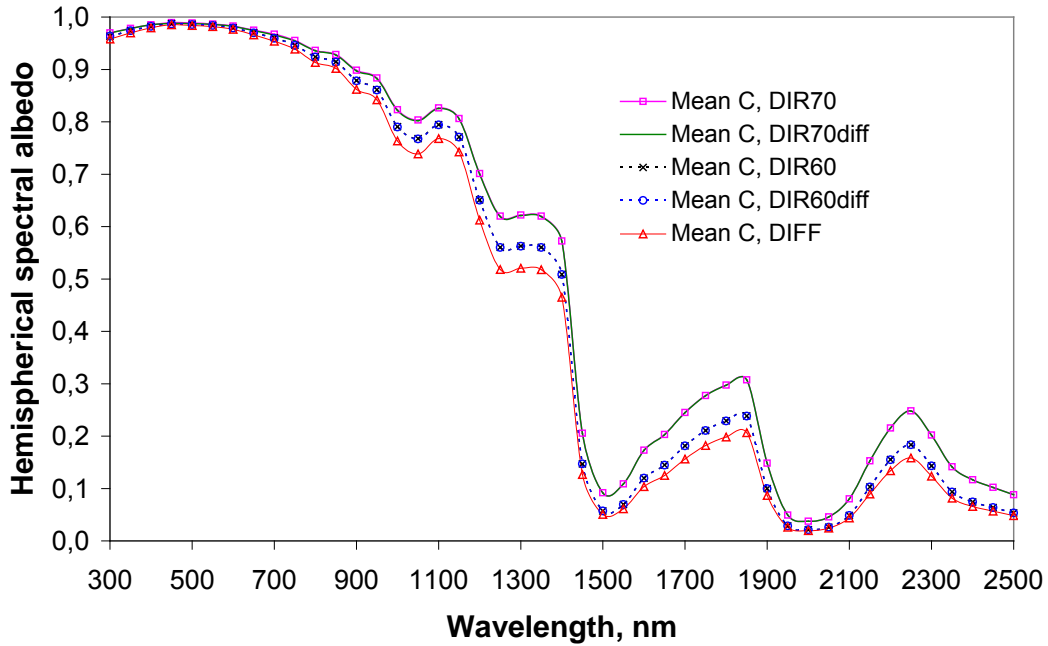


Figure 15: Directional hemispherical reflectance of the mean group C snow, calculated with all light sources of Table 3.

#### d) DISORT modeling along the logistical traverse

For T pits illuminated by the DIR70diff source, features similar to those of the C pits are observed (Figure 16). The highest albedos are those of the pits with the surface layer having the highest SSA. Mean values for the T1-T4 and T5-T8 pits are also shown.

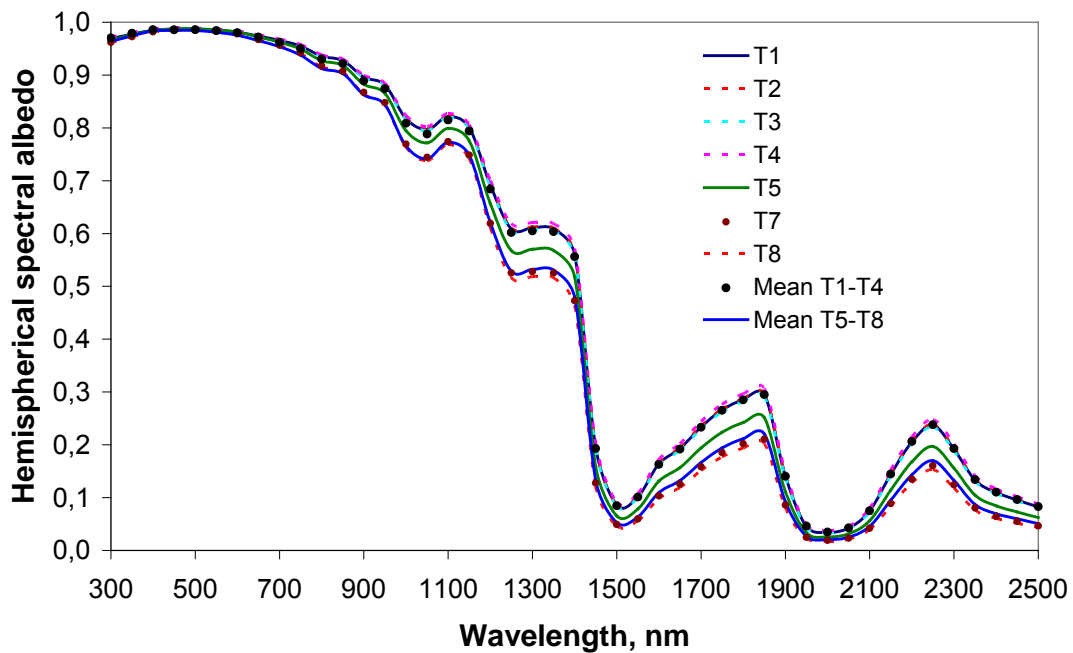


Figure 16: Directional hemispherical reflectance of the group T pits calculated with the DIR70diff source.

T1 to T4 pits have similar albedos because these 4 pits all have a surface layer with a SSA close to  $36 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . The other three pits (T5 à T8) have a lower SSA surface layer so that, beyond 600 km from Dome C, the albedo of the snow is lower, especially in the IR.

### **e) Representative spectral albedo on the Antarctic plateau**

The physical properties of the snow around Dome C show significant variations from pit to pit. However, we believe that the thirteen pits studied here within 25 km from the DC base capture the natural variability of the snow and that the spatially-averaged albedo of the snow is well represented by that of the mean C snow pit. Indeed, we were careful to study spots that featured the various snow types present near the surface: recent wind-deposited snow, windpack, surface hoar, sastrugi. For remote sensing purposes, the SSA and density values of the mean snow pit are probably relevant, given that the resolution of satellites such as MODIS and AATSR is in the range 500 m to 1 km.

For the first part of the traverse (pits T1-T4) we conclude that the mean albedo is similar to that of the C group. This is consistent with the small differences in meteorological conditions recorded between Dome C and the AWS at D85. From pit T5 and on, the role of wind and of the higher temperatures in determining snow physical properties is felt and the albedo is significantly different. It is clear that for the second part of the traverse, the number of pits performed is not sufficient to have a strong statistical value, and clearly more studies are needed. Ideally, a traverse including more pit studies with SSA measurements should be arranged. However, it seems very likely that the variations observed between the start and the end of the traverse cannot be explained by statistical variations, and that our observations represent a genuine change in snow physical properties. This first study, although limited, is therefore useful.

To facilitate the comparison between our data and satellite data, we report in Tables 5, 6 and 7 the calculated albedo data for the 5 light sources used, as a function of wavelength in the range  $0.3\text{-}2.5 \mu\text{m}$ , and for the C group, the T1-T4 group, and the T5-T8 group. Furthermore, we report in Table 8 the albedo for the relevant MODIS and AATSR spectral bands.

Chapitre III : Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique

CONCORDIA STATION, Group C

$\lambda$ , nm	DIR60	DIR70	DIFF	DIR60diff	DIR70diff	$\lambda$ , nm	DIR60	DIR70	DIFF	DIR60diff	DIR70diff
300	0,964	0,970	0,958	0,964	0,970	1450	0,147	0,206	0,127	0,147	0,205
350	0,974	0,978	0,970	0,974	0,978	1500	0,057	0,092	0,051	0,057	0,091
400	0,982	0,985	0,979	0,982	0,985	1550	0,070	0,109	0,061	0,069	0,109
450	0,987	0,989	0,985	0,987	0,988	1600	0,120	0,173	0,104	0,120	0,173
500	0,986	0,989	0,984	0,986	0,987	1650	0,145	0,203	0,125	0,145	0,203
550	0,984	0,987	0,982	0,984	0,986	1700	0,181	0,245	0,156	0,181	0,245
600	0,979	0,983	0,976	0,979	0,982	1750	0,211	0,278	0,182	0,211	0,277
650	0,970	0,975	0,966	0,970	0,974	1800	0,229	0,297	0,198	0,229	0,297
700	0,961	0,967	0,954	0,959	0,965	1850	0,238	0,307	0,207	0,238	0,307
750	0,946	0,955	0,939	0,946	0,954	1900	0,100	0,149	0,087	0,100	0,148
800	0,924	0,936	0,913	0,924	0,935	1950	0,028	0,049	0,026	0,028	0,049
850	0,914	0,928	0,902	0,914	0,927	2000	0,021	0,038	0,020	0,021	0,037
900	0,879	0,898	0,862	0,878	0,897	2050	0,026	0,046	0,024	0,026	0,046
950	0,861	0,884	0,842	0,861	0,882	2100	0,049	0,080	0,044	0,049	0,080
1000	0,791	0,823	0,763	0,790	0,822	2150	0,103	0,153	0,090	0,103	0,153
1050	0,768	0,804	0,739	0,767	0,802	2200	0,155	0,216	0,134	0,155	0,215
1100	0,795	0,827	0,768	0,794	0,826	2250	0,184	0,248	0,158	0,184	0,248
1150	0,771	0,806	0,742	0,771	0,805	2300	0,143	0,202	0,124	0,143	0,202
1200	0,651	0,701	0,612	0,650	0,700	2350	0,093	0,141	0,082	0,093	0,141
1250	0,560	0,620	0,518	0,560	0,619	2400	0,074	0,117	0,066	0,074	0,117
1300	0,563	0,622	0,520	0,562	0,621	2450	0,064	0,102	0,057	0,064	0,102
1350	0,560	0,620	0,518	0,560	0,619	2500	0,053	0,088	0,048	0,053	0,088
1400	0,509	0,573	0,465	0,508	0,572						

Table 5: Directional hemispherical reflectance for all sources type at DC, group C.

Chapitre III : Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique

LOGISTIC TRAVERSE, T1-T4

$\lambda$ , nm	DIR60	DIR70	DIFF	DIR60diff	DIR70diff	$\lambda$ , nm	DIR60	DIR70	DIFF	DIR60diff	DIR70diff
300	0,965	0,971	0,959	0,964	0,970	1450	0,140	0,198	0,121	0,140	0,197
350	0,975	0,979	0,971	0,975	0,979	1500	0,054	0,087	0,048	0,054	0,087
400	0,983	0,986	0,981	0,983	0,986	1550	0,066	0,104	0,058	0,065	0,103
450	0,988	0,990	0,985	0,986	0,988	1600	0,114	0,166	0,099	0,114	0,166
500	0,987	0,989	0,985	0,987	0,988	1650	0,138	0,195	0,119	0,138	0,195
550	0,984	0,987	0,983	0,985	0,987	1700	0,174	0,236	0,150	0,174	0,236
600	0,981	0,984	0,978	0,980	0,983	1750	0,203	0,269	0,175	0,202	0,268
650	0,972	0,977	0,968	0,972	0,976	1800	0,220	0,288	0,191	0,220	0,288
700	0,962	0,968	0,955	0,961	0,967	1850	0,230	0,298	0,199	0,230	0,298
750	0,948	0,956	0,941	0,948	0,956	1900	0,094	0,142	0,082	0,094	0,142
800	0,926	0,938	0,915	0,925	0,937	1950	0,027	0,046	0,025	0,027	0,046
850	0,916	0,930	0,904	0,915	0,928	2000	0,020	0,035	0,019	0,020	0,035
900	0,879	0,898	0,862	0,878	0,897	2050	0,025	0,043	0,023	0,025	0,043
950	0,861	0,883	0,842	0,860	0,882	2100	0,046	0,076	0,041	0,046	0,076
1000	0,787	0,820	0,760	0,786	0,819	2150	0,097	0,146	0,085	0,097	0,146
1050	0,763	0,800	0,734	0,763	0,798	2200	0,148	0,207	0,128	0,148	0,207
1100	0,791	0,824	0,764	0,791	0,823	2250	0,176	0,239	0,152	0,176	0,239
1150	0,767	0,803	0,738	0,766	0,802	2300	0,136	0,194	0,118	0,136	0,194
1200	0,643	0,694	0,605	0,643	0,693	2350	0,088	0,135	0,077	0,088	0,135
1250	0,552	0,612	0,509	0,551	0,611	2400	0,070	0,111	0,062	0,070	0,111
1300	0,554	0,614	0,511	0,554	0,613	2450	0,060	0,097	0,053	0,060	0,097
1350	0,552	0,612	0,509	0,551	0,611	2500	0,050	0,083	0,045	0,050	0,083
1400	0,499	0,564	0,456	0,499	0,563						

Table 6: Directional hemispherical reflectance for all sources type on logistic traverse, T1-T4.

Chapitre III : Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique

LOGISTIC TRAVERSE, T5-T8

$\lambda$ , nm	DIR60	DIR70	DIFF	DIR60diff	DIR70diff	$\lambda$ , nm	DIR60	DIR70	DIFF	DIR60diff	DIR70diff
300	0,956	0,964	0,949	0,956	0,963	1450	0,090	0,137	0,079	0,090	0,137
350	0,968	0,974	0,964	0,969	0,974	1500	0,031	0,054	0,028	0,031	0,053
400	0,980	0,983	0,977	0,980	0,983	1550	0,039	0,065	0,035	0,038	0,065
450	0,985	0,988	0,984	0,985	0,987	1600	0,071	0,111	0,063	0,071	0,111
500	0,984	0,987	0,983	0,985	0,987	1650	0,089	0,135	0,077	0,089	0,134
550	0,981	0,984	0,979	0,981	0,984	1700	0,116	0,169	0,100	0,116	0,169
600	0,976	0,980	0,972	0,976	0,979	1750	0,139	0,197	0,119	0,139	0,196
650	0,965	0,971	0,960	0,964	0,970	1800	0,153	0,214	0,132	0,153	0,214
700	0,952	0,960	0,945	0,952	0,959	1850	0,161	0,223	0,139	0,161	0,222
750	0,935	0,946	0,925	0,934	0,944	1900	0,057	0,093	0,051	0,057	0,093
800	0,907	0,922	0,893	0,906	0,920	1950	0,015	0,027	0,014	0,015	0,027
850	0,896	0,913	0,880	0,894	0,911	2000	0,012	0,021	0,011	0,012	0,021
900	0,850	0,874	0,829	0,849	0,872	2050	0,014	0,025	0,013	0,014	0,025
950	0,827	0,854	0,804	0,827	0,853	2100	0,026	0,046	0,024	0,026	0,046
1000	0,739	0,779	0,708	0,739	0,777	2150	0,059	0,096	0,053	0,059	0,096
1050	0,711	0,754	0,677	0,710	0,753	2200	0,095	0,144	0,083	0,095	0,144
1100	0,744	0,783	0,713	0,743	0,782	2250	0,117	0,171	0,101	0,117	0,171
1150	0,715	0,758	0,681	0,715	0,757	2300	0,087	0,133	0,076	0,087	0,133
1200	0,573	0,632	0,531	0,573	0,630	2350	0,053	0,087	0,047	0,053	0,087
1250	0,473	0,539	0,429	0,472	0,538	2400	0,041	0,070	0,037	0,041	0,070
1300	0,475	0,542	0,431	0,475	0,541	2450	0,034	0,060	0,032	0,034	0,060
1350	0,473	0,539	0,428	0,472	0,538	2500	0,028	0,051	0,026	0,028	0,051
1400	0,417	0,487	0,374	0,417	0,486						

Table 7: Directional hemispherical reflectance for all sources type on logistic traverse, T5-T8.

<b>Incident source</b>	<b>Group C</b>	<b>T1-T4</b>	<b>T5-T8</b>	<b><math>\lambda</math>, Satellite and bands</b>	<b>Incident source</b>	<b>Group C</b>	<b>T1-T4</b>	<b>T5-T8</b>
DIR60	0,987	0,988	0,986	<b>870 nm, AATSR and Modis band 2</b>	DIR60	0,900	0,901	0,876
DIR70	0,989	0,990	0,989		DIR70	0,916	0,917	0,896
DIFF	0,985	0,986	0,984		DIFF	0,886	0,887	0,859
DIR60diff	0,988	0,988	0,985		DIR60diff	0,900	0,900	0,876
DIR70diff	0,989	0,989	0,987		DIR70diff	0,915	0,916	0,895
DIR60	0,984	0,984	0,981	<b>1240 nm, Modis band 5</b>	DIR60	0,568	0,559	0,481
DIR70	0,987	0,987	0,984		DIR70	0,627	0,619	0,547
DIFF	0,982	0,983	0,979		DIFF	0,526	0,517	0,437
DIR60diff	0,984	0,985	0,981		DIR60diff	0,567	0,559	0,480
DIR70diff	0,986	0,987	0,984		DIR70diff	0,626	0,618	0,546
DIR60	0,970	0,973	0,966	<b>1600 nm, AATSR</b>	DIR60	0,120	0,114	0,071
DIR70	0,975	0,978	0,972		DIR70	0,173	0,166	0,111
DIFF	0,966	0,969	0,961		DIFF	0,104	0,099	0,063
DIR60diff	0,971	0,972	0,966		DIR60diff	0,120	0,114	0,071
DIR70diff	0,975	0,976	0,971		DIR70diff	0,173	0,166	0,111
DIR60	0,968	0,969	0,962	<b>1640 nm, Modis band 6</b>	DIR60	0,138	0,132	0,084
DIR70	0,974	0,975	0,968		DIR70	0,195	0,188	0,129
DIFF	0,963	0,965	0,956		DIFF	0,119	0,114	0,073
DIR60diff	0,967	0,969	0,962		DIR60diff	0,138	0,132	0,084
DIR70diff	0,972	0,973	0,968		DIR70diff	0,195	0,187	0,128

Table 8: Directional hemispherical reflectance of all pits on spectral bands of MODIS and AATSR satellites.



