



HAL
open science

Observations et modélisation de la neige soufflée en Antarctique

Alexandre Trouvilliez

► **To cite this version:**

Alexandre Trouvilliez. Observations et modélisation de la neige soufflée en Antarctique. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU023 . tel-01072241

HAL Id: tel-01072241

<https://theses.hal.science/tel-01072241>

Submitted on 7 Oct 2014

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Alexandre TROUVILLIEZ

Thèse dirigée par **Hubert GALLEE** et **Florence NAAIM-BOUVET**

préparée au sein du **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement** et de l'**Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture** dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Observations et modélisation de la neige soufflée en Antarctique

Thèse soutenue publiquement le « **14 octobre 2013** », devant le jury composé de :

Mr, Eric, MARTIN

Directeur de recherche, CNRM, (Rapporteur)

Mr, Ahmed, OULD EL MOCTAR

Maitre de conférence, Université de Nantes, (Rapporteur)

Mme, Béatrice, MARTICORENA

Chargé de recherche, LISA, (Membre)

Mr, Kouichi, NISHIMURA

Professeur, Université de Nagoya, (Membre)

Mr, Paolo, LAJ

Physicien OSUG, LGGE, (Président)

Mr, Hubert, GALLEE

Directeur de recherche, LGGE, (Directeur de thèse)

Mme, Florence, NAAIM-BOUVET

Directeur de recherche, Irstea, (co-directrice de Thèse)



Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux encadrants, Florence Naaim-Bouvet et Hubert Gallée. Ils ont toujours été là pour répondre à mes questions et me guider tout au long de cette thèse. Au-delà du cadre strict de directeur (trice) de thèse, leurs conseils avisés et leurs bonnes humeurs auront toujours été une aide précieuse.

Je tiens également à remercier le jury. Eric Martin et Ahmed Ould El Moctar pour avoir pris le temps de rapporter cette thèse durant cette période estivale, Béatrice Marticorena d'avoir été examinatrice d'une thèse qui, au premier abord, était loin de ses sujets d'études, Kouichi Nishimura d'avoir accepté d'être examinateur alors qu'un événement important requerrait sa présence au Japon et Paolo Laj pour avoir présidé le jury.

Cette thèse s'est déroulée en partenariat avec deux laboratoires. Commençons par celui où j'ai déposé mes valises en premier, le LGGE. Je remercie Christophe Genthon qui, part son sujet de Master 2, m'a permis de mettre un pied dans le monde polaire et m'a donné envie de poursuivre par une thèse, cette thèse. Qu'il soit remercié également pour la confiance qu'il m'a accordée lors des missions polaires. Je remercie également Vincent Favier qui m'a initié aux mesures en Antarctique et qui a toujours été là pour répondre à mes questions, Luc, pour ses compétences lors des missions, Cécile qui aura été une co-bureau et une collègue de mission toujours à l'écoute et de bonne humeur, Aurélien, mon autre co-bureau, qui m'a fait partager son voyage au Japon. Merci à Isabelle pour son soutien tout au long de ces années, les discussions passionnées et sa curiosité pour tous les sujets. Merci également à la jeune garde de doctorants avec qui j'ai pris grand plaisir à échanger et partager, Cyril, Charles et Hélène. Je remercie également toutes les personnes du LGGE que j'ai croisé, que cela soit sur le terrain, Emmanuel Lemeur, Michel Sachettini et Philippe Possenti ou au centre de Grenoble. Je n'oublierais pas cette visite à la carothèque peuplée des noms magiques (Vostok, D47, Dôme C,...) avec Jean-Robert Petit.

J'ai passé la deuxième partie de ma thèse dans l'unité de recherche ETNA d'Irstea, anciennement Cemagref. Je tiens à remercier dans un premier temps Mohammed Naaim et Didier Richard pour m'avoir toujours soutenu. Un grand merci à Hervé Bellot qui malgré ses nombreuses contraintes a toujours été là pour répondre aux différentes questions sur les instruments que je pouvais avoir. Merci également aux doctorants qui ont accepté un nouveau venu dans ce bureau perdu au fond d'une aile de bâtiment maintenant détruite et pour toutes ces discussions animées, Nicolas, Philomène, Pauline, Matthieu, Sandrine. Merci à l'équipe ETNA en général pour tous ces moments de convivialité, en séminaire et au centre.