## 5) Discussion

The data presented here are the first direct SSA measurements of the surface snow on the Antarctic plateau. However, [Grenfell *et al.*, 1994] performed albedo measurements at Vostok and South Pole stations, from which they deduced grain sizes. They observed that their average Vostok data was not significantly different from their South Pole data, and concluded that their albedo measurement are probably representative of the whole East Antarctic plateau, which includes Dome C, so that according to these authors it is meaningful to compare our data to theirs. [Grenfell *et al.*, 1994] in fact worked under diffuse illumination and with nadir viewing (field of view  $15^\circ$ ), so that we refer to their conditions as hemispherical directional reflectance (HDR) to differentiate them from our earlier conditions, referred to as albedo. Figure 17 shows the average data of [Grenfell *et al.*, 1994]. For comparison, we also show the calculated albedo of our mean C pit under the same HDR illumination, as well as the HDRs of the C8 and C10 pits, which have the highest and lowest IR albedo of all the C pits. In the visible, the spectrum of [Grenfell *et al.*, 1994] and that of our mean C pit are similar, but in the IR, the spectrum of [Grenfell *et al.*, 1994] is significantly higher than ours for all our pits, especially in the 1500-2000 nm band. We explore whether these differences could be explained by different snow stratigraphies, or by other reasons.

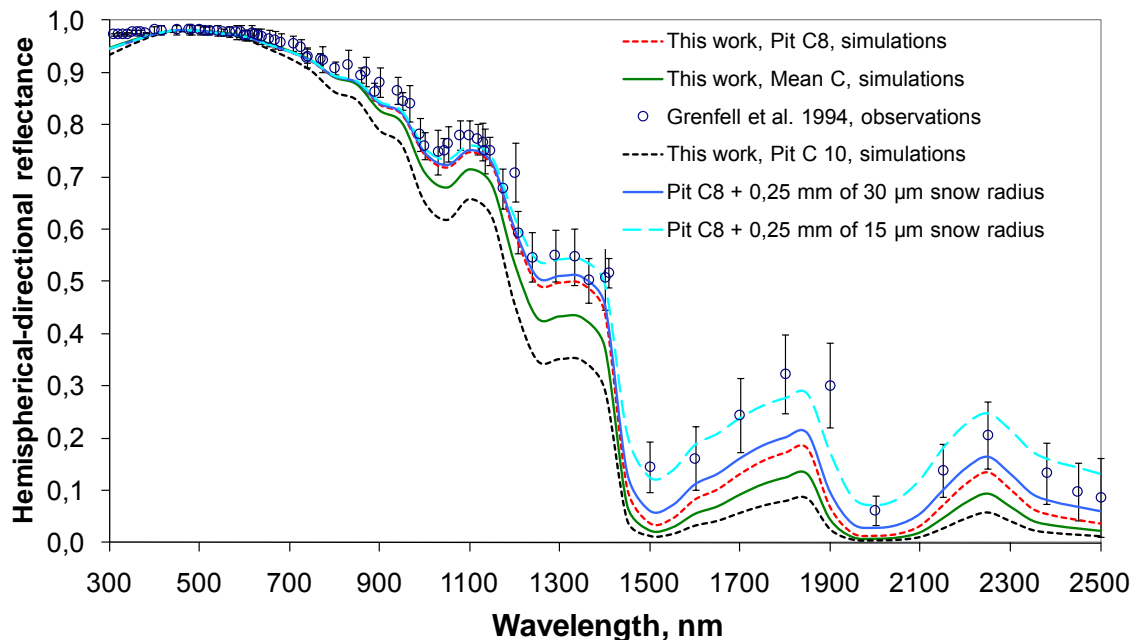


Figure 17: Comparison between the hemispherical directional reflectance (HDR) of Grenfell et al (1994) and that calculated from these snow data. HDR were calculated with DISORT, using a viewing angle of  $15^\circ$  and cloudy conditions, as in Grenfell et al (1994).

[Grenfell *et al.*, 1994] could not model their spectral HDRs with a single snow layer of given grain size. They had to add a 0.25 mm-thick surface layer of grains 15 to 30  $\mu\text{m}$  in radius, which corresponds to SSAs of 218 to 109  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ , much higher than any value we obtained. As stressed by [Grenfell *et al.*, 1994], there is an infinite number of snow stratigraphies that produce similar HDRs, so the suggestion of [Grenfell *et al.*, 1994] is clearly not the only possibility, but they do mention that it is the suggestion that appears the most reasonable to them. Our SSA measurement technique (and our sampling method) does not at present allow the detection of such a thin layer. Since the light penetration depth at 1310 nm for the snows studied is of the order of several mm [Brandt and Warren, 1993], such a thin layer would be averaged with the underlying layer and would go undetected. However, in principle, our sampling method should show the effect of this thin high-SSA layer at 1310 nm, but our HDR calculations at 1310 nm are lower than those of [Grenfell *et al.*, 1994] at 1310 nm. This suggests that this thin layer was not observable at Dome C.

Only a direct search for such a thin, high SSA layer can actually test its existence. However, we wish to argue here that the mechanism proposed for its formation by [Grenfell *et al.*, 1994] may not be adequate, and that conditions at Vostok and South Pole in 1985-1991 (when [Grenfell *et al.*, 1994] made their measurements) and at Dome C in 2008-2009 may have been different.

[Grenfell *et al.*, 1994] postulate that at the end of a snow-drift episode, small grains would settle last and form the required layer of small grains near the surface. However, [Domine *et al.*, 2009] observed that snow SSA increased a few cm below the surface during a wind event. They suggested that small grains, entrained by wind-pumping, penetrated a few cm deep within the snow, while large grains stayed near the surface. Their explanation of the effect of wind on the vertical distribution of grain size is then opposite to the interpretation of [Grenfell *et al.*, 1994]. Furthermore, snow with  $\text{SSA} > 100 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  is very unstable [Flanner and Zender, 2006; Taillandier *et al.*, 2007] and its prolonged observation on the surface appears unlikely. The equations of [Taillandier *et al.*, 2007] indicate that at a typical daytime summer temperature of  $-25^\circ\text{C}$  on the Antarctic plateau, the SSA of snow initially of  $200 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  would decrease to  $118 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  in one day and to  $89 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  in three days. The precipitation of high-SSA diamond dust (i.e. clear sky precipitation of tiny ice crystals, [Walden *et al.*, 2003]) appears to us as a more likely source of a thin-high SSA snow layer, but such precipitation is infrequent in summer [Walden *et al.*, 2003; Aristidi *et al.*, 2005] and it is not certain that it would have a marked effect on the average of a large number of measurements. Lastly, even if tiny crystals precipitate, the very formation of a distinct layer of very small crystals at the very snow surface seems unlikely to us. Intuitively, we would think that the crystals would easily fall between the grains of the underlying layer, and that this process would be facilitated by low wind speeds. The observable result would then be a

slight increase in SSA of the surface layer, perhaps over a depth of a few mm, which would make it easily detectable by our measurements. In any case, further careful observations of snow grains with high vertical resolution SSA measurements are required to settle this issue. Wind speed data at South Pole and Dome C have been compiled by [Aristidi *et al.*, 2005], showing that both the mean and maximum wind speed are significantly lower at Dome C. Less complete data from Vostok ([http://south.aari.nw.ru/stations/vostok/vostok\\_en.html](http://south.aari.nw.ru/stations/vostok/vostok_en.html)) also suggest that Dome C has less wind than Vostok. It is then possible that if this wind-generated thin surface layer was indeed present, it was less frequent at Dome C, explaining the lower albedo. It would not be surprising that surface snow properties in a given year at Dome C would be different from those 20 years ago at other stations.

As a last point to this discussion, we performed HDR calculations by adding a 0.25 mm-thick layer of  $SSA=109 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and  $\text{density}=150 \text{ kg m}^{-3}$  to our C8 pit. Figure 17 shows that the calculated HDR is still lower than that of [Grenfell *et al.*, 1994] in the IR. To obtain a reasonable agreement with [Grenfell *et al.*, 1994], we need to add a 0.25 mm-thick layer of  $SSA=218 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  and  $\text{density}=150 \text{ kg m}^{-3}$  to our C8 pit.

We conclude that to obtain an agreement between our data and those of [Grenfell *et al.*, 1994], we must use the snow properties of our snow pit having the highest surface SSA and add to this pit a snow layer with the highest SSA envisaged by [Grenfell *et al.*, 1994], whose value is higher than the highest value ever measured. Although such high values are not impossible [Walden *et al.*, 2003], the occurrence of such a scenario in summer at Dome C appears unlikely. We suggest that given the different meteorological conditions between the sites of [Grenfell *et al.*, 1994] and ours, there is no compelling reason to expect similar surface snow properties and hence albedos.

[Hudson *et al.*, 2006] measured the bidirectional reflectance of the snow at Dome C. They show one spectral bihemispherical albedo (overcast sky) recorded on 30 December 2004. They observed snow grains and mention that their visual size stayed in the range  $r=50$  to  $100 \mu\text{m}$  ( $SSA=33$  to  $65 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , if the grains are assumed to be spherical). Figure 18 compares their spectral albedo to calculated albedos under similar lighting and viewing conditions, for the mean C snow and for pits C8 and C10. Our albedo for pit C8 is very similar to that of [Hudson *et al.*, 2006]. Calculations using the mean C snow to which a 0.25 mm-thick layer of  $SSA=109 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  ( $r=30 \mu\text{m}$ ) and  $\text{density}=150 \text{ kg m}^{-3}$  has been added also agree fairly well with the data of [Hudson *et al.*, 2006]. However, adding a layer with  $SSA=218 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  ( $r=15 \mu\text{m}$ ) yields much too high an albedo throughout the IR.

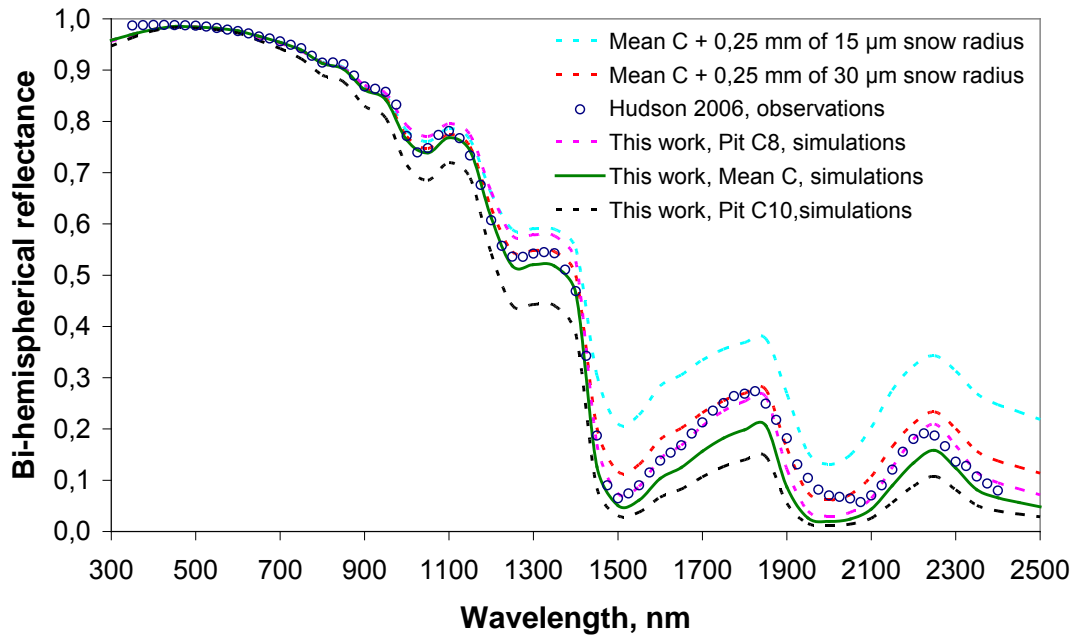


Figure 18: Calculated bi-hemispherical reflectance (i.e. albedo) of snow near Dome C, and comparison with the measurements of Hudson et al (2006), performed under overcast conditions.

Given that [Hudson *et al.*, 2006] only show one spectrum, a definite conclusion cannot be reached. The agreement with our C8 albedo suggests that a thin high SSA layer may not be required to explain the optical properties of Dome C snow. Our calculation with a thin layer of  $SSA=109 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  may argue otherwise. Our data and those of [Hudson *et al.*, 2006] were obtained 4 years apart, so that small changes in snow properties could have occurred, that would explain the differences without invoking a thin high SSA layer. We strongly encourage further tests of the existence of a thin high-SSA layer at the very surface.

[Gay *et al.*, 2002] measured grain size during several traverses, including one between DC and DDU. These authors were aware of the ambiguous notion of grain size and developed a method to determine the “mean convex radius” of grains, a non-ambiguous variable. Around DC, most of their mean convex radii were around  $100 \mu\text{m}$ . If this is equivalent to spheres of mean radius  $100 \mu\text{m}$ , then the corresponding SSA is  $32.7 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , in reasonable agreement with our Figure 4. However, [Gay *et al.*, 2002] did not observe the decrease of mean convex radius with depth that is expected from the SSA decrease in our Figures 4 and 8, nor the significant difference between sites close to Dome C and sites close to DDU. A rigorous comparison between SSA and “mean convex radius” is required before a more detailed comparison with their data can be performed. However, grain size and mean convex radius were in fact used as substitutes for SSA before this variable could easily be measured. Now

that SSA can be measured on site in a few minutes, it is not certain that further use of these variables has much interest.

## **6) Conclusion**

The data presented here are the first extensive measurements of SSA vertical profiles on the East Antarctic plateau. The concentration of impurities in the snow is sufficiently low not to affect albedo [Grenfell *et al.*, 1994; Warren *et al.*, 2006], and the SSA and density profiles that we obtained can therefore be used to calculate the hemispherical spectral albedo of the snow, if the effect of surface roughness can be neglected. The albedos thus obtained are, in the IR, lower than those of [Grenfell *et al.*, 1994] obtained in 1986. The reason for this difference is not clear. It could be because we did not detect the submillimetric, high-SSA layer postulated by [Grenfell *et al.*, 1994], it could be due to experimental error, insufficient data, spatial and temporal variations in snow properties, or also inaccuracies in the DISORT model. We suggest that the mechanism suggested by [Grenfell *et al.*, 1994] to form the thin high-SSA layer may not be correct, and we note that this layer has never been actually observed.

The calculated albedo of our mean Dome C snow pit is lower than the one spectral albedo of [Hudson *et al.*, 2006], but our pit with the highest calculated albedo agrees well with their data. Given the small number of data from [Hudson *et al.*, 2006] that can be compared to ours, insufficient representativity or variations in snow properties between 2004 and 2008-2009 may explain the difference. Adding a thin layer of  $SSA=109 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  to our mean Dome C snow also improves the agreement with [Hudson *et al.*, 2006], so that the existence of this layer cannot be ruled out.

To resolve this issue, a method must be found to obtain very high resolution SSA and density profiles of the near-surface snow. Delicate sampling methods that do not perturb the snow would be desirable, but measuring the SSA of snow at several wavelengths having different penetration depths would also be useful. DUFISSS can in principle operate at both 1310 and 1550 nm, but at present the shorter wavelength has been calibrated for  $SSA < 66 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , while the longer wavelength is calibrated for  $SSA > 50 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . Further work to allow a greater overlap would be useful to this purpose.

Lastly, our snow data allow the calculation of albedo that can be used to analyze remote sensing data and test inversion algorithms. Such tests may also contribute to the discussion regarding the existence of a high SSA layer at the surface.

Chapitre III : Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique

	C1			C2			C3 (sastrugi on top 25 cm)			C4			C5		
Depth from top in cm	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains
1	52,9	305	RG	42,2	291	RG	32,7	227	RG+SH	41,6	158	SH	34,0	221	RG
2	52,9	305	RG	42,2	291	RG	24,8	216	RG+SH	27,9	314	WC	33,6	292	RG
5	52,9	305	RG	42,2	291	RG	36,8	363	WC	18,3	355	MF	33,6	292	RG
10	29,3	444	WC	25,5	368	WC	36,8	363	WC	18,3	355	MF	18,0	290	DH
15	15,1	353	MF	22,9	352	FC	27,6	368	WC	18,3	355	MF	17,4	290	DH
20	15,1	353	MF	20,8	336	FC	27,6	368	WC	19,2	355	MF	12,8	290	FC
30	16,6	341	MF	18,5	296	DH	25,1	328	MF	19,2	355	MF	14,4	318	FC
40	13,3	388	DH	11,9	317	DH	24,4	336	MF	16,2	316	FC	15,3	329	MF
50	11,8	328	DH	12,8	341	DH	24,6	339	MF	14,4	334	MF	11,0	352	DH
60	10,4	404	DH	12,8	371	DH	24,6	318	MF	15,9	334	MF	11,0	313	DH
70	10,4	404	DH	12,7	418	DH	28,1	353	WC	15,6	399	WC	11,8	315	DH

	C6			C7 (5 Km from base)			C8 (5 Km from base)			C9 (5 Km from base)			C10		
Depth from top in cm	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains
1	40,3	298	WC	35,7	146	SH+RG	54,5	229	BR+Col+RG	40,6	293	RG	24,3	316	SH+FC
2	40,3	298	WC	27,7	222	RG+MF	16,6	229	FC+RG	30,3	293	RG+FC	24,3	316	SH+FC
5	29,6	298	MF	30,2	294	RG+MF	22,2	229	FC+RG	24,8	315	RG+FC	13,0	466	MF
10	22,2	356	RG+MF	29,5	297	RG+MF	24,1	306	WC	26,0	315	RG+FC	27,7	454	WC
15	21,6	356	RG+MF	33,1	297	RG+MF	22,3	466	WC	19,7	460	WC	18,3	466	WC
20	19,1	356	RG+MF	38,8	306	RG+MF	19,2	466	WC	15,4	307	MF+DH	19,7	466	WC
30	16,8	326	MF	39,3	384	RG+MF	14,5	322	DH	14,3	307	MF+DH	17,9	508	WC
40	16,1	326	MF	26,8	446	WC	14,8	310	DH	14,3	349	MF+DH	15,9	521	FC
50	16,0	363	MF	18,2	380	MF	14,7	347	MF	10,7	343	DH	12,4	343	FC
60	14,0	347	MF	18,2	340	MF	15,6	347	MF	10,7	333	DH	10,2	312	DH
70	11,7	343	MF	13,4	310	MF	12,9	325	MF	10,1	313	DH	12,0	274	DH

	C11			C12 (25 Km South from base)			C13 (25 Km north from base)			Mean all pits C		Snow grains meaning	
Depth from top in cm	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Notation	Snow Grains
1	41,1	260	SH	26,0	334	RG	29,7	317	WC	38,1	261	BR	Bullet Roset
2	40,5	291	RG	26,0	334	RG	26,0	317	WC	31,8	286	Col	Column
5	46,1	260	RG	26,0	334	RG	26,0	317	WC	30,9	317	DH	Depth Hoar
10	19,8	321	MF	25,5	334	RG	29,4	317	RG+SH	25,5	355	FC	Faceted Crystal
15	19,8	352	MF	25,5	334	MF	29,4	317	RG+SH	22,4	374	MF	Mixed Form
20	15,8	333	MF	26,7	330	MF	24,8	356	RG+SH	21,2	363	RG	Rounded Grains
30	12,9	359	MF	24,0	330	FC	21,1	356	MF	19,6	348	SH	Surface Hoar
40	11,3	348	MF+DH	17,3	330	DH	21,1	356	MF	16,8	359	WC	Wind Crust
50	11,1	363	MF+DH	13,7	348	DH	12,7	332	DH	14,2	347		
60	10,0	317	MF+DH	13,7	348	DH	12,7	332	DH	13,8	340		
70	11,9	310	MF+DH	13,7	348	DH	12,7	332	DH	13,6	342		

Appendix A: SSA and density values used in DISORT, group C.