Cette thèse ne serait pas ce qu'elle est sans la possibilité d'avoir pu mener de nouvelles mesures en Antarctique. Je remercie les Terres Australes et Antarctiques Françaises ainsi que l'Institut Paul Emile-Victor pour avoir permis ces mesures et le programme européen ICE2SEA pour avoir financé une grande partie des instruments. Un grand merci à tout le personnel technique qui, chaque année, nous permette de faire ces mesures : Philippe, Tito, Raoul, Sylvain, Bénédicte, Jacky, Nico, Jean-Luc,... . Le voyage polaire est un voyage qui marque le corps et l'esprit. J'y ai découvert une gentillesse et un sens de l'entraide comme nulle part ailleurs.

Je tiens à remercier Météo-France, partenaire du site du Col du Lac Blanc où les mesures dans les Alpes ont été menées. Merci en particulier à Vincent Vionnet, Gilbert Guyomarc'h et les autres membres du CEN pour les échanges que nous avons pu avoir. Merci également à Ito Yoichi de l'Université de Nagoya. Je remercie également Philippe Sergent et Georges Chapalain pour m'avoir accordé deux mois de travail sur ma thèse lors de ma prise de poste au CETMEF.

Ce manuscrit doit également beaucoup à ma famille, à ma compagne et à mes amis que j'ai mis à contribution lors de la rédaction et lors de la soutenance. Ils ont même supporté mon humeur de grognon lors de la phase finale de rédaction et je ne les remercierais jamais assez.

Je tiens pour finir à rendre hommage à grand Fred, petit Antony et Bob. L'Antarctique reste un lieu dangereux, un milieu extrême, vous le saviez et cela ne vous empêchait pas de revenir chaque année. Je ne vous oublie pas et cette thèse vous est dédiée ainsi qu'à tous ceux qui ont donné leur vie pour permettre la recherche scientifique sur ce continent perdu.

Résumé

L'augmentation de l'accumulation de neige simulée en Antarctique de l'Est pour le siècle à venir est une contribution négative à la hausse du niveau moyen des mers. Les modèles climatiques simulant cette augmentation ne possèdent pas de paramétrisation du transport éolien de neige or ce dernier joue un rôle primordial sur l'accumulation d'après les observations. Les modèles climatiques régionaux possédant une paramétrisation du transport éolien permettent d'estimer l'incertitude des modèles climatiques sur la hausse du niveau moyen des mers en ne représentant pas ce processus. Cependant aucune donnée de transport ne permet une validation précise de ces modèles en Antarctique. Dans ce contexte, cette thèse décrit la constitution d'une base de données de transport éolien de neige en Antarctique ainsi qu'une validation d'un modèle climatique régional incluant le transport éolien de neige. Un instrument acoustique, le *FlowCapt*, a été choisi pour acquérir les données. Une comparaison avec un appareil de mesure optique du transport, le *Snow Particle Counter*, a été menée dans les Alpes françaises. Cette comparaison a permis de déterminer les limites des deux générations de *FlowCapt* existantes pour la détection des événements de transport et la quantification du flux de neige. Une base de données de trois années a été acquise en Terre Adélie, Antarctique, pour permettre une comparaison avec un modèle climatique régional. Elle a permis de calculer la hauteur de rugosité et la vitesse de frottement seuil avec leurs incertitudes. Les épisodes de transport éolien de neige et une borne inférieure de la quantité de neige déplacée en un point ont été estimés. Deux comparaisons ont été menées avec le Modèle Atmosphérique Régional, un modèle climatique régional incluant de nombreuses rétroactions du transport sur l'écoulement. Les deux simulations utilisées pour les comparaisons ont été faites sur un petit domaine à fine échelle sur une période d'un mois. Le modèle simule bien les épisodes de transport sauf lorsque de la fonte s'est produite juste avant un épisode ou lorsque les épisodes ont une hauteur maximale de transport inférieure à cinquante centimètres. Le modèle sous-estime les quantités de neige transportée.