### Chapitre III : Profils de la surface spécifique du manteau neigeux Antarctique

	T1			T2			T3			T4			Mean T1-T4	
Depth from top in cm	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>
1	35,6	162	RG	36,0	351	WC	34,8	285	SH+RG	38,0	407	WC	36,1	301
2	35,6	162	RG	36,0	351	WC	34,8	285	RG	38,0	407	WC	36,1	301
5	35,6	162	RG	36,0	351	WC	34,8	285	RG	38,0	407	WC	36,1	301
10	31,6	150	WC	20,1	302	MF	27,9	400	WC	38,0	407	WC	29,4	315
15	20,7	208	FC	23,4	353	WC	30,0	403	WC	22,8	341	FC	24,2	326
20	20,7	208	FC	18,6	353	FC	18,5	355	MF	22,8	341	FC	20,2	314
30	14,4	251	FC	20,3	353	FC	16,0	341	FC	23,4	380	WC	18,5	331
40	17,0	277	FC	24,0	325	FC	12,0	330	FC+DH	23,3	380	MF	19,1	328
50	14,2	272	FC+DH	15,0	325	FC	14,4	382	FC+DH	23,2	381	MF	16,7	340
60	13,0	278	FC+DH	15,0	325	FC	X	X	X	X	X	X	14,0	302
70	13,1	287	FC+DH	14,3	335	FC	X	X	X	X	X	X	13,7	311

	T5			T7			T8			Mean T5-T8		Snow grains meaning	
Depth from top in cm	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Snow Grains	SSA, m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	Density, Kg m <sup>-3</sup>	Notation	Snow Grains
1	27,3	415	WC	21,0	374	WC	19,8	446	WC	22,7	412	DH	Depth Hoar
2	27,3	415	WC	21,0	374	WC	19,8	446	WC	22,7	412	FC	Faceted Crystal
5	27,3	415	WC	21,0	374	WC	19,8	446	WC	22,7	412	MF	Mixed Form
10	22,5	399	RG	16,0	515	WC	16,7	463	FC	18,4	459	RG	Rounded Grains
15	22,5	399	RG	16,0	515	WC	18,9	464	WC	19,1	459	SH	Surface Hoar
20	22,7	337	RG	16,0	486	WC	18,4	497	FC	19,0	440	WC	Wind Crust
30	23,2	370	MF	16,0	506	WC	17,6	477	FC	18,9	451		
40	23,7	403	MF	16,4	509	WC	X	X	X	20,1	456		
50	23,7	403	MF	16,6	478	WC	X	X	X	20,2	441		
60	X	X	X	17,7	459	FC	X	X	X	17,7	459		
70	X	X	X	16,5	473	WC	X	X	X	16,5	473		

Appendix B: SSA and density values used in DISORT, group T.

## **Acknowledgements**

This work was supported by the French Polar Institute (IPEV) under grant n°1011, program Nite DC to Joël Savarino. We also thank all the technical staff of Concordia station and P. Godon who allowed us to participate in the traverse where science is not an essential activity. B. de Fleurian kindly provided us the Antarctica map of figure 6.

## **References**

- Alley, R. B. (1987), Firn densification by grain-boundary sliding - a 1st model, *Journal De Physique*, 48(C-1), 249-256.
- Aristidi, E., et al. (2005), An analysis of temperatures and wind speeds above Dome C, Antarctica, *Astronomy & Astrophysics*, 430(2), 739-746.
- Brandt, R. E., and S. G. Warren (1993), Solar-heating rates and temperature profiles in Antarctic snow and ice, *Journal of Glaciology*, 39(131), 99-110.
- Burniston, D. A., W. J. M. Strachan, J. T. Hoff, and F. Wania (2007), Changes in surface area and concentrations of semivolatile organic contaminants in aging snow, *Environmental Science & Technology*, 41(14), 4932-4937.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2002), Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2767-2777.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2003), Rate of evolution of the specific surface area of surface snow layers, *Environmental Science & Technology*, 37(4), 661-666.
- Colbeck, S. C. (1982), An overview of seasonal snow metamorphism, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 45-61.
- Conger, S. M., and D. M. McClung (2009), Comparison of density cutters for snow profile observations, *Journal of Glaciology*, 55(189), 163-169.
- Cox, R. A., M. A. Fernandez, A. Symington, M. Ullerstam, and J. P. D. Abbatt (2005), A kinetic model for uptake of HNO<sub>3</sub> and HCl on ice in a coated wall flow system, *Physical Chemistry Chemical Physics*, 7(19), 3434-3442.
- Domine, F., and E. Thibert (1996), Mechanism of incorporation of trace gases in ice grown from the gas phase, *Geophysical Research Letters*, 23(24), 3627-3630.
- Domine, F., and P. B. Shepson (2002), Air-snow interactions and atmospheric chemistry, *Science*, 297(5586), 1506-1510.
- Domine, F., A. Cabanes, and L. Legagneux (2002), Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2753-2765.
- Domine, F., A. S. Taillandier, and W. R. Simpson (2007a), A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F2), F02031.
- Domine, F., A. Cincinelli, E. Bonnaud, T. Martellini, and S. Picaud (2007b), Adsorption of phenanthrene on natural snow, *Environmental Science & Technology*, 41, 6033-6038.
- Domine, F., A.-S. Taillandier, A. Cabanes, T. A. Douglas, and M. Sturm (2009), Three examples where the specific surface area of snow increased over time, *The Cryosphere*, 3(1), 31-39.



- Domine, F., R. Salvatori, L. Legagneux, R. Salzano, M. Fily, and R. Casacchia (2006), Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 46(1), 60-68.
- Domine, F., M. Albert, T. Huthwelker, H. W. Jacobi, A. A. Kokhanovsky, M. Lehning, G. Picard, and W. R. Simpson (2008), Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2), 171-208.
- Flanner, M. G., and C. S. Zender (2006), Linking snowpack microphysics and albedo evolution, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D12).
- Frezzotti, M., et al. (2005), Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data, *Journal of Glaciology*, 51(172), 113-124.
- Gallet, J. C., F. Domine, C. S. Zender, and G. Picard (2009), Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm, *The Cryosphere*, 3(2), 167-182.
- Gay, M., M. Fily, C. Genthon, M. Frezzotti, H. Oerter, and J. G. Winther (2002), Snow grain-size measurements in Antarctica, *Journal of Glaciology*, 48(163), 527-535.
- Goody, R. (1980), Polar process and world climate (a brief overview), *Monthly Weather Review*, 108(12), 1935-1942.
- Gow, A. J. (1969), On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn, *Journal of Glaciology*, 8, 241-252.
- Grannas, A. M., et al. (2007), An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 4329-4373.
- Grenfell, T. C., and S. G. Warren (1999), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104(D24), 31697-31709.
- Grenfell, T. C., S. G. Warren, and P. C. Mullen (1994), Reflection of solar-radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D9), 18669-18684.
- Grenfell, T. C., S. P. Neshyba, and S. G. Warren (2005), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 3. Hollow columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(D17).
- Hall, A. (2004), The role of surface albedo feedback in climate, *Journal of Climate*, 17(7), 1550-1568.
- Herbert, B. M. J., S. Villa, and C. Halsall (2006), Chemical interactions with snow: Understanding the behavior and fate of semi-volatile organic compounds in snow, *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 63(1), 3-16.
- Houdier, S., S. Perrier, F. Domine, A. Cabanes, L. Legagneux, A. M. Grannas, C. Guimbaud, P. B. Shepson, H. Boudries, and J. W. Bottenheim (2002), Acetaldehyde and acetone in the Arctic snowpack during the ALERT2000 campaign. Snowpack composition, incorporation processes and atmospheric impact, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2609-2618.
- Hudson, S. R., S. G. Warren, R. E. Brandt, T. C. Grenfell, and D. Six (2006), Spectral bidirectional reflectance of Antarctic snow: Measurements and parameterization, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D18).
- Jin, Z. H., T. P. Charlock, P. Yang, Y. Xie, and W. Miller (2008), Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica, *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3563-3581.

- Kokhanovsky, A., and M. Schreier (2009), The determination of snow specific surface area, albedo and effective grain size using AATSR space-borne measurements, *International Journal of Remote Sensing*, 30(4), 919-933.
- Kokhanovsky, A. A., and E. P. Zege (2004), Scattering optics of snow, *Applied Optics*, 43(7), 1589-1602.
- Legagneux, L., and F. Domine (2005), A mean field model of the decrease of the specific surface area of dry snow during isothermal metamorphism, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 110(F4).
- Legagneux, L., A. Cabanes, and F. Domine (2002), Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D17), 4335.
- Legagneux, L., A. S. Taillandier, and F. Domine (2004), Grain growth theories and the isothermal evolution of the specific surface area of snow, *Journal of Applied Physics*, 95(11), 6175-6184.
- Lemke, P., et al. (2007), Observations Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in *Climate Change 2007: The physical Sciences Basis*, edited by P. R.K. and R. A., IPCC, Geneva, Switzerland.
- Leroux, C., and M. Fily (1998), Modeling the effect of sastrugi on snow reflectance, *J. Geophys. Res.-Planets*, 103(E11), 25779-25788.
- Lyapustin, A., M. Tedesco, Y. J. Wang, T. Aoki, M. Hori, and A. Kokhanovsky (2009), Retrieval of snow grain size over Greenland from MODIS, *Remote Sensing of Environment*, 113(9), 1976-1987.
- Neshyba, S. P., T. C. Grenfell, and S. G. Warren (2003), Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 2. Hexagonal columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D15).
- Scambos, T. A., T. M. Haran, M. A. Fahnestock, T. H. Painter, and J. Bohlander (2007), MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size, *Remote Sensing of Environment*, 111, 242-257.
- Schaepman-Strub, G., M. E. Schaepman, T. H. Painter, S. Dangel, and J. V. Martonchik (2006), Reflectance quantities in optical remote sensing-definitions and case studies, *Remote Sensing of Environment*, 103(1), 27-42.
- Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera (1988), Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative-transfer in multiple-scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27(12), 2502-2509.
- Stroeve, J. C., and A. W. Nolin (2002), New methods to infer snow albedo from the MISR instrument with applications to the Greenland ice sheet, *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(7), 1616-1625.
- Sturm, M., and C. S. Benson (1997), Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow, *Journal of Glaciology*, 43(143), 42-59.
- Taillandier, A. S., F. Domine, W. R. Simpson, M. Sturm, and T. A. Douglas (2007), Rate of decrease of the specific surface area of dry snow: Isothermal and temperature gradient conditions, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F3), F03003.
- Taillandier, A. S., F. Domine, W. R. Simpson, M. Sturm, T. A. Douglas, and K. Severin (2006), Evolution of the snow area index of the subarctic snowpack in central Alaska over a whole season. Consequences for the air to snow transfer of pollutants, *Environmental Science & Technology*, 40(24), 7521-7527.

- Walden, V. P., S. G. Warren, and E. Tuttle (2003), Atmospheric ice crystals over the Antarctic Plateau in winter, *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), 1391-1405.
- Warren, S. G. (1982), Optical-properties of snow, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67-89.
- Warren, S. G., and W. J. Wiscombe (1980), A model for the spectral albedo of snow .2. Snow containing atmospheric aerosols, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2734-2745.
- Warren, S. G., and A. D. Clarke (1990), Soot in the atmosphere and snow surface of Antarctica, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 95(D2), 1811-1816.
- Warren, S. G., R. E. Brandt, and P. O. Hinton (1998), Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow, *Journal of Geophysical Research-Planets*, 103(E11), 25789-25807.
- Warren, S. G., R. E. Brandt, and T. C. Grenfell (2006), Visible and near-ultraviolet absorption spectrum of ice from transmission of solar radiation into snow, *Applied Optics*, 45(21), 5320-5334.
- Wiscombe, W. J. (1980), Improved Mie scattering algorithms, *Applied Optics*, 19(9), 1505-1509.
- Wiscombe, W. J., and S. G. Warren (1980), A model for the spectral albedo of snow .1. Pure snow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2712-2733.
- Zhou, X. B., S. S. Li, and K. Stamnes (2003), Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D23).

### III.D. Compléments et Conclusions

Ces mesures constituent la première base de données sur la SS de la neige en Antarctique. Les profils moyens de SS ont été mesurés et l'albédo spectral du manteau neigeux sur le plateau Antarctique a été calculé. Les résultats montrent que cet albédo spectral varie spatialement de façon significative dans la partie infra rouge du spectre car les couches de surface (15 premiers centimètres) sont inhomogènes en SS et en densité. Une des raisons de ces variations est que les couches de surface sont fréquemment remobilisées par le vent. Ce processus donne des structures notoirement hétérogènes, caractère accentué par le fait que les précipitations sont faibles et rares [Frezzotti et al., 2005], et qu'il est donc exceptionnel qu'une couche récente et uniforme vienne homogénéiser la surface. Quand ils se produisent, les épisodes de neige fraîche vont considérablement affecter l'albédo spectral de la surface car cette neige possède une SS de l'ordre de 70 à 80 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>, contre 38 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> en moyenne. Cette neige fraîche est typique des régions polaires, c'est-à-dire constituée de balles de fusil, de colonnes et de plaquettes.

Il a été démontré dans ce travail qu'il existe une différence nette entre les propriétés physiques du haut plateau Antarctique et celles de la zone plus proche de la côte. Notre limite a été fixée entre les puits T4 et T5 (à mi-trajet entre DC et DDU), là où la pente commence à augmenter. Nous invoquons l'impact du vent et notamment des vents catabatiques pour expliquer nos observations. Ces vents sont caractéristiques de l'Antarctique et ils se forment par écoulement gravitaire des masses d'air au contact de la calotte polaire car elles sont plus froides. Ces vents, parfois supérieurs à 200 km h<sup>-1</sup> à DDU, sont donc probablement à l'origine des très nombreuses croûtes de vent particulièrement dures observées le long de la Traverse, et dont les densités sont supérieures à 400 kg m<sup>-3</sup>.

[Grenfell et al., 1994] suggèrent l'existence d'une fine couche à forte SS à la surface du manteau neigeux à Vostok et à Pôle Sud afin de faire concorder leurs mesures aux calculs d'albédos spectraux. Nous avons longuement discuté dans l'article de notre réticence à valider cette hypothèse. Quoiqu'il en soit, nous ne pouvons pas définitivement conclure que cette couche n'existe pas. Il serait donc essentiel d'effectuer de nouvelles mesures de SS de neige avec une meilleure résolution verticale, et si possible avec des observations fines des grains (photographies à l'appui). Ceci devrait être effectué à DC dans une prochaine campagne, mais également si possible à Pôle Sud et à Vostok dans le but de comparer les résultats et déterminer s'il est possible de proposer une valeur représentative de l'albédo spectral sur tout le plateau Antarctique, toujours dans une perspective future de comparaison avec des observations satellitales.

A ce sujet, nous proposons une comparaison des observations MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) avec les albédos spectraux calculés par DISORT avec nos mesures de terrain. Ce satellite possède 7 bandes spectrales dans la gamme qui nous intéresse (0,3-2,5  $\mu\text{m}$ ). Les résultats sont illustrés sur les figures III.2 et III.3.

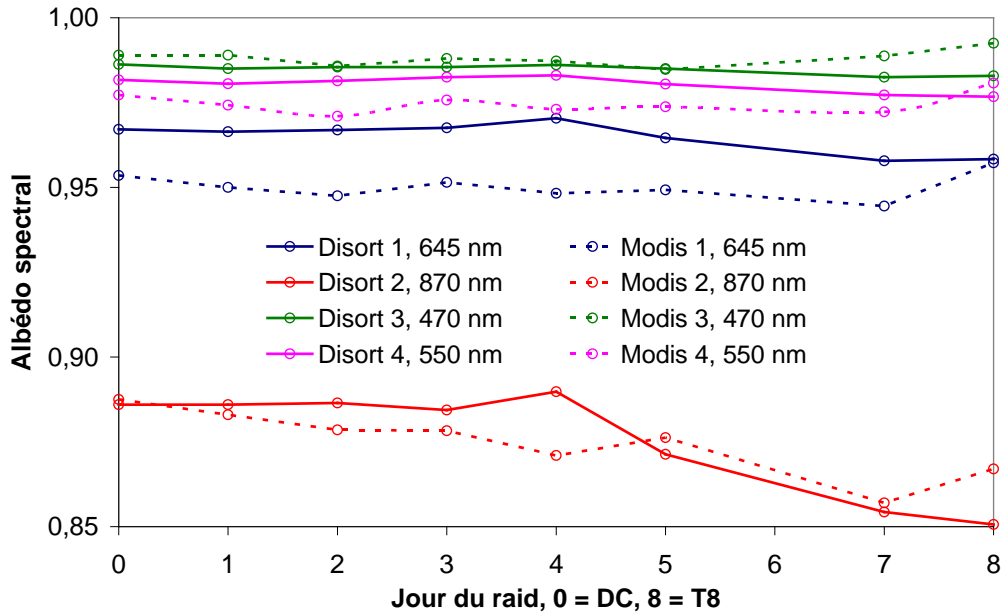


Figure III.2 : Albédos spectraux pour les bandes 1 à 4 : observations MODIS et calculs DISORT à partir des mesures de SS. Comparaison pour les sites étudiés entre Dôme C et DDU.