Mots Clefs : Neige, transport éolien, bilan de masse de surface, Antarctique, modèle climatique régional, *FlowCapt*, *Snow Particle Counter*, Modèle Atmosphérique Régional.

Abstract

Predicted accumulation by global numerical climate models for the next century increases in East Antarctica and negatively contributes to the mean sea level rise. None of the climate models integrates a blowing snow parametrisation. However few smaller scale regional climate models include a blowing snow parametrisation and thus can assess the climate models uncertainty on the mean sea level rise by not representing this process. Yet none of the blowing snow data available in Antarctica allows for a precise validation of a regional climate model. In this context, this PhD described the establishment of an Antarctica blowing snow database and the validation of a regional climate model including a blowing snow parametrisation. An acoustic blowing snow sensor, the *FlowCapt*, has been chosen to collect data in Antarctica. A comparison with an optic blowing snow sensor, the *Snow Particle Counter*, has been conducted in the French Alps. The capacity of the two existing *FlowCapt* generation has been determined on the blowing snow event and the flux quantification. A three years blowing snow model-oriented database is now available in Adélie Land, Antarctica. The threshold friction velocity and the roughness height have been calculated with their uncertainty. Blowing snow variability has been determined as well as the minimum transport rate at one field point. Two comparisons have been done with the Modèle Atmosphérique Régional (MAR), a regional climate model including a blowing snow parametrisation. Both simulations represent a small domain with a high vertical and horizontal resolution over one month. The model is able to reproduce the blowing snow event except when melting occurs or when the blowing snow height is encompassed within the first fifty centimetres above the ground. The model underestimate the snow quantity transported at the field measurement point.

Key Words: Snow, Blowing snow, surface mass balance, Antarctica, regional climate model, *FlowCapt*, *Snow Particle Counter*, Modèle Atmosphérique Régional.

Table des matières

Introduction	1
1 Chapitre I : Principes généraux, mesures et modélisations régionales du transport de neige par le vent.....	5
1.1 <i>La neige sous toutes ses formes</i>	6
1.1.1 La formation des différents types de cristaux.....	6
1.1.2 Modification des cristaux lors de leur chute	7
1.1.3 Le manteau neigeux et la métamorphose des cristaux.....	7
1.2 <i>Le vent et la structure de l'atmosphère.....</i>	8
1.2.1 Structure générale de l'atmosphère	8
1.2.2 La troposphère et la couche limite atmosphérique	9
1.2.3 Les vents dans la couche de surface	10
1.3 <i>Le transport de neige par le vent.....</i>	14
1.3.1 La vitesse de frottement seuil.....	14
1.3.2 Les différents modes de transport.....	17
1.3.3 Les quantités transportées.....	20
1.4 <i>Rétroaction du transport éolien sur l'écoulement.....</i>	25
1.4.1 Modification de la surface de neige pendant le transport.....	25
1.4.2 Rétroaction dans la couche de saltation	28
1.4.3 Rétroaction dans la couche de diffusion	30
1.5 <i>Les modules de transport de neige par le vent.....</i>	31
1.5.1 Les différents modèles numériques suivant leurs applications	31
1.5.2 Le Modèle atmosphérique Régional	33
1.6 <i>Les mesures de transport éolien de neige en milieu naturel</i>	42
1.6.1 Les pièges à neige.....	43
1.6.2 Les instruments optiques	47
1.6.3 Les « instruments impacts ».....	49
1.6.4 Les capteurs de champs électriques	51
1.6.5 Limites des capteurs.....	52
1.7 <i>Synthèse du Chapitre I.....</i>	52
2 Chapitre II : Instruments choisis et validité des mesures de transport de neige par le vent, intercomparaison menée sur le site expérimental du Col du Lac Blanc	53
2.1 <i>De la nécessité d'une nouvelle campagne antarctique</i>	53
2.1.1 Les contraintes de modélisation	53
2.1.2 Les précédentes campagnes en Antarctique	53
2.2 <i>Le choix du capteur.....</i>	56
2.2.1 Les contraintes du milieu polaire	56
2.2.2 Les capteurs envisageables	56
2.2.3 Le capteur choisi : le <i>FlowCapt</i>	57
2.3 <i>Capacité de mesure du transport éolien de neige des FlowCaps</i>	59
2.3.1 Le site d'étude.....	60
2.3.2 La comparaison de la vitesse des vents	63
2.3.3 Occurrence de transport.....	64
2.3.4 Quantification des flux	66
2.3.5 Résumé de la comparaison	73
2.4 <i>Synthèse du Chapitre II.....</i>	74
3 Chapitre III : Observations en Terre Adélie, installations et résultats	75

3.1	<i>La Terre Adélie, site idéal de modélisation et de mesures de neige transportée par le vent en Antarctique.....</i>	75
3.1.1	Présentation de la Terre Adélie.....	75
3.1.2	Campagne de mesures avec les stations météorologiques automatiques	79
3.1.3	Les mesures filets ponctuelles.....	83
3.1.4	Récapitulatif des mesures	85
3.2	<i>Les résultats de l'observatoire de neige transportée par le vent.....</i>	87
3.2.1	Les différences de fonctionnement des <i>FlowCaps</i> entre les Alpes et l'Antarctique	87
3.2.2	Variations de la vitesse de frottement seuil et de la hauteur de rugosité	90
3.2.3	L'événementiel du transport éolien de neige en Terre Adélie	98
3.2.4	Evènementiel et vitesse des vents	102
3.2.5	Quantités transportées	105
3.2.6	Evolution de la vitesse de chute des particules après une précipitation	106
3.3	<i>Synthèse et perspective du Chapitre III.....</i>	112
3.3.1	Synthèse	112
3.3.2	Perspectives	112
4	Chapitre IV : Comparaison entre les observations en Terre Adélie et les simulations avec le Modèle Atmosphérique Régional.....	116
4.1	<i>Comparaison des observations et d'une simulation sur un point de mesure concernant l'évènementiel.....</i>	<i>116</i>
4.1.1	Rappel du contexte.....	116
4.1.2	Observations	117
4.1.3	Simulation du MAR.....	118
4.1.4	Résultats	121
4.1.5	Conclusion de la première comparaison	124
4.2	<i>Comparaison des observations et d'une simulation sur trois points de mesure pour l'évènementiel et la quantification.....</i>	<i>125</i>
4.2.1	Données de comparaison	125
4.2.2	Résultats	127
4.2.3	Conclusions de la deuxième simulation	134
4.3	<i>Conclusions du chapitre IV.....</i>	<i>135</i>
	Conclusions et perspectives.....	137
	Annexe A : Les campagnes de mesure de transport de neige par le vent en Antarctique	140
	Annexe B : Calcul des intervalles de confiance pour la vitesse de frottement et la hauteur de rugosité	143
	Annexe C : Listes des acronymes et des notations.....	145
	Annexe D : publications et conférences	149
	Bibliographie	150

INTRODUCTION

Près de 23 % de la population mondiale vit à moins de 100 km des côtes et dans les zones où l'altitude est inférieure à 100 m (Parry et al., 2007). Dans ce contexte, la hausse du niveau moyen des mers, en augmentation de 3 mm.an⁻¹ depuis 1993 (Solomon et al., 2007), entraîne une hausse des risques associés aux milieux côtiers. Cette augmentation du niveau moyen des mers est le résultat des différents processus que sont l'expansion thermique des océans, la fonte des glaciers de montagne dans le monde et la fonte des calottes polaires. Les plus grandes incertitudes sur cette augmentation se trouvent dans la contribution de la fonte des calottes dont les processus de rétroactions sont non linéaires (Rignot et al., 2011). Une meilleure estimation de cette contribution est donc nécessaire pour pouvoir évaluer avec plus de précision cette hausse et les impacts qu'elle va entraîner.

L'Antarctique est la calotte polaire qui contient les réserves en eau sous forme de glace les plus importantes, près de 90 % des glaces du globe. S'il venait à fondre entièrement, le niveau moyen des mers augmenterait de près de 60 m. Il est donc important d'avoir une connaissance approfondie des mécanismes influençant les réserves en eau de ce continent.