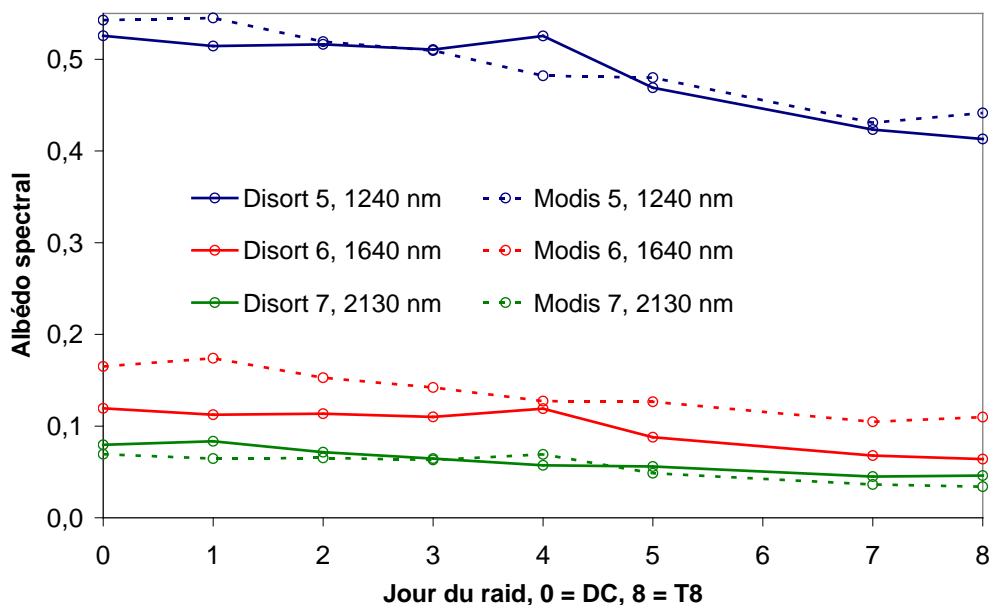


Figure III.3 : Albédos spectraux pour les bandes 5 à 7 : observations MODIS et calculs DISORT à partir des mesures de SS. Comparaison pour les sites étudiés entre Dôme C et DDU.

Les différences absolues entre les observations et nos mesures sont modérées et surtout la tendance est similaire, à savoir une diminution de l'albédo spectral, et donc de la SS de la neige, lorsque l'on se rapproche de la côte. Cette diminution est particulièrement observée pour les 4 bandes infra-rouges (2, 5, 6 et 7), là où l'albédo est plus sensible à la SS de la neige. Nous ne discuterons pas des nombreux facteurs que nous pourrions invoquer pour expliquer ces différences. De plus, nous avons constamment insisté sur le fait que la neige de surface est facilement remobilisée par le vent, c'est-à-dire que les propriétés physiques de la neige sont spatialement hétérogènes, et la route du raid est soumise à de forts vents (formation de neige soufflée et de sastrugi). Il faut également prendre en compte le fait que les observations MODIS sont moyennées sur 16 jours et les valeurs illustrées sur les figures III.2 et III.3 représentent une zone de 25 km de côté. Nos calculs ne sont par contre constitués que d'une seule mesure temporelle et spatiale, excepté à DC.

MODIS propose également un broadband albedo et il existe des paramétrisations pour recalculer cet albedo à partir des valeurs spectrales. Celle de *Greuell et Oerlemans*, [2004] est exclusivement dédiée à la glace et à la neige et elle prend en compte les bandes 1, 2 et 4. La comparaison est illustrée sur la figure III.4.

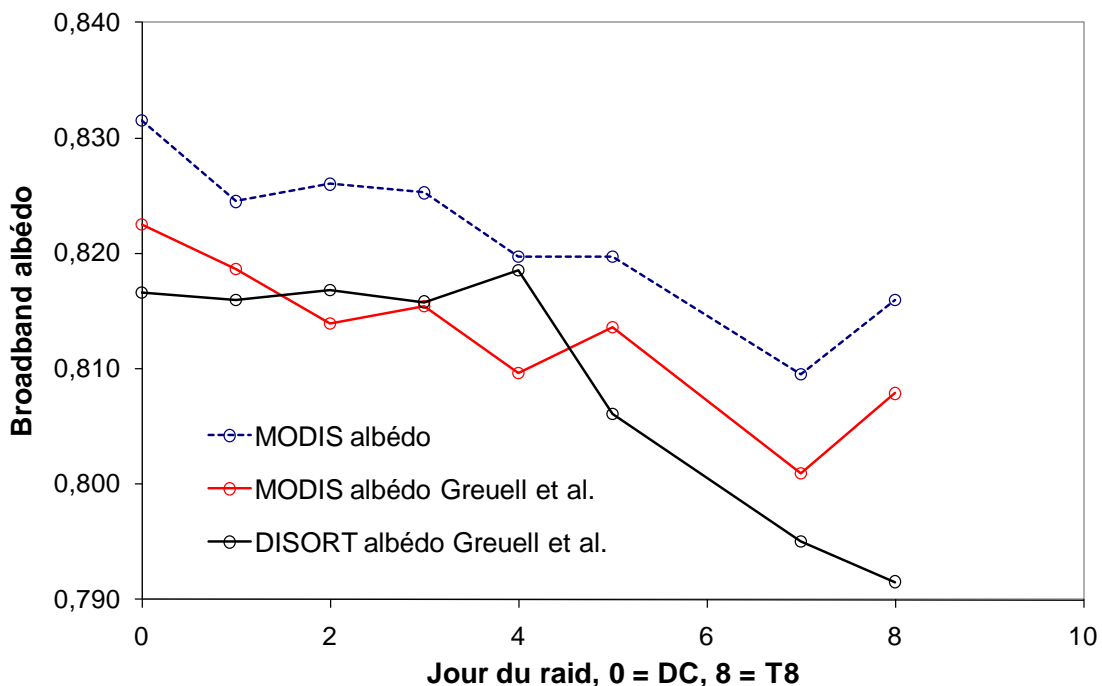


Figure III.4 : Broadband albedo MODIS et comparaison avec le broadband albedo recalculé à partir des valeurs spectrales de MODIS et DISORT [*Greuell et Oerlemans*, 2004].

Là encore, les résultats sont très intéressants et montrent une bonne corrélation avec un écart absolu de 4% au maximum entre les observations satellitales et les calculs

effectués avec DISORT. Ces résultats sont très encourageants et suggèrent donc que la détermination de la SS de la neige par observations satellitales est possible. Bien évidemment, d'autres mesures et d'autres comparaisons doivent être additionnées à ce travail préliminaire avant de valider les récents algorithmes proposés. C'est pourquoi nous espérons que des spécialistes de ce domaine vont poursuivre cet effort, particulièrement en Antarctique car l'atmosphère y est souvent transparente et le manteau neigeux est absent de toute impureté de sorte que la SS de la neige à elle seule gouverne l'albédo.

## Références Bibliographiques du chapitre 3

Frezzotti, M., et al. (2005), Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data, *Journal of Glaciology*, 51(172), 113-124.

Grenfell, T. C., S. G. Warren, and P. C. Mullen (1994), Reflection of solar-radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D9), 18669-18684.

Greuell, W., and J. Oerlemans (2004), Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow: equations based on modeling and ranges of validity of the equations, *Remote Sensing of Environment*, 89(1), 95-105.

Jin, Z. H., T. P. Charlock, P. Yang, Y. Xie, and W. Miller (2008), Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica, *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3563-3581.

Lyapustin, A., M. Tedesco, Y. J. Wang, T. Aoki, M. Hori, and A. Kokhanovsky (2009), Retrieval of snow grain size over Greenland from MODIS, *Remote Sensing of Environment*, 113(9), 1976-1987.

## **IV. Variations journalières de la surface spécifique de la neige de surface à Dôme C, Antarctique**

Ce dernier chapitre est relatif à l'étude durant 36 heures des variations de la SS de la neige de surface. Toutes les 3-4 heures environ, la SS et la densité de la neige ont été mesurées et une observation visuelle des cristaux de neige a été réalisée sur le premier et le second centimètre du manteau neigeux. L'objectif premier de ce travail était d'étudier les variations journalières de la SS de la neige dans le but de calculer avec DISORT les variations journalières de l'albédo à Dôme C. Cette étude est très différente de celle présentée dans le précédent chapitre car elle se concentre sur les deux premiers centimètres du manteau neigeux, très sensibles au rayonnement solaire incident et aux conditions atmosphériques (température et vent). Nous ferons un point rapide sur la méthode d'échantillonnage et décrirons par la suite quelques variables du bilan d'énergie et leurs possibles conséquences sur la formation de cycles de sublimation/condensation. L'article 3 constituera la section suivante.

### **IV.A. Echantillonnage et mesures**

La méthode d'échantillonnage lors de cette étude est différente de celle traditionnellement appliquée avec l'instrument DUFISSS (article 1). Habituellement, un tube carottier adapté était utilisé afin de prélever un cylindre de neige dont le diamètre correspond exactement à celui du porte échantillon, ce qui permet de conserver la structure de la neige. Dans cette étude, il s'agit de neige de surface, c'est-à-dire de neige non cohésive et peu dense, difficile à carotter. La neige a donc été délicatement prélevée à l'aide d'une spatule et disposée dans le porte échantillon. Le surplus est retiré à l'aide de cette même spatule et la surface est lissée pour la mesure de SS avec DUFISSS. La neige n'est donc ni tassée, ni perturbée et les mesures de densité ont été réalisées en pesant la neige contenue dans le porte échantillon. Nous estimons la précision de ces mesures de densité à 15%.

### **IV.B. Bilan d'énergie à Dôme Concordia**

L'évolution des propriétés de la neige à la surface dépend inévitablement des flux d'énergie. Nous allons donc rapidement décrire les variables intervenant dans le bilan énergétique à DC et importantes pour notre étude, c'est-à-dire les variations de température de l'air, de l'angle solaire zénithal (SZA) et du couvert nuageux. Pour rappel, la station de DC est située à 1 100 km à l'intérieur du continent et ses coordonnées sont : 75°06 S, 123°20 E,



3 233 m. A ce stade du chapitre, il faut noter que cette étude s'est déroulée sous des conditions calmes (vent < 5 m.s<sup>-1</sup>) et de ciel clair.

#### **IV.B.1) Température de l'air à DC**

La température moyenne annuelle à la surface du site est de l'ordre de -55°C avec un minimum mensuel observé durant l'hiver austral autour de -60°C, et un maximum au mois de Janvier autour de -30°C [Aristidi et al., 2005]. [Hudson et Brandt, 2005] ont étudié les profils atmosphériques à DC au cours de la journée du 24 au 25 Janvier 2004. Au contact de la surface, le maximum de température de l'air (-25°C environ) est à 14h00 local (GMT +8h00), c'est-à-dire 2 heures après le maximum d'élévation du soleil. Le minimum se situe la nuit, vers 2h00, et la température est de l'ordre de -40°C. A 0,25 m au dessus de la surface, il existe un cycle journalier de 13°C environ alors qu'il n'est que de 2,5°C à 32 m au dessus de la surface. Les profils de température, mesurés toutes les deux heures, montrent qu'entre 20h00 et 6h00, les basses couches au contact de la calotte sont les plus froides. Cette inversion de température est détruite au milieu de la journée et se reforme très facilement la nuit.

#### **IV.B.2) Variations de l'angle solaire zénithal**

Lors de notre campagne 2008-2009, le SZA varie de 57° à 87° le 14 novembre et de 58° à 88° le 2 février respectivement de 12h00 à 00h00. Le soleil est donc constamment au dessus de l'horizon.

Ces variations de SZA ont pour impact principal de faire varier l'albédo de la neige. En effet, plus le SZA est élevé et plus l'albédo de la neige est important [Warren, 1982]. Par conséquent, la quantité d'énergie absorbée par la neige varie au cours la journée et cette énergie est apportée par les radiations de courte longueur d'onde (0,3-5 µm). Ces radiations sont le principal apport d'énergie à la surface de la calotte polaire, surtout si le site est élevé et sous des conditions de ciel clair [Van den Broeke et al., 2006], ce qui est souvent le cas à DC.

#### **IV.B.3) Impact du couvert nuageux**

Les nuages à DC sont rares car le site est froid et se situe sur le haut plateau Antarctique de sorte que la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère est souvent insuffisante pour former des nuages. Néanmoins, des arrivées de masses d'air d'origine marine sont possibles ce qui forme des cirrus et/ou des altocumulus (H. Gallée, communication personnelle), comme illustré sur la figure IV.1.



Figure IV.1 :

De haut en bas :

Ciel clair

Cirrus (Joël Savarino  
échantillonnant de la neige)

Ciel couvert, altocumulus

*Photographies : J.C. Gallet*

La présence de nuages modifie le spectre de la radiation incidente car ces derniers sont constitués de fines particules de glace et d'eau surfondue de l'ordre de 10 à 20  $\mu\text{m}$  de rayon effectif. Ces nuages diffusent donc le rayonnement incident direct et si leur épaisseur est assez importante, ils peuvent également absorber le rayonnement IR. Le rayonnement incident est donc une fonction de la nébulosité.

Le second impact d'un couvert nuageux concerne le refroidissement radiatif du manteau neigeux qui s'effectue par émission de radiations de grande longueur d'onde et les nuages réfléchissent ce rayonnement (effet de serre). Cet effet est bien sûr visible partout à la surface de la planète, les nuits claires sont toujours plus froides que les nuits nuageuses.

[*Van den Broeke et al.*, 2006] ont étudié le bilan énergétique journalier, en été, de la surface de la calotte sur plusieurs sites dont l'un d'entre eux est situé sur le haut plateau Antarctique. Sur ce site, à partir de mesures de flux, ils concluent que lorsque le ciel est clair, le bilan à la surface est équilibré mais sous des conditions nuageuses, ce bilan est positif. Dans notre cas (ciel clair), le point essentiel à noter est que les premiers centimètres sous la surface absorbent de l'énergie le jour et en perdent la nuit [*Van den Broeke et al.*, 2006].

Les conditions météorologiques à DC sont donc très particulières. Il faut essentiellement retenir que le site est froid, que les conditions atmosphériques sont souvent calmes mais qu'il existe un cycle journalier du bilan énergétique relativement prononcé. Ce cycle est principalement causé par les variations du SZA et par la présence ou non d'un couvert nuageux. Retenons également que lorsque les conditions atmosphériques sont calmes, il se forme une inversion de température atmosphérique la nuit qui est détruite au milieu de la journée.

### **IV.C. Bilan énergétique et cycles de condensation/sublimation**

Comme DC présente des variations journalières prononcées de son bilan énergétique de surface, la mise en place de cycles de condensation/sublimation est possible. En général, que ce soit dans les régions polaires ou dans les Alpes, la condensation se traduit par la formation de givre de surface la nuit à la surface du manteau neigeux. Lors de la sublimation de la neige sur des surfaces continentales, cela se traduit généralement par une simple perte de masse [*Vincent*, 2002]. Cependant, sur de la glace de mer jeune, il peut se former des fleurs de givre (Frost Flowers) par interaction entre le flux de vapeur intense et le gradient de température très négatif au voisinage de la surface [*Perovich et Richter-Menge*, 1994; *Martin et al.*, 1995]. Ce processus est à garder en mémoire pour l'interprétation de nos observations.

#### **IV.C.1) Formation de givre de surface**

De nombreuses études se sont portées sur la formation de givre de surface notamment dans les régions polaires. La nuit, la surface du manteau neigeux est plus chaude que l'air et il est donc possible de condenser la vapeur d'eau atmosphérique sur la surface du manteau neigeux. Cela a été étudié en détail par [Cabanes *et al.*, 2002] qui ont observé, photographié et mesuré la SS de givre de surface à Alert dans l'Arctique Canadien. Ayant pris le soin de placer une feuille en téflon de 3 X 6 m<sup>2</sup>, ils ont également observé la formation de givre de surface sur cette feuille, où la taille des cristaux était sensiblement la même que celui formé à la surface du manteau neigeux. La vapeur d'eau provient donc bien de l'atmosphère et condense à la surface de la neige.

Un autre étude intéressante de [Colbeck, 1989] démontre par des calculs de transfert radiatif dans le manteau neigeux que les gradients de température induits par le rayonnement peuvent provoquer la croissance de cristaux (i.e. formation de facettes) entre 20 et 30 cm sous la surface en région polaire. Ce taux de croissance peut être encore plus important à la surface du manteau neigeux mais il est dans ce cas extrêmement dépendant des conditions atmosphériques : vent et cycles journaliers de températures [Colbeck, 1989]. Cet auteur démontre également que la température calculée la plus élevée est obtenue pour les premiers centimètres de neige sous la surface, et cet effet augmente avec l'intensité de la radiation incidente. Le rôle combiné des courtes longueurs d'onde qui chauffent ces couches et celui des grandes longueurs d'onde qui refroidissent surtout l'interface air-neige a pour conséquence de créer un fort cycle journalier de température qui induit des flux de vapeur d'eau et le processus de « radiation recristallisation » a été introduit. Ces calculs vont dans le même sens que les mesures effectuées par [Van den Broeke *et al.*, 2006], à savoir un gain d'énergie par ces couches le jour et donc la possible existence d'un flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère, flux qui s'inverse la nuit.

#### **IV.C.2) Formation de fleurs de givre**

Les fleurs de givre se forment sur de la glace jeune et [Perovich *et Richtermenge*, 1994] ont observé leur formation en mer de Beaufort (Alaska). Lorsque la glace de mer se forme, une fine couche de saumure (eau sursaturée en sel) apparaît en surface. Tant que la glace reste fine, cette saumure est à environ -2°C, alors que l'air est beaucoup plus froid, entre -10 à -40°C, et ce fort gradient permet la sublimation de la saumure, ce qui génère de très fortes sursaturations de vapeur d'eau au voisinage de la surface. Les petites protubérances toujours présentes à la surface de la glace de mer, légèrement plus froides que la surface elle-même, servent de noyau de condensation. Il se forme alors ces fleurs de givre et en fonction de la température, qui va conditionner la pression de vapeur saturante au

dessus de la glace et donc la vitesse de croissance, on peut observer des aiguilles ou des dendrites. La figure IV.2 montre une fleur de givre dendritique récente. Les figures IV.3 et IV.4 montrent les ressemblances visuelles entre les cristaux de sublimation et les fleurs de givre, à l'échelle du cristal ou d'une grande étendue.

Un processus similaire peut se produire sur de la neige continentale mais il n'a été que rarement mentionné, et nous n'en avons trouvé aucune description ces 40 dernières années. On parle alors de la formation de cristaux de sublimation, et ceux-ci ont été observés par [Orheim, 1968] et [Weller, 1969] sur le plateau Antarctique. Leur formation serait possible par transfert de vapeur d'eau depuis les premiers centimètres du manteau neigeux vers sa surface, processus possible par temps calme et ciel clair. Nous supposons donc la coexistence de deux processus pour expliquer les variations de la SS de la neige de surface : la formation de cristaux de sublimation et celle de givre de surface.



Figure IV.2 : Fleurs de givre sur la glace de mer, Barrow, Alaska (campagne OASIS).  
*Photographie : M. Barret, LGGE*



*Photographie J.C. Gallet*



*Photographie M. Barret LGGE*

Figure IV.3 : Photographies de cristaux de sublimation à DC (en haut) et de fleurs de givre sur la glace de mer à Barrow (en bas).





Figure IV.4 : Photographies de la surface de DC (en haut) et de la surface de la glace de mer à Barrow (en bas). *Photographies J.C. Gallet*

#### **IV.D. Résumé de l'article 3 : « Diurnal variation of the specific surface area of surface snow on the Antarctic plateau. Implications for the albedo and the chemistry of snow.**

La surface spécifique (SS) de la neige détermine la diffusion de la lumière par la neige, et dans des régions éloignées de toute source d'impureté, elle détermine l'albédo de la neige. La SS de la neige impacte également largement les échanges d'espèces chimiques entre la neige et l'atmosphère. Étant donné le manque de valeurs de SS de neige en Antarctique, nous avons mesuré pendant 36 heures les variations de la SS et de la densité de la neige des 2 premiers centimètres du manteau neigeux de Dôme C (75°06 S, 123°20 E) sur le plateau Antarctique. Des valeurs de SS comprises entre 25 et 46 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> ont été mesurées. Nous avons aussi observé la morphologie des cristaux de neige et concluons que, durant notre étude qui s'est déroulée sous des conditions de ciel clair et de faible vitesse de vent, la surface de la neige était constituée majoritairement de cristaux de sublimation formés le jour, et de givre de surface formé la nuit. Les cristaux de sublimation sont similaires à la formation de fleurs de givre, lorsqu'il y a coexistence d'un important flux vertical positif de vapeur d'eau et d'un gradient de température négatif dans l'atmosphère. Grâce à un modèle de transfert radiatif, nous pouvons calculer les variations du broadband albédo lors de notre étude et il est compris entre 0,83 et 0,87. Les variations de SS de la neige sont responsables de 25% des variations du broadband albédo, le reste étant causé par les variations de l'angle solaire zénithal. Nos observations de cristaux de sublimation indiquent qu'il existe un important flux de vapeur d'eau à l'interface neige-atmosphère. Ces flux peuvent entraîner des gaz réactifs dissous, comme l'acide nitrique HNO<sub>3</sub>. De tels processus doivent donc être considérés pour la compréhension des profils de nitrate mesurés dans la neige, et pour la chimie atmosphérique en Antarctique, puisque la photolyse du nitrate produit des oxydes d'azote et ces molécules ont un rôle crucial dans la chimie atmosphérique en Antarctique.

#### **IV.E. Article 3: Texte Intégral**





## **Diurnal variation of the specific surface area of surface snow on the Antarctic plateau. Implications for the albedo and chemistry of snow.**

Jean-Charles Gallet<sup>1,2</sup>, Florent Domine<sup>1,2</sup>, Laurent Arnaud<sup>1,2</sup>, Joël Savarino<sup>1,2</sup> and Marie Dumont<sup>1,2</sup>

[1] CNRS-INSU, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Saint-Martin d'Hères, France

[2] Université Joseph Fourier, Grenoble I, France

Correspondance to: Florent Domine (CNRS, LGGE, BP 96, 38402 Saint-Martin d'Hères Cedex, France). [florent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr](mailto:florent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr))

### **Abstract**

The specific surface area (SSA) of snow determines light scattering by snow, and in remote places free of impurities SSA determines snow albedo. Snow SSA also largely determines chemical exchanges between the snow and the atmosphere. Given the gap in snow SSA values in Antarctica, we have measured over 36 h the variations of snow SSA and density of the top 2 cm of the snow at Dome C (75°S, 123°E) on the Antarctic plateau. SSA values between 25 and 46 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> were found. We also observed crystal morphology and conclude that, during our study that took place under clear sky and low wind speed conditions, the surface snow consisted mostly in sublimation crystals formed during the day and of surface hoar crystals formed during the night. Sublimation crystals form similarly to frost flowers, when a strong upward flux of water vapor interacts with a negative temperature gradient in the atmosphere. Using a radiative transfer model, we calculate the variations in broadband albedo during our study, and the range found is 0.83 to 0.87. SSA variations account for about 25% of these variations, the rest is due to variations in solar zenith angle. Our observation of sublimation crystals indicate the existence of large water vapor fluxes at the snow-atmosphere interface. These fluxes are likely to entrain dissolved reactive gases, such as nitric acid, HNO<sub>3</sub>. Such processes should therefore be considered in the understanding of the nitrate profiles measured in snow, and of Antarctic atmospheric chemistry, as nitrate photolysis produces nitrogen oxides, molecules that are central to Antarctic atmospheric chemistry.

## **1) Introduction**

Snow is the most reflective surface on Earth. It covers up to 50% of land masses in the northern hemisphere in winter (Robinson et al., 1993), and nearly all of Greenland and Antarctica year round. Snow therefore considerably affects the energy budget of the Earth.

At temperatures below 0°C, snow is a porous medium made of air, ice and small amounts of impurities. Because of the large surface area of the ice-air interface, snow is thermodynamically unstable and is therefore in constant evolution, the most visible modifications being changes in the shapes and sizes of snow grains. The set of physical processes responsible for these modifications is called metamorphism (Sommerfeld, 1983; Colbeck, 1982, 1983). Metamorphism also affects macroscopic physical properties such as density, thermal conductivity, and albedo.

Albedo is the energy ratio of reflected light over incident light. In the visible range (0.38-0.78  $\mu\text{m}$ ), snow albedo can exceed 0.95 for pure fresh snow. The albedo decreases to values lower than 0.1 for infrared wavelengths around 1500 nm. Snow albedo depends on grain size (Warren, 1982) which in general increases during metamorphism (Flanner and Zender, 2006; Taillandier et al., 2007; Aoki et al., 2000) so that in general snow albedo decreases over time. Understanding snow grain size variations is therefore crucial for an accurate calculation of the Earth's energy budget.

The variable "grain size" has long been used to describe snow-radiation interactions (Warren, 1982; Alley, 1987; Grenfell et al., 1994), and snow was approximated as spheres in radiative transfer calculations, so that grain size meant the radius of the spheres. But for actual snow particles, defining grain size has proved difficult, and various definitions, all with an arbitrary character, have been proposed (Aoki et al., 2000).

(Grenfell and Warren, 1999; Grenfell et al., 2005; Neshyba et al., 2003) showed that the albedo of non-spherical particles was adequately represented by a collection of spherical particles having the same surface to volume (S/V) ratio as the non-spherical particles. It then became possible to define objectively grain size and the radius of spheres having the same S/V ratio as the snow, and this radius has often been referred to as the "optical radius" or "effective radius". The easiest way to measure S/V is probably to measure the specific surface area (SSA) of the snow. Snow SSA is defined as the surface area of the air-ice interface per unit of mass:  $SSA = S/M = S/(\rho_{\text{ice}} V)$ , where  $\rho_{\text{ice}}$  is the ice density, 917  $\text{kg m}^{-3}$  at 0°C. If snow is assumed to be made up of spheres, then  $SSA = 3/(\rho_{\text{ice}} r_{\text{opt}})$ , with  $r_{\text{opt}}$  the

optical radius. However, using  $r_{\text{opt}}$  to characterize snow grain size requires the implicit hypothesis that snow grains are spherical, and we subsequently prefer to characterize snow using its SSA, which is an objective measurement that requires no assumption. Snow SSA is now usually expressed in units of  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ , and measured values range from  $2 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  ( $r_{\text{opt}}=1.64 \text{ mm}$ ) for melt-freeze crusts to  $156 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$  ( $r_{\text{opt}}=21.0 \text{ }\mu\text{m}$ ) for fresh dendritic snow (Domine et al., 2007).

In the visible part of the solar spectrum, snow albedo depends essentially on the amount of light-absorbing impurities such as soot and mineral dust, but in the IR it depends almost only on snow SSA (Warren, 1982). On the Antarctic plateau, far from any source of such impurities, snow albedo can be calculated using snow SSA only (Warren and Clarke, 1990). Snow SSA data are still few and there are almost no data from Antarctica, because the few existing reliable methods to measure snow SSA (Legagneux et al., 2002; Kerbrat et al., 2008) are not easy to use in the field. This is unfortunate, because new algorithms have just been proposed to retrieve snow SSA in Antarctica from satellite remote sensing data (Scambos et al., 2007; Jin et al., 2008), and these methods require field validation.

(Gallet et al., 2009) recently designed a novel method to measure rapidly and accurately snow SSA in the field. The method is based on the experimental correlation between snow SSA and its IR reflectance (Domine et al., 2006), and its accuracy is 10%. In a previous paper (Gallet et al., in preparation), this method was used to obtain vertical profiles of snow SSA on the Antarctic plateau and to study their spatial variation.

Recent studies (Van den Broeke et al., 2006; Town et al., 2008) showed that there was a diurnal cycle in the surface energy budget on the Antarctic plateau. These variations result in sublimation and condensation of water vapor at the surface, which modify the size and shape of snow crystals. Snow albedo must therefore also follow a diurnal cycle. Other field studies have indeed observed variations in snow albedo in Antarctica, both seasonal (Grenfell and Perovich, 2004; Pirazzini, 2004; Zhou et al., 2003; Munneke et al., 2008) and diurnal (McGuffie and Henderson-Sellers, 1985; Pirazzini, 2004).

Here, we present the study of the diurnal variations of the SSA of surface snow at the French-Italian base of Dome Concordia (DC,  $75^{\circ}06' \text{ S}$ ,  $123^{\circ}20' \text{ E}$ , 3233 m a.s.l.), which took place on 18 and 19 January 2009 during about 36 hours. SSA, snow density, and visual observation of crystals morphology with a magnifying glass were performed every 3 to 4 hours.

We first present the site and sampling and measurement methods. Then, data on diurnal variations are presented and discussed in the subsequent section. A further section presents

the use of a radiative transfer model to calculate expected diurnal variations in albedo, based on our data. Both broadband and spectral calculations are performed. The final section briefly discusses possible implications of our work for the chemistry of the snow and of the lower atmosphere.

## **2) Study site and sampling methods**

An area of about 16 m<sup>2</sup> that was used for this study (75°06'11.4 S, 123°20'42.5 E, 3233 m a.s.l.). A fairly flat and planar area was chosen to reduce effects of surface roughness (i.e. sastrugi), which tend to enhance snow metamorphism (Weller, 1969). For our measurements, we sampled the first and second cm of the snow surface.

SSA measurements were done using the DUFISSS system (Dual Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurements) of, which measures snow hemispherical reflectance at 1310 or 1550 nm with an integrating sphere. To measure the SSA of surface snow with a 1 cm resolution, the sampling protocol of (Gallet et al., 2009) was modified. Briefly, snow was delicately sampled with a spatula and placed into the sample holder, which is a cylindrical cup 63 mm in diameter and 25 mm deep. Since in all case the snow was soft and uncohesive, this sampling did not result in structural modifications. The extra snow was shaved off with a spatula, so that the sample presented a perfectly flat surface. The sample holder was then placed at the opening at the base of the sphere, where it was illuminated with a 1310 nm laser diode. The reflected light was measured with an InGaAs photodiode. The signal was calibrated with six reflectance standards. The SSA-reflectance relationship was determined using simultaneous measurements using CH<sub>4</sub> adsorption (Legagneux et al., 2002). The method can be used on all snow types and its accuracy is 10%. In all cases, triplicate samples were measured, to minimize errors and the effects of spatial variability.

Measuring the density of 1 cm snow layers is extremely delicate. Here, we weighed the sampled holder used for SSA measurements. Great care was taken not to compact or otherwise perturb snow structure, which was possible because snow grains were only very loosely bonded. We estimate that the accuracy of our density measurements is 15%.

Visual snow observations were performed using an 8X magnifying glass. Efforts were done to carefully identify the various crystal types found and their proportions. Data for meteorological variables are available at DC. An IR sensor yielded snow skin temperature. Data on air temperature, wind speed and dew point at 2 m are also available from the

Automatic Weather Station (AWS) of the base. Errors on these measurements are caused, among other things, by solar heating of the shelter housing the thermometer and inaccuracy in the reference black body of the IR sensor. Overall, we estimate that the accuracy is 1.5°C on the air and snow skin temperatures and 2°C on the dew point.

### 3) Surface snow measurements and observations, 18-19 January 2009

SSA and density data are shown in Figure 1. The SSA of the first cm increases in the evening of the 18<sup>th</sup> (event I.1) and also at noon on the 19<sup>th</sup> (event I.2) respectively by 23% et 13% relative to the previous measurement. SSA decreases at midday on both days (events D.1 and D.2), respectively by 17 and 20%. For the second cm, SSA remains almost constant on the 18<sup>th</sup>. On the 19<sup>th</sup>, a 30% increase is first observed, followed by a 30% decrease, and finally an increase in the very last part of the study. The observed variations are greater than the measurement uncertainty of 10%.

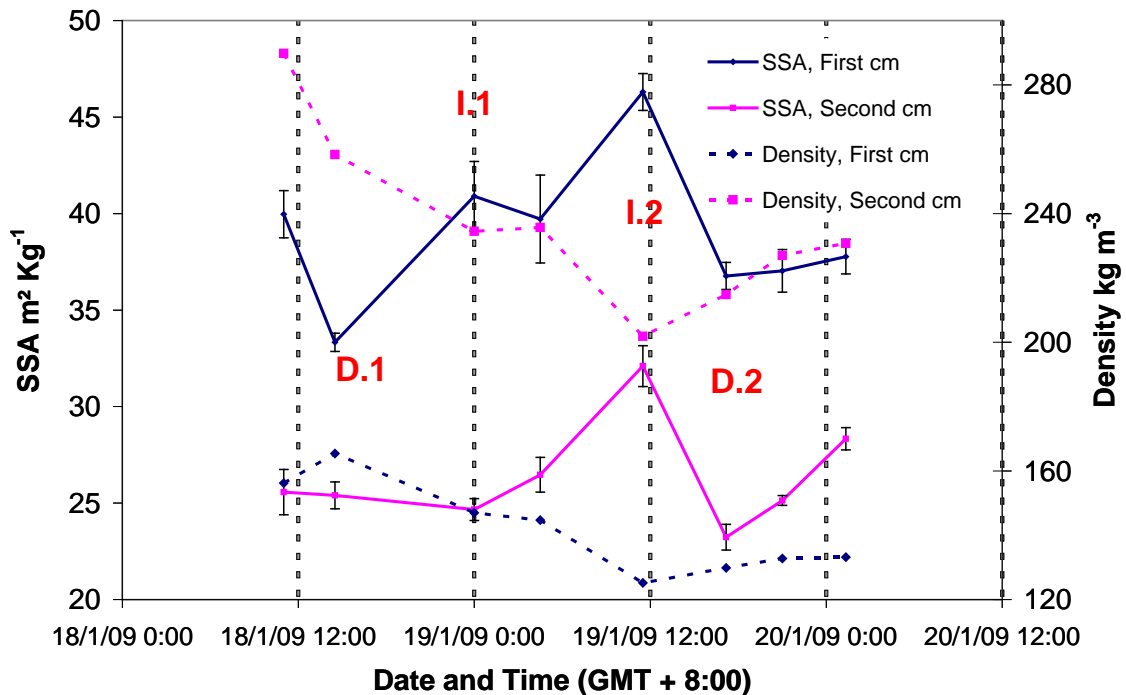


Figure 1: Snow SSA and density. Error bars are the standard deviations of triplicate measurements. Two events where SSA increased are identified as I.1 and I.2. Two events where SSA decreased are identified as D.1 and D.2.

The density of the first cm varies around  $140 \text{ kg m}^{-3}$ , while that of the second cm is around  $240 \text{ kg m}^{-3}$ . In general density and SSA appear anti-correlated. If we look in more detail at the density measurements between 18 and 19 January, we observe a decrease of 20% and 30%, respectively for the first and the second cm, which is higher than our estimated accuracy of 15%. The mass loss for the second cm is equivalent to 0.8 mm of water, implying that the energy required to sublimate this mass is  $29 \text{ W m}^{-2}$ .

For a non-melting site, the surface energy balance (SEB) is:

$$R + H + LE + G = 0 \quad (1)$$

where  $R$  is the net all-wave radiation,  $H$  is the turbulent sensible heat flux,  $LE$  is the turbulent latent heat flux and  $G$  is the sub-surface heat flux. We do not have sufficient data to constrain our SEB but based on our observations and on the study of Van den Boek et al., 2006, we can make some suppositions. (Van den Broeke et al., 2006) show that in the daytime,  $R$  can reach  $35 \text{ W m}^{-2}$  and in their case the main sink of energy is the sub-surface heat flux  $G$  because snow is hard and dense, and therefore its thermal conductivity is fairly high. In our case, if we consider here only the surface layer of the snowpack, snow grains are non-cohesive which certainly results in a poor thermal conductivity. The turbulent flux  $H$  is probably weakened by low wind speed and surface roughness at Dome C. In other terms, the main sink of energy should be the latent heat flux  $LE$  that quantifies snow sublimation. We cannot say here that  $LE$  is sufficient to explain the mass loss observed. However, our values for mass loss are similar to or lower than those found by (Wagon et al., 2003) on a high altitude cold glacier in the Andes (sublimation around 1 mm water equivalent per day). Since the temperature range measured by (Wagon et al., 2003) was around  $-15^\circ\text{C}$ , while our snow was around  $-30^\circ\text{C}$ , it is not certain that both cases are entirely comparable. However, it lends partial credence to our suggestion that  $LE$  was a major component of the SEB.

Our case is further complicated by the fact that the crystals observed grow from vapour condensation. Therefore, part of the heat lost to sublimation by the snow is regained by condensation. It would be necessary to evaluate the ice mass condensed at the surface to fully constrain the latent heat terms. Since we were not aware of the processes taking place at the time of measurements, the relevant observations were not made. In any case, such observations would be extremely delicate, as they would require the continuous monitoring of the mass change of the snow with a mm resolution. Detailed observations of the evolution of crystal morphology, also at a mm scale, would help in elucidating the processes. In any case,

it is not possible at this stage to discuss the density data further and the subsequent part of this paper focuses on SSA measurements and visual observations.



Figure 2: Typical morphology of the snow surface during this study. The centimetric clusters of crystals are believed to be mostly formed of sublimation crystals.

Visually, the surface layers were formed of clusters of crystals presenting both faceted and rounded parts. Sharp points, sometimes with dendrite-like outgrowths, were often sticking out of those clusters (Figure 2). Faceted crystals, that resembled typical surface hoar crystals, were often observed between and on those clusters. Visually, these crystals appeared to make up about 10% of the mass of the top 2 cm of the snow. During this study, the clusters



covered the whole surface as far as the eye could see, and definitely were not limited to the area around the base.

Figure 3 shows that the air temperature peaks around 16:00 and is minimal around 4 :00 (blue curve). During this study, wind speed was low (green curve) and the sky remained clear, except for occasional thin cirrus covering less than 10% of the sky. The dew point (black curve) is always about 2°C lower than the temperature. Snow skin temperature varies between -31°C at noon and -47°C between 2:00 and 3:00.

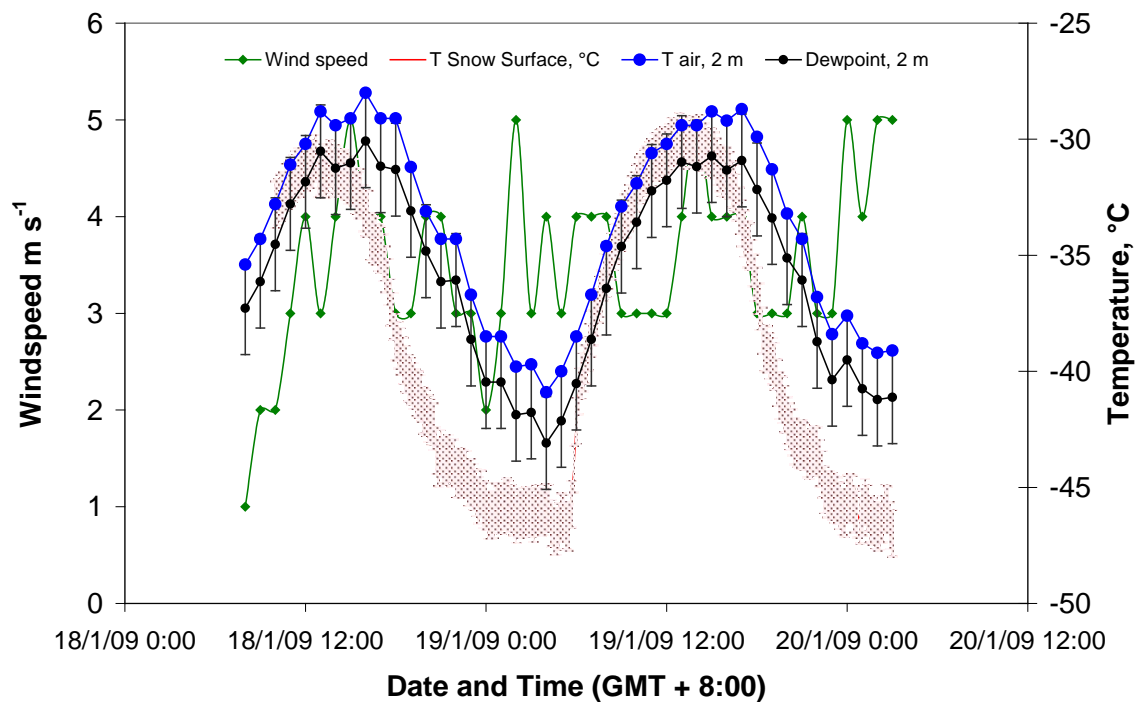


Figure 3: Meteorological conditions, 18-19 January 2009.

#### **4) Discussions on the variations of the snow surface SSA**

A few studies have been devoted to the diurnal variations of snow albedo, both in the Arctic and Antarctic, from which information on SSA variations may be inferred. Before such deductions are made, some considerations on the factors other than SSA that affect albedo are in order. These factors include the solar zenith angle (SZA), the snow cover, the surface roughness, the presence of liquid water and of absorbing impurities.

In the case of direct illumination, snow albedo increases with increasing SZA. This is because snow mostly forward scatters, so that incoming radiation penetrates less deep at higher SZA, and its probability of exiting the snow is therefore greater. Surface roughness

also affects albedo, especially at high SZA and in the IR (Warren et al., 1998), but these effects will not be considered here. Liquid water and absorbing impurities reduce albedo (Warren, 1982) but these effects need not be considered on the Antarctic plateau.

Other than SSA, the main factor relevant to that Antarctic plateau that affects albedo appears to be the SZA. Previous authors have recognized this effect, and to deduce changes in snow surface properties from diurnal albedo measurements, they have compared morning and afternoon values obtained with the same SZA. In Canada, (McGuffie and Hendersonsellers, 1985) showed that for a given SZA, snow albedo was higher in the morning than in the afternoon. They suggested that this asymmetry was due to the deposition of surface hoar crystals during the night, and their sublimation during the day. (Meinander et al., 2008) studied diurnal variations in UV albedo at Sodankylä (67°22 N, 26°39 E, 179 m a.s.l.) in Finland and also observed an asymmetrical pattern, with lower values in the afternoon. In that case, this was interpreted by surface melting and the presence of water in the afternoon, which reduces albedo. Albedo then increases again in the next morning due to night-time refreezing. (Pirazzini, 2004) also observed diurnal albedo variations at several sites in Antarctica, which were attributed to melt-freeze cycling or to formation-sublimation of surface hoar.

These studies all suggest that surface snow properties follow a diurnal cycle. Our data also lead to the same conclusion, and we now attempt to understand the causes of these changes. Here, the only processes that need to be considered are the condensation and the sublimation of snow crystals. No precipitation took place during this study, and in particular no diamond dust (clear sky precipitation) was observed. Surface hoar crystals form by deposition of atmospheric water vapor onto a cold snow surface. This often happens at night under clear sky conditions when radiative cooling of the surface makes the snow surface the coldest spot of the near surface snow-lower atmosphere system. The surface temperature can then drop below the dew point, resulting in the growth of surface hoar crystals. A schematic of the vertical temperature profile necessary for surface hoar formation is shown in Figure 4. These surface hoar crystals have characteristic shapes and are easily recognizable. In particular, they are fully faceted crystals, with almost no rounded parts. Surface hoar grows very slowly at low temperatures. (Domine et al., 2002) and (Cabanes et al., 2002) followed their formation in Northern Canada in winter, where surface hoar was growing continuously in the polar night. It took several days before these crystals became observable, and they only reached 1 mm in size in two weeks time (Cabanes et al., 2002). The temperature was around -35°C (Domine et al., 2002), similar to that in our study. In the case of surface hoar formation, the water vapor comes almost entirely from the atmosphere,

and not from underlying snow layers, as demonstrated by (Cabanes et al., 2002) who laid a teflon sheet on the snow, and observed that the crystals that grew on the sheet were identical in size and shape to those that grew on the snow. Surface hoar crystal can sublimate during the day because of radiative surface heating. However, in meteorologically stable conditions, we observed both in polar and mid-latitude settings that radiative heating was not sufficient to sublimate what had grown during the night, so that surface hoar growth can continue as long as calm and clear sky conditions persist.

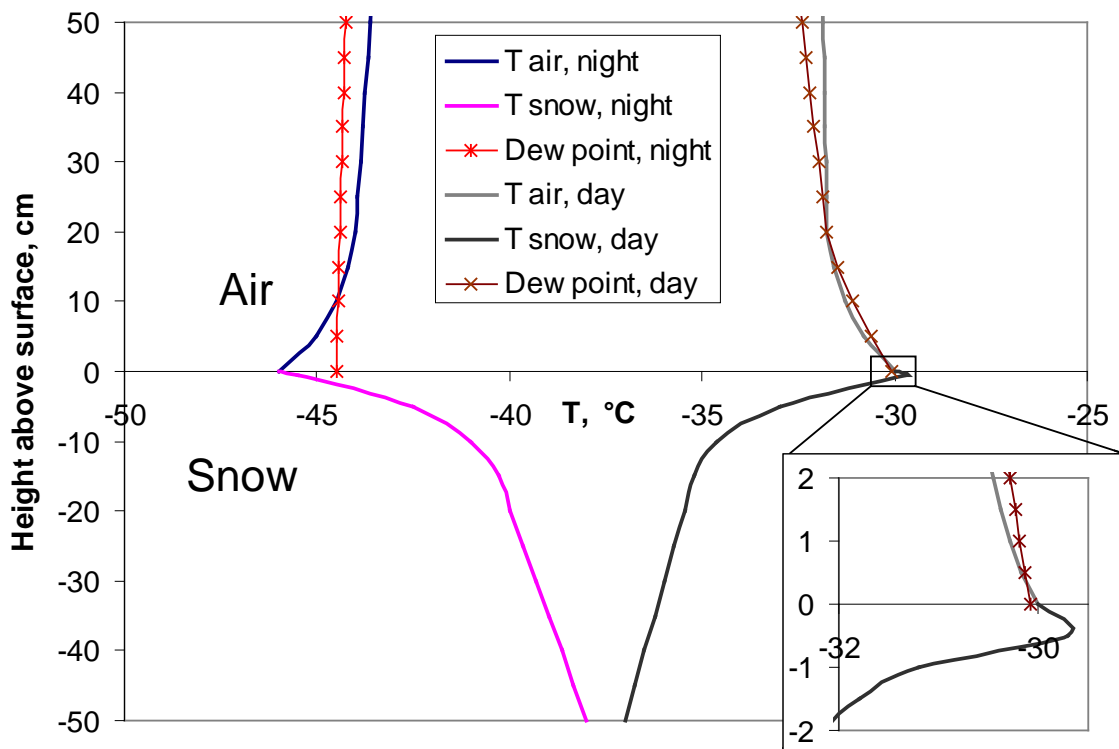


Figure 4: Idealized temperature and dew point vertical profiles explaining the formation of surface hoar crystals at night and of sublimation crystals in the day. The plots are based in part on the data of Figure 3.

Another much less common type of crystals that can form onto snow surfaces without precipitation is sublimation crystals. These have in fact been rarely described in the literature, and the latest mention of them that we found is by (Weller, 1969). Our current understanding is that sublimation crystals form by a process similar to that which leads to the formation of frost flowers on young sea ice (Perovich and Richter-Menge, 1994; Domine et al., 2005; Alvarez-Aviles et al., 2008). In this case, the surface is warmer than the atmosphere and the water vapor comes from the surface.

Sublimation crystals, as described by (Weller, 1969), form when the surface is heated by the sun. The surface is then the warmest spot in the near surface snow-lower atmosphere system (Figure 3). Strictly speaking, radiative transfer calculations (Colbeck, 1989; Domine et al., 2008) show that the actual warmest spot is probably a few mm or cm below the surface, but this will not affect our reasoning. Water vapor sublimates from the surface and rises in the atmosphere. Since the heat source is the snow surface, there is a negative vertical temperature gradient in the atmosphere that can be quite steep in the absence of wind. At a given height, the dew point can be reached a couple of mm or even less above the surface. If there is a crystal sufficiently sticking out of the inevitably irregular snow surface, then the water vapor can condense onto this crystal and it will grow to form a sublimation crystal.

Unlike surface hoar crystals, sublimation crystals can grow very fast, and in fact sufficiently fast that they have dendritic shapes, or other shapes indicative of unstable growth, just like frost flowers (Perovich and Richter-Menge, 1994). These shapes include sharp needle-like crystals (Figure 2).

We believe that our data of Figure 1a can be in part interpreted in terms of the formation and the sublimation of surface hoar and of sublimation crystals. At this stage, our interpretation is incomplete because our understanding of the SSA evolution of growing and sublimating crystals is insufficient. (Cabanès et al., 2002, 2003) observed that the SSA of sublimating dendritic crystals decreased over time, and this decrease was faster for crystals being subjected to strong winds than for others that remained sheltered. These observations are consistent with our idea that sublimation, by favoring the disappearance of the smaller structures, leads to a SSA decrease. We postulate here that when new crystals start growing on aged crystals, the SSA of the new and aged crystals, that often cannot be sampled separately, increases because the new structures that are being formed are small and have a high SSA. Of course, this postulate may have to be modified as a function of the initial SSA of the substrate and as a function of the size reached by the growing crystals.

Within this framework, the SSA increase of event I.2 is interpreted as due to the growth of sublimation crystals. This growth affects the top 2 cm of the snow. It is expected to happen near the time when surface heating is maximum. The SSA increase I.1 is due to the growth of surface hoar on the very top of the snow, and therefore affects only the top cm. This happens at the time when radiative cooling is maximum. The SSA decrease event D.2 affects the top 2 cm. With available information, two interpretations are possible. (1) The measurement took place in late afternoon, when surface heating has started to decrease. It is then possible that the temperature gradient in the air has started to decrease and that the dew point curve does not intersect the temperature curve near the surface anymore.

Sublimation crystals stop growing. They therefore start sublimating and their SSA decreases. (2) Alternatively, it is possible that sublimation crystals are still growing. However, they may have reached a stage when the growth of new small structures is not the prevailing process anymore. Instead, growth results mainly from the increase in size and mass of existing structure. Since the SSA of a given structure is inversely proportional to its size, growth would in that case lead to a decrease in SSA. Given that SSA reduction affects the top 2 cm in a similar manner, we prefer suggestion (2), as we feel that sublimation should affect preferentially the top cm. But clearly more careful observations and perhaps micrometeorological modeling at the cm-size scale would be necessary to solve this problem. Finally, the SSA decrease event D.1 happens at the same time of day as D.2, but this time affects only the top cm. As with D.2, the interpretation is uncertain. To be consistent with the logic used for D.2, we have to suggest that in this case, sublimation took place and affected only the very top layer. However, we are fully aware that given the data available and our degree of understanding, a lot of these interpretations remain speculative.

We nevertheless conclude that significant changes in SSA occur in the top 2 cm of the snowpack, and that, since there was no precipitation, these changes are caused by the exchanges of water vapor between the snowpack and the atmosphere and the formation and sublimation of both surface hoar crystals and sublimation crystals.

### ***5) Diurnal cycle of spectral and broad-band albedo***

Diurnal variations in snow SSA will result in variations in snow albedo. In this section, we use our SSA measurements to calculate the spectral albedo of the snow. We then calculate the spectral irradiance to derive the variations in broadband albedo (300-2500 nm) and compare it to variations observed in previous studies.

Using the radiative transfer model DISORT (Stamnes et al., 1988), and our snow SSA and density data, the spectral albedo of the snow was calculated for each one of our measurements. The scattering and absorption coefficients were calculated using the routine Mie0 (Wiscombe, 1980), which allows the calculation of the snow optical depth (Wiscombe and Warren, 1980). Then, DISORT, which treats snow crystals as disconnected spheres, calculates the hemispherical spectral albedo (according to the definition of (Schaepman-Strub et al., 2006), referred to hereinafter as albedo for simplicity). The snow stratigraphy used for the calculations are the SSA and density of the top 2 cm shown in Figure 2a. Then the mean properties of the DC snowpack are used, as explained in (Gallet et al., in

preparation). Briefly, a 3 cm-thick layer of SSA = 30.9 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> and density = 317 kg m<sup>-3</sup>, and a 195 cm-thick layer of SS = 17.3 m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup> and density = 351 kg m<sup>-3</sup> were added to calculate the albedo of an optically semi-infinite medium.

Calculations were performed for clear sky conditions, as observed during the study. The total incident radiation T therefore has a direct component and a diffuse component, D, as described by (Grenfell et al., 1994), who use an empirical equation to relate D to T as a function of wavelength, for the South Pole and Vostok stations. Taking into account the elevation of Dome C, we use the following relationship:

$$\frac{D}{T} = R_{diffuse} = 0.0249 \times \lambda^{-3.3} \quad (2)$$

To obtain the broadband albedo, we need the spectral insolation, which was obtained using the model SPCTRAL2 (Bird and Riordan, 1986). We applied the following conditions: no clouds, optical depth of atmospheric aerosol of 0.1 at 440 nm, 66% relative humidity. Results are shown in Figure 5.

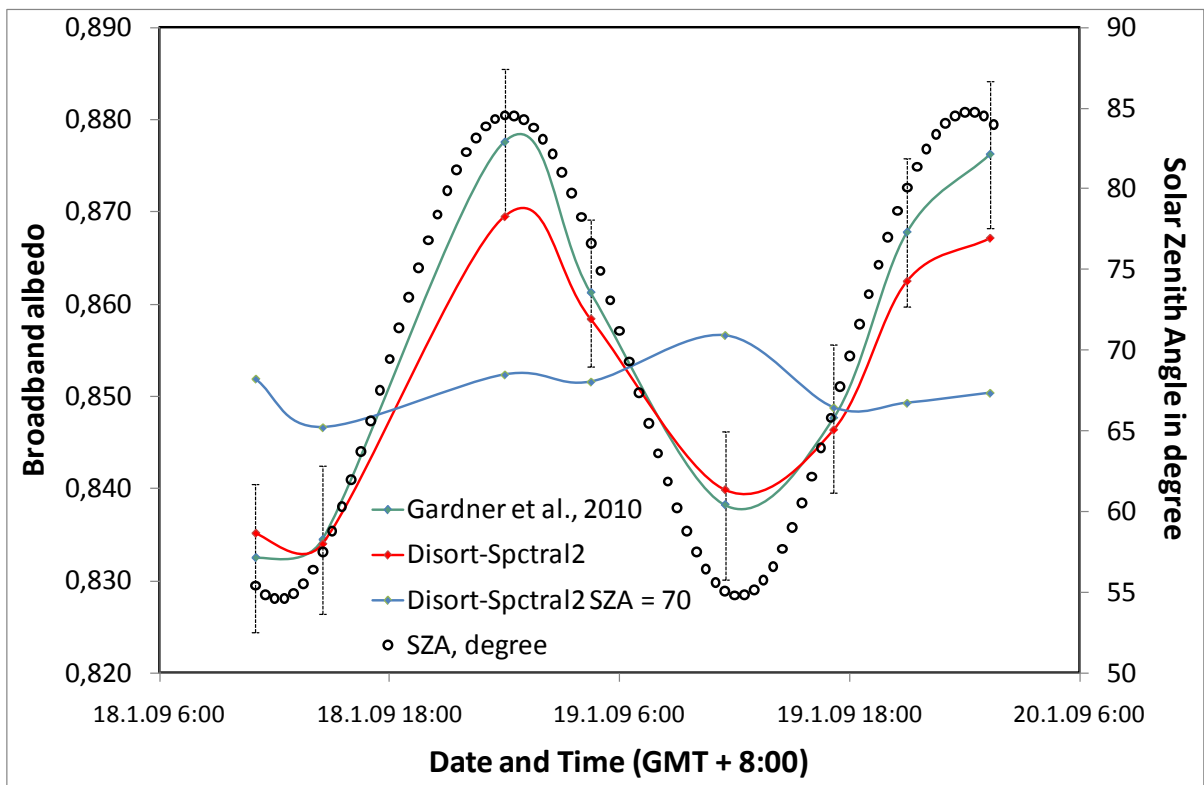


Figure 5: Broadband albedo (300-2500 nm) calculated from our data, calculated from the parameterization of Gardner and Sharp (2010), and calculated from our data, but using a constant SZA, to evidence the contribution of SSA change to changes in albedo.

Variations are significant: the broadband albedo varies between 83.5 and 87%. It is interesting to evaluate the respective contributions of SSA and of SZA variations to these diurnal albedo changes. To that end, DISORT-SPCTRAL2 was run using our SSA data, but for a constant SZA of 70°. Figure 1c shows that the albedo change at constant SZA is just above 1% and this is caused mainly by changes in the IR albedo. We conclude that, in the present case, changes in SZA are the main cause of diurnal broadband albedo variations.

Our data can also be used to test the recent parameterization of snow broadband albedo as a function of snow SSA proposed by (Gardner and Sharp, 2010). However, the equations proposed by those authors are only applicable to snow layers whose water equivalent is at least 1 cm. We therefore recalculated the mean weighted SSA and density of the top layer required by the model of (Gardner and Sharp, 2010) by combining the top 3 layers used in the DISORT-SPCTRAL2 calculations. We then used equation (13) of (Gardner and Sharp, 2010), using our base layer as the second layer in the model. We also used their equation (9) to calculate the albedo dependence on SZA. The results are also shown in Figure 1c, and the agreement with our DISORT-SPCTRAL2 calculations is rather good. In fact, the observed differences are within the error bars indicated by (Gardner and Sharp, 2010), and the largest differences are at the highest SZA, 85°, when the limit of validity of the parameterization is reached.

Our data may also in future be compared to SSA deduced from recent algorithms used to invert satellite remote sensing data (Scambos et al., 2007; Jin et al., 2008). To facilitate such future comparison, we present in Table 1 calculated conical-hemispherical reflectances for MODIS and AATSR spectral bands. Of course, satellite produce biconical reflectances, but correction factors can be used (Stroeve and Nolin, 2002; Kokhanovsky and Zege, 2004). The calculations of Table 1 are for clear sky conditions, for SZAs of 70° and 60°, and incident light follows our equation (2).

	<b>Wavelength, nm →</b>	<b>470</b>	<b>550</b>	<b>645</b>	<b>660</b>	<b>870</b>	<b>1240</b>	<b>1600</b>	<b>1640</b>
	<b>Date, time (GMT + 8:00) ↓</b>	MODIS Band 3	AATSR and MODIS Band 4	MODIS Band 1	AATSR	AATSR and MODIS Band 2	MODIS Band 5	AATSR	MODIS Band 6
<b>SZA=60° + diffuse light (eq 1)</b>	18/1/09 11:00	0.985	0.982	0.968	0.965	0.896	0.573	0.125	0.144
	18/1/09 14:30	0.985	0.982	0.968	0.964	0.891	0.544	0.105	0.122
	19/1/09 0:00	0.985	0.982	0.968	0.964	0.896	0.576	0.128	0.147
	19/1/09 4:30	0.985	0.982	0.968	0.964	0.895	0.571	0.124	0.143
	19/1/09 11:30	0.985	0.982	0.969	0.965	0.901	0.596	0.143	0.164
	19/1/09 17:10	0.985	0.982	0.967	0.964	0.892	0.558	0.116	0.134
	19/1/09 21:00	0.985	0.982	0.968	0.964	0.893	0.559	0.116	0.135
	20/1/09 1:20	0.985	0.982	0.968	0.965	0.895	0.564	0.119	0.137
<b>SZA=70° + diffuse light (eq 1)</b>	18/1/09 11:00	0.987	0.984	0.973	0.970	0.912	0.631	0.179	0.202
	18/1/09 14:30	0.987	0.984	0.973	0.969	0.908	0.604	0.155	0.176
	19/1/09 0:00	0.987	0.984	0.973	0.970	0.912	0.634	0.183	0.205
	19/1/09 4:30	0.987	0.984	0.973	0.970	0.912	0.629	0.178	0.201
	19/1/09 11:30	0.987	0.984	0.973	0.971	0.917	0.651	0.200	0.224
	19/1/09 17:10	0.987	0.984	0.972	0.969	0.909	0.617	0.168	0.190
	19/1/09 21:00	0.987	0.984	0.972	0.970	0.910	0.619	0.169	0.191
	20/1/09 1:20	0.987	0.984	0.973	0.970	0.912	0.623	0.172	0.194

Table 1: Directional hemispherical reflectance of all measurements on spectral bands of MODIS and AATSR satellites.



## **6) Implications for snow and atmospheric chemistry**

This study presents evidence for large water vapor fluxes at the air-snow interface in both directions on the Antarctic plateau. These fluxes inevitably entrain adsorbed and dissolved species (Domine and Thibert, 1996), modifying snow and atmospheric composition. One such noteworthy species is nitric acid,  $\text{HNO}_3$ , which can both adsorb onto ice crystals (Ullerstam et al., 2005) and form a solid solution with ice (Thibert and Domine, 1998). On ice  $\text{HNO}_3$  forms the nitrate ion,  $\text{NO}_3^-$ , and this anion is thought to be the main driver of snow photochemistry in remote places such as Dome C, producing reactive species such as  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{OH}$  and  $\text{HONO}$  (Grannas et al., 2007). There is therefore a strong motivation to understand the processes governing nitrate concentrations in surface snow. Previous measurements of nitrate vertical profiles in Antarctic snow noted much higher concentrations in the surface layers (top few cm) than in layers below a depth of 10 cm (Mulvaney et al., 1998; Nakamura et al., 2000), and the concentrations in surface layers show large seasonal variations, which have been interpreted as nitrate loss from the enriched summer layers. The causes for these losses are not well understood. Out-diffusion of  $\text{HNO}_3$  from surface snow crystals has been invoked to explain the fast decrease of  $\text{NO}_3^-$  with depth (Nakamura et al., 2000). More recently, photolysis has been preferred as the main loss mechanism (Frey et al., 2009).

Our observations suggest that co-condensation of nitric acid and water in the fast-growing sublimation crystals should be investigated to explain the high nitrate concentrations in surface snow. In fast-growing crystals, nitrate is expected to be supersaturated (Domine and Thibert, 1996; Domine and Rauzy, 2004) with respect to the equilibrium concentration of the  $\text{HNO}_3$ -ice solid solution (Thibert and Domine, 1998). Indeed, we measured nitrate during another similar episode of sublimation crystals growth in December 2008 and found concentrations around  $1600 \text{ ng g}^{-1}$ , while concentrations in snow 10 cm below the surface were around  $25 \text{ ng g}^{-1}$ .

When sublimation crystals stop growing, we expect them to progressively equilibrate with the atmosphere, and their concentration should decrease. If they are eroded by wind, they can sublimate, releasing nitrate that can be exported by wind towards coastal areas (Davis et al., 2008), contributing to the decrease of gaseous nitric acid, and therefore to the lower nitrate concentrations in surface snow later in the summer.

We suggest that detailed simultaneous measurements of SSA and nitrate concentrations in sublimation crystals will allow a test of these suggestions. Our current conclusion is that besides photolysis and solid state diffusion, the dynamics of crystal growth and sublimation

should be considered or at least tested to explain nitrate concentrations in surface snow layers, as growth and sublimation rates strongly affect solute concentrations. Since nitrate species and their photolysis products, nitrogen oxides, are central to polar atmospheric chemistry (Davis et al., 2004; Grannas et al., 2007), we believe that the potential benefit of understanding the processes governing nitrate concentrations in snow will be significant.

## ***Conclusion***

This study, performed under clear sky and low winds, highlight the highly dynamic character of the snow surface of the Antarctic plateau under these conditions. We conclude that water vapor exchanges between the snow surface and the atmosphere take place in both directions. In the daytime, upward fluxes appear to be sufficiently high to lead to the rapid growth of what are called sublimation crystals, and the rapid growth is evidenced by the sharp points and dendritic outgrowth, that can only take place when the growth interface becomes unstable because of too rapid a growth rate (Libbrecht, 2005).

This dynamic interface leads to changes in snow physical properties such as SSA and density, and as a consequence to changes in snow albedo. Even though the changes in snow physical properties are responsible for only albedo changes of 1%, this represents changes of several  $W m^{-2}$ , sufficient to have an impact in energy balance calculations. Furthermore, the observations of these daily changes can help improve the precision of remote sensing inversion algorithms.

Finally, it is clear that the impact of the dynamism of the air-snow interface on snow and atmospheric chemistry must be explored further. We hope that considering the physical processes evidenced here, as well as the detailed evolution of crystal morphology, can help improve our understanding of polar snow and atmospheric chemistry.

## ***Acknowledgements***

This work was funded by the French Polar Institute (IPEV) under grant Nite DC, n° 1011. We thank AS Gardner for useful discussions concerning his parameterizations of snow albedo and G. Picard for discussions on energy and matter exchanges at the surface. We thank all the technical staff of Concordia station for their help during the campaign.

**Appendix**

First centimeter				
Date and Time (GMT + 8:00)	Mean SSA m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	SSA standard deviation	Mean density kg m <sup>-3</sup>	Density standard deviation
18/1/09 11:00	40.0	1.2	156	8
18/1/09 14:30	33.3	0.5	165	4
19/1/09 0:00	40.9	1.8	147	8
19/1/09 4:30	39.7	2.3	145	10
19/1/09 11:30	46.3	1.0	125	5
19/1/09 17:10	36.8	0.7	130	6
19/1/09 21:00	37.0	1.1	133	4
20/1/09 1:20	37.8	0.9	133	4
Second centimeter				
Date and Time (GMT + 8:00)	Mean SSA m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	SSA standard deviation	Mean density kg m <sup>-3</sup>	Density standard deviation
18/1/09 11:00	25.6	1.2	290	6
18/1/09 14:30	25.4	0.7	258	3
19/1/09 0:00	24.7	0.6	235	16
19/1/09 4:30	26.5	0.9	236	13
19/1/09 11:30	32.1	1.1	202	13
19/1/09 17:10	23.2	0.7	215	7
19/1/09 21:00	25.1	0.3	227	10
20/1/09 1:20	28.3	0.6	231	11

Appendix: SSA and density values used in DISORT for albedo calculations for the 18-19 January. Standard deviations are calculated from triplicates measurements, for density and SSA.

## References

- Alley, R. B.: Firn densification by grain-boundary sliding - a 1st model, *Journal De Physique*, 48, 249-256, 1987.
- Alvarez-Aviles, L., Simpson, W. R., Douglas, T. A., Sturm, M., Perovich, D., and Domine, F.: Frost flower chemical composition during growth and its implications for aerosol production and bromine activation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113, 10.1029/2008jd010277, 2008.
- Aoki, T., Fukabori, M., Hachikubo, A., Tachibana, Y., and Nishio, F.: Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105, 10219-10236, 2000.
- Bird, R. E., and Riordan, C.: Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earths surface for cloudless atmospheres, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 87-97, 1986.
- Cabanes, A., Legagneux, L., and Domine, F.: Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36, 2767-2777, 2002.
- Cabanes, A., Legagneux, L., and Domine, F.: Rate of evolution of the specific surface area of surface snow layers, *Environmental Science & Technology*, 37, 661-666, 10.1021/es025880r, 2003.
- Colbeck, S. C.: An overview of seasonal snow metamorphism, *Reviews of Geophysics*, 20, 45-61, 1982.
- Colbeck, S. C.: Theory of metamorphism of dry snow, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 88, 5475-5482, 1983.
- Colbeck, S. C.: Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration, *Journal of Glaciology*, 35, 23-29, 1989.
- Davis, D., Chen, G., Buhr, M., Crawford, J., Lenschow, D., Lefer, B., Shetter, R., Eisele, F., Mauldin, L., and Hogan, A.: South Pole NO<sub>x</sub> chemistry: an assessment of factors controlling variability and absolute levels, *Atmospheric Environment*, 38, 5375-5388, 10.1016/j.atmosenv.2004.04.039, 2004.
- Davis, D. D., Seelig, J., Huey, G., Crawford, J., Chen, G., Wang, Y. H., Buhr, M., Helmig, D., Neff, W., Blake, D., Arimoto, R., and Eisele, F.: A reassessment of Antarctic plateau reactive nitrogen based on ANTO 2003 airborne and ground based measurements, *Atmospheric Environment*, 42, 2831-2848, 10.1016/j.atmosenv.2007.07.039, 2008.
- Domine, F., and Thibert, E.: Mechanism of incorporation of trace gases in ice grown from the gas phase, *Geophysical Research Letters*, 23, 3627-3630, 1996.
- Domine, F., Cabanes, A., and Legagneux, L.: Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36, 2753-2765, 2002.
- Domine, F., and Rauzy, C.: Influence of the ice growth rate on the incorporation of gaseous HCl, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4, 2513-2519, 2004.
- Domine, F., Taillandier, A. S., Simpson, W. R., and Severin, K.: Specific surface area, density and microstructure of frost flowers, *Geophysical Research Letters*, 32, L13502, 10.1029/2005gl023245, 2005.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., and Casacchia, R.: Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance

of snow, *Cold Regions Science and Technology*, 46, 60-68, 10.1016/j.coldregions.2006.06.002, 2006.

Domine, F., Taillandier, A. S., and Simpson, W. R.: A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112, F02031, 10.1029/2006jf000512, 2007.

Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H. W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G., and Simpson, W. R.: Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 171-208, 2008.

Flanner, M. G., and Zender, C. S.: Linking snowpack microphysics and albedo evolution, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111, 10.1029/2005jd006834, 2006.

Frey, M. M., Savarino, J., Morin, S., Erbland, J., and Martins, J. M. F.: Photolysis imprint in the nitrate stable isotope signal in snow and atmosphere of East Antarctica and implications for reactive nitrogen cycling, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 8681-8696, 2009.

Gallet, J. C., Domine, F., Zender, C. S., and Picard, G.: Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm, *The Cryosphere*, 3, 167-182, 2009.

Gardner, A. S., and Sharp, M. J.: A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 115, F01009

10.1029/2009jf001444, 2010.

Grannas, A. M., Jones, A. E., Dibb, J., Ammann, M., Anastasio, C., Beine, H. J., Bergin, M., Bottenheim, J., Boxe, C. S., Carver, G., Chen, G., Crawford, J. H., Domine, F., Frey, M. M., Guzman, M. I., Heard, D. E., Helmig, D., Hoffmann, M. R., Honrath, R. E., Huey, L. G., Hutterli, M., Jacobi, H. W., Klan, P., Lefer, B., McConnell, J., Plane, J., Sander, R., Savarino, J., Shepson, P. B., Simpson, W. R., Sodeau, J. R., von Glasow, R., Weller, R., Wolff, E. W., and Zhu, T.: An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 4329-4373, 2007.

Grenfell, T. C., Warren, S. G., and Mullen, P. C.: Reflection of solar-radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99, 18669-18684, 1994.

Grenfell, T. C., and Warren, S. G.: Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104, 31697-31709, 1999.

Grenfell, T. C., and Perovich, D. K.: Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow-ice-land-ocean environment, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 109, C01001

10.1029/2003jc001866, 2004.

Grenfell, T. C., Neshyba, S. P., and Warren, S. G.: Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 3. Hollow columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110, 10.1029/2005jd005811, 2005.

Jin, Z. H., Charlock, T. P., Yang, P., Xie, Y., and Miller, W.: Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica, *Remote Sensing of Environment*, 112, 3563-3581, 10.1016/j.rse.2008.04.011, 2008.

Kerbrat, M., Pinzer, B., Huthwelker, T., Gaggeler, H. W., Ammann, M., and Schneebeli, M.: Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption: comparison and implications for surface smoothness, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 1261-1275, 2008.

- Kokhanovsky, A. A., and Zege, E. P.: Scattering optics of snow, *Applied Optics*, 43, 1589-1602, 2004.
- Legagneux, L., Cabanes, A., and Domine, F.: Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107, 4335, 10.1029/2001jd001016, 2002.
- Libbrecht, K. G.: The physics of snow crystals, *Rep. Prog. Phys.*, 68, 855-895, 10.1088/0034-4885/68/4/r03, 2005.
- McGuffie, K., and Hendersonsellers, A.: The diurnal hysteresis of snow albedo, *Journal of Glaciology*, 31, 188-189, 1985.
- Meinander, O., Kontu, A., Lakkala, K., Heikkila, A., Ylianttila, L., and Toikka, M.: Diurnal variations in the UV albedo of arctic snow, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 6551-6563, 2008.
- Mulvaney, R., Wagenbach, D., and Wolff, E. W.: Postdepositional change in snowpack nitrate from observation of year-round near-surface snow in coastal Antarctica, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103, 11021-11031, 1998.
- Munneke, P. K., Reijmer, C. H., van den Broeke, M. R., Konig-Langlo, G., Stammes, P., and Knap, W. H.: Analysis of clear-sky Antarctic snow albedo using observations and radiative transfer modeling, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113, 10.1029/2007jd009653, 2008.
- Nakamura, K., Nakawo, M., Ageta, Y., Goto-Azuma, K., and K., K.: Post-depositional loss of nitrate in surface snow layers of the Antarctic ice sheet, *Bulletin of Glaciological Research* 17, 11-16, 2000.
- Neshyba, S. P., Grenfell, T. C., and Warren, S. G.: Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 2. Hexagonal columns and plates, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108, 10.1029/2002jd003302, 2003.
- Perovich, D. K., and Richter-Menge, J. A.: Surface characteristics of lead ice, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99, 16341-16350, 1994.
- Pirazzini, R.: Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109, 10.1029/2004jd004617, 2004.
- Robinson, D. A., Dewey, K. F., and Heim, R. R.: Global snow cover monitoring - an update, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74, 1689-1696, 1993.
- Scambos, T. A., Haran, T. M., Fahnestock, M. A., Painter, T. H., and Bohlander, J.: MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size, *Remote Sensing of Environment*, 111, 242-257, 10.1016/j.rse.2006.12.020, 2007.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M. E., Painter, T. H., Dangel, S., and Martonchik, J. V.: Reflectance quantities in optical remote sensing-definitions and case studies, *Remote Sensing of Environment*, 103, 27-42, 10.1016/j.rse.2006.03.002, 2006.
- Sommerfeld, R. A.: A branch grain theory of temperature-gradient metamorphism in snow, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 88, 1484-1494, 1983.
- Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K.: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative-transfer in multiple-scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27, 2502-2509, 1988.
- Stroeve, J. C., and Nolin, A. W.: New methods to infer snow albedo from the MISR instrument with applications to the Greenland ice sheet, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40, 1616-1625, 10.1109/tgrs.2002.801144, 2002.

- Taillandier, A. S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M., and Douglas, T. A.: Rate of decrease of the specific surface area of dry snow: Isothermal and temperature gradient conditions, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112, F03003, 10.1029/2006jf000514, 2007.
- Thibert, E., and Domine, F.: Thermodynamics and kinetics of the solid solution of HNO<sub>3</sub> in ice, *Journal of Physical Chemistry B*, 102, 4432-4439, 1998.
- Town, M. S., Waddington, E. D., Walden, V. P., and Warren, S. G.: Temperatures, heating rates and vapour pressures in near-surface snow at the South Pole, *Journal of Glaciology*, 54, 487-498, 2008.
- Ullerstam, M., Thornberry, T., and Abbatt, J. P. D.: Uptake of gas-phase nitric acid to ice at low partial pressures: evidence for unsaturated surface coverage, *Faraday Discussions*, 130, 211-226, 10.1039/b417418f, 2005.
- Van den Broeke, M., Reijmer, C., Van As, D., and Boot, W.: Daily cycle of the surface energy balance in Antarctica and the influence of clouds, *Int. J. Climatol.*, 26, 1587-1605, 10.1002/joc.1323, 2006.
- Wagon, P., Sicart, J.-E., Berthier, E., and Chazarin, J.-P.: Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level, *Journal of Geophysical Research*, 108, 10.1029/2002JD002088, 2003, 2003.
- Warren, S. G.: Optical-properties of snow, *Reviews of Geophysics*, 20, 67-89, 1982.
- Warren, S. G., and Clarke, A. D.: Soot in the atmosphere and snow surface of antarctica, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 95, 1811-1816, 1990.
- Warren, S. G., Brandt, R. E., and Hinton, P. O.: Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow, *J. Geophys. Res.-Planets*, 103, 25789-25807, 1998.
- Weller, G.: The heat and mass balance of snow dunes on the central Antarctic plateau, *Journal of Glaciology*, 8, 277-284, 1969.
- Wiscombe, W. J.: Improved mie scattering algorithms, *Applied Optics*, 19, 1505-1509, 1980.
- Wiscombe, W. J., and Warren, S. G.: A model for the spectral albedo of snow .1. Pure snow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2712-2733, 1980.
- Zhou, X. B., Li, S. S., and Stamnes, K.: Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108, 473810.1029/2003jd003859, 2003.

## IV.F. Compléments

Cette étude montre que les variations journalières de SS à Dôme C peuvent induire des variations d'albédo de l'ordre de 1%, soit un forçage de l'ordre de  $4 \text{ W m}^{-2}$ , ce qui constitue une quantité non négligeable. Cependant, ce travail s'est déroulé sous des conditions atmosphériques calmes et par ciel clair, et l'impact de notre conclusion sur le bilan énergétique à l'échelle de la saison d'été australe reste à établir. Au début de cette étude, il était clair que l'on s'attendait uniquement à des processus de formation et de sublimation de givre de surface. En fait, la surface de la neige comprenait bien des cristaux de givre de surface, mais dans des proportions souvent inférieures à 20% et cette quantité diminuait légèrement au cours de la journée. Par contre, nous avons observé de nombreux « bourgeons » à la surface constitués de cristaux facettés, de particules rondes, de cristaux de givre et également d'aiguilles et de dendrites (des branches secondaires étaient souvent observables). Une telle observation indique une croissance très rapide et donc un flux de vapeur important. Comme DC est un site froid, nous avons suspecté une source de vapeur d'eau liée à la proximité de la base mais l'observation de ces cristaux jusqu'à 5 km de la base a montré que cette hypothèse était erronée.

Sous d'autres conditions météorologiques, ces cristaux n'ont pas été observés. La présence de vent modéré risque d'inhiber la formation de ces structures en homogénéisant la température de surface du manteau neigeux par advection d'air dans les premières couches, ou en sublimant instantanément les microstructures formées. Lors d'épisodes de fort vent (environ  $10 \text{ m s}^{-1}$ ), nous avons observé que la totalité de ces structures disparaissent par érosion. Par contre, il est probable que même dans ces différentes conditions, des flux de vapeur existent à l'interface air-neige, et que ces flux sont susceptibles de modifier la SS et la densité de la neige de surface, et par conséquent son bilan radiatif. Des études plus complètes sous une plus grande variété de conditions météorologiques sont donc nécessaires pour évaluer l'impact énergétique saisonnier des transformations physiques journalières de la neige sur le plateau Antarctique.



## IV.G. Conclusions

Ce chapitre clot notre étude sur les variations spatiales et temporelles de la SS de la neige à DC. Une des applications, qui va bien au-delà du cadre expérimental de cette thèse, est l'utilisation de ces données pour la validation des méthodes de détermination de la SS à partir de données satellitales. L'enjeu est énorme, car une méthode validée permettrait d'obtenir les variations de la SS sur tout le continent pendant une bonne partie de l'année. Cela nous donnerait des informations inaccessibles par les seules mesures de terrain sur la variabilité spatiale et temporelle de la SS de la neige en Antarctique. Combinées à des observations et des mesures de terrain, une meilleure compréhension des processus qui gouvernent l'évolution des propriétés physiques de la neige à DC serait permise. Il est clair que cela permettrait d'affiner notre compréhension du bilan énergétique à l'échelle du continent.

## Références bibliographiques du chapitre 4

- Aristidi, E., et al. (2005), An analysis of temperatures and wind speeds above Dome C, Antarctica, *Astron. Astrophys.*, 430(2), 739-746.
- Cabanes, A., L. Legagneux, and F. Domine (2002), Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign, *Atmospheric Environment*, 36(15-16), 2767-2777.
- Colbeck, S. C. (1989), Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration, *Journal of Glaciology*, 35(119), 23-29.
- Hudson, S. R., and R. E. Brandt (2005), A look at the surface-based temperature inversion on the antarctic plateau, *American Meteorological Society, Journal of Climate*, 18(11), 1673-1696.
- Martin, S., R. Drucker, and M. Fort (1995), A laboratory study of frost flower growth on the surface of young sea-ice, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 100(C4), 7027-7036.
- Orheim, O. (1968), Surface snow metamorphosis on the antarctic plateau, *Norks Polarinstitut, Arbok 1966*, 84-91.
- Perovich, D. K., and J. A. Richter-Menge (1994), Surface characteristics of lead ice, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99(C8), 16341-16350.
- Van den Broeke, M., C. Reijmer, D. Van As, and W. Boot (2006), Daily cycle of the surface energy balance in Antarctica and the influence of clouds, *Int. J. Climatol.*, 26(12), 1587-1605.
- Vincent, C. (2002), Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D19).
- Warren, S. G. (1982), Optical-properties of snow, *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67-89.
- Weller, G. (1969), The heat and mass balance of snow dunes on the central antarctic plateau, *Journal of Glaciology*, 8(53), 277-284.

## Conclusions et perspectives de la thèse

Ce travail de thèse avait donc pour objectif premier de concevoir un nouvel instrument de mesure de la surface spécifique de la neige à partir de sa réflectance infra-rouge. Les objectifs suivants étaient de mesurer les profils de SS du manteau neigeux Antarctique et de proposer des applications futures en termes de bilan énergétique, de télédétection et également de chimie atmosphérique. Nous allons donc brièvement rappeler les principales conclusions émises au cours de ce travail. Nous présenterons ensuite un bref résumé des propriétés physiques du manteau neigeux Antarctique et terminerons sur les perspectives de ce travail.

L'instrument DUFISSS a donc été mis au point au cours de cette thèse. Il permet une mesure rapide, sur le terrain, de la SS de tous types de neige. Ce système a été validé théoriquement avec l'utilisation du modèle de transfert radiatif DISORT et expérimentalement avec la mesure de SS par adsorption de méthane. La précision des mesures est de 10% et ce système est facile d'utilisation sur le terrain et dans les difficiles conditions des milieux polaires où il a été testé avec succès.

En effet, l'utilisation de DUFISSS en Antarctique nous a permis de mesurer de nombreux profils de SS du manteau neigeux à la station franco-italienne de Dôme Concordia. L'Antarctique étant situé loin de toute source de pollution, la SS de la neige suffit à elle seule à déterminer son albédo sur tout le spectre solaire. Les 13 profils mesurés nous ont permis de déterminer l'albédo spectral moyen du manteau neigeux autour de la station Concordia, avec l'utilisation du code DISORT. Ces résultats montrent que l'essentiel des variations est observé dans la partie infra-rouge du spectre car la SS de la neige présente une forte variabilité spatiale dans les 15 premiers centimètres du manteau neigeux. En moyenne, la SS y décroît de  $38 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  à  $14 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ . Comme l'accumulation à DC est faible, les couches de surface sont de nombreuses fois remobilisées par le vent. La neige soufflée a une SS de l'ordre de  $50$  à  $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$  et elle se dépose de manière spatialement discontinue, ce qui contribue à l'hétérogénéité de la surface. Lors de rares tempêtes, le dépôt de neige par le vent peut former des sastrugi de 10 à 20 cm d'épaisseur. Malgré ces hétérogénéités, nous considérons nos mesures comme représentatives car nous avons effectués nos puits sur tous les différents types de surface observées à DC.

Il est également très intéressant de noter que la SS de la neige de surface montre des variations journalières. Lors d'une étude du suivi de la SS de surface pendant 36 heures, nous avons observé une augmentation de la SS la nuit mais également au milieu de la journée. Nos observations morphologiques des cristaux de neige et nos mesures montrent que la nuit, la formation de givre de surface explique l'augmentation de SS. Par contre, au milieu de la journée, un autre processus de formation de cristaux a été mis en évidence. En

fonction de la longueur d'onde, les radiations incidentes pénètrent dans le manteau neigeux à une profondeur différente de sorte que la couche la plus chaude est située quelques mm à quelques cm sous la surface. De plus, la surface de la neige est plus chaude que la base de l'atmosphère. Par temps calme, il se met alors en place un flux de vapeur depuis les couches proches de la surface vers l'atmosphère. Si le gradient de température est suffisamment élevé, la vapeur d'eau va pouvoir se condenser à la surface du manteau neigeux, sur des cristaux existant, formant ce que l'on appelle des cristaux de sublimation. Le processus de formation et l'aspect visuel de ces cristaux est similaire à ceux des fleurs de givre qui se forment sur la glace de mer jeune. Il est important de souligner que c'est grâce à nos mesures de SS, qui ont mis en évidence l'augmentation de cette variable en milieu de journée, que la formation des ces cristaux de sublimation a pu être proposée. En effet, l'explication classique aurait attribuée cette croissance à du givre de surface, mais ceci est incompatible avec une croissance quand la surface est plus chaude que l'atmosphère.. Des discussions avec nos collègues et une recherche bibliographique nous ont montré que les grandes lignes de ce processus avait déjà été décrits dans les anciens travaux de [Orheim, 1968], et [Weller, 1969], 40 ans avant nous. Curieusement, ces travaux n'ont guère trouvé d'écho et sont très peu mentionnés dans la littérature.

Ces transformations journalières de la neige de surface ont de nombreuses implications. Tout d'abord, nos calculs montrent que les variations de SS induites sont responsables de 25% des variations journalières du broadband albédo, le reste étant causé par les variations de l'angle solaire zénithal. Ensuite, les flux de vapeur à l'origine de ces transformations sont à priori élevés car ils permettent une croissance très rapide des cristaux, comme indiqué par les fines structures dendritiques à la surface du manteau neigeux. Ces flux ont donc probablement de fortes implications sur le bilan de masse du plateau Antarctique.

Il est clair que de futurs travaux devront approfondir cet aspect et répondre aux questions suivantes : Quels sont les flux de vapeur à la surface en fonction des saisons et des conditions météorologiques ? Quels sont les flux d'énergie et notamment les flux de chaleur latente ? Quels sont les corrélations entre flux de chaleur latente et flux radiatifs, dans la mesure où il est probable que plus les flux de vapeur sont élevés, plus la croissance des cristaux sera rapide et plus la SS de la surface sera élevée, et donc plus l'albédo sera élevé ? Il nous semble qu'un programme d'études fines des échanges énergétiques à la surface, associant des mesures dans l'atmosphère et dans la neige, serait largement justifié. Une composante en serait la mesure du profil de SS au voisinage de la surface avec une résolution subcentimétrique, associée à une observation microscopique des cristaux, afin de bien comprendre les phénomènes de condensation/sublimation et leurs relations avec la forme et la SS des cristaux.

Ces flux de vapeur impactent forcément la structure et les propriétés physiques de la neige située sous les cristaux de sublimation car elle fournit la vapeur d'eau et perd donc de la masse. Les cristaux de sublimation finissent par être érodés par le vent et les couches à l'origine du flux de vapeur sont mises à nue. L'impact global sur la structure et les propriétés physiques des premières couches de surface et donc à quantifier car ce sont ces premiers centimètres qui déterminent la majeure partie du bilan radiatif du manteau neigeux. Elles sont également directement en contact avec l'atmosphère et donc modifient sa composition chimique.

Nous avons pour objectif futur de comparer nos mesures avec des observations satellitales mais quelle est la représentativité de ces mesures à l'échelle du plateau Antarctique ? [Grenfell et al., 1994] ont supposé que leur mesures effectuées à Vostok et Pôle Sud pouvaient être utilisées sur tout le plateau Antarctique. Depuis, les observations satellitales [Scambos et al., 2007] et la comparaison de nos mesures avec les leurs suggèrent qu'il existe une variabilité spatiale sur le plateau Antarctique. Il serait donc utile d'effectuer de nouvelles mesures entre DC et DDU et également de profiter de raids scientifiques entre DC, Vostok et Pôle Sud pour déterminer le degré d'hétérogénéité des propriétés physiques de la neige de surface.

Une autre perspective évidente est la prolongation de l'exploitation de ce travail pour la télédétection. Une comparaison préliminaire de nos calculs d'albédo avec des données MODIS montre un bon accord. Nous espérons que ce résultat encouragera des spécialistes de ce domaine à approfondir les comparaisons dans le but 1) de valider les récents algorithmes proposés pour déterminer la SS par télédétection et 2) de permettre une étude spatiale et temporelle des variations de la SS de la neige en Antarctique, ce qui aidera à comprendre les processus physiques impliqués, et donc à améliorer notre compréhension du bilan énergétique de l'Antarctique.

La comparaison de ces mesures avec les observations satellitales n'est pas simple car de nombreux facteurs sont à prendre en compte. Le nombre de bandes disponibles, surtout dans l'infra-rouge, est peu élevé et c'est pourquoi il serait intéressant de combiner ces observations avec celles dans le domaine des micros ondes [Brucker, 2009]. Le manteau neigeux émet des micros ondes et leur intensité dépend essentiellement de la température, de la SS, de la densité et de la teneur en eau liquide de la neige (cette dernière étant nulle à DC). Les observations de ce type permettent de déterminer un profil de SS et de densité dans le manteau neigeux. L'avantage de ces observations est qu'elles sont très peu sensibles au couvert nuageux et, de la même façon que les observations visibles ou infra rouge, plusieurs fréquences sont utilisées ce qui permet d'obtenir des informations à différentes profondeurs (10 cm, 1 m et 2 m respectivement pour 85, 37 et 19 GHz de fréquence soit des longueurs d'onde de l'ordre du cm).

Il reste donc à l'heure actuelle de nombreux processus à élucider pour comprendre l'évolution de la physique de la neige de ce continent parfois si bien nommé 'Terra Incognita'. Les outils numériques et les progrès technologiques nous fournissent une aide très précieuse mais ne remplaceront jamais totalement la base essentielle d'une bonne approche des propriétés physiques de la neige : les observations et les mesures de terrain.

## Références Bibliographiques de la conclusion

Brucker, L. (2009), Modélisation de l'émission micro-onde du manteau neigeux: applications en Antarctique et au Québec, *Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier*.

Grenfell, T. C., S. G. Warren, and P. C. Mullen (1994), Reflection of solar-radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D9), 18669-18684.

Orheim, O. (1968), Surface snow metamorphosis on the antarctic plateau, *Norks Polarinstitut, Arbok 1966*, 84-91.

Scambos, T. A., T. M. Haran, M. A. Fahnestock, T. H. Painter, and J. Bohlander (2007), MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size, *Remote Sensing of Environment*, 111, 242-257.

Weller, G. (1969), The heat and mass balance of snow dunes on the central antarctic plateau, *Journal of Glaciology*, 8(53), 277-284.