L'Antarctique, la dernière *terra incognita*, est un continent qui semble si lointain, nimbé d'un voile de mystère et d'aventure. Depuis le milieu du XIX^{ème} siècle, et les premières grandes expéditions polaires, de nombreuses recherches dans des domaines variés y ont été et y sont toujours menées. Ces recherches permettent d'avoir une plus idée claire de ce qui, il y a encore deux siècles, n'était qu'un vague trait de côte sur les cartes du monde.

L'Antarctique se situe au pôle Sud géographique et s'étend sur près de 14 millions de kilomètres carrés soit plus de vingt six fois la superficie de la France métropolitaine. Il est composé à 98% de glace, quelques portions du socle rocheux affleurant à la côte et dans des chaînes de montagnes. De part sa composition et son emplacement, l'Antarctique est très sensible aux variations de l'atmosphère qui affectent l'ensemble du globe. En effet, une variation de température, même faible, va avoir un impact important sur la quantité en eau contenue dans la calotte. Cette quantité et ses variations vont avoir une influence sur le niveau moyen des mers.

Le bilan de masse est étudié pour évaluer la contribution des calottes à la hausse du niveau moyen des mers. Il représente la quantité en eau contenue dans la calotte qui peut avoir une influence sur ce niveau. Ainsi seule la glace qui repose sur le socle rocheux est prise en considération. La glace reposant sur l'eau, appelée glace posée, n'est pas prise en compte, car elle n'a aucun effet sur le niveau des mers. La ligne qui sépare la glace posée de celle reposant sur le socle rocheux est appelée ligne d'échouage. Le bilan de masse est décomposé en 2 parties (Figure 1) :

- La première partie correspond à la surface de la calotte. Elle est en équilibre avec l'atmosphère et est définie par le bilan de masse de surface. Ce bilan peut être positif par rapport à une précédente valeur dans le cas d'une accumulation ou négatif si une érosion de la surface se produit ;
- La deuxième partie correspond aux pertes de masse dues aux flux de glace et d'eau à travers le plan vertical de la ligne d'échouage. Ce terme contribue de manière négative au bilan de masse.

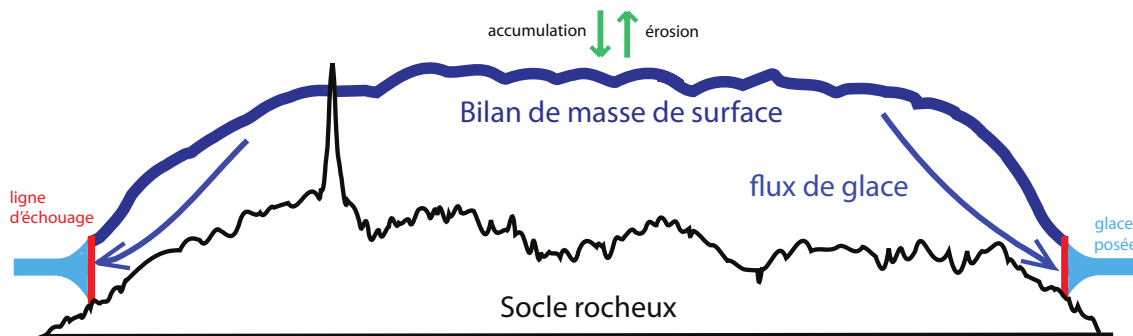


Figure 1 : schéma d'une coupe transversale de l'Antarctique. Le bilan de masse représente le bilan de masse de surface (bleu foncé) auquel la masse perdue par flux de glace à travers la ligne d'échouage est soustraite. La glace posée n'est pas prise en compte

Le bilan de masse de surface (BMS) d'une surface de neige ou de glace est défini comme le résultat de l'accumulation moins l'érosion. Les termes qui le composent pour l'Antarctique sont la somme des précipitations (P), le bilan entre l'érosion (ETNV) et l'accumulation de la neige transportée par le vent (ATNV), auxquels on soustrait la sublimation de surface (SS) et la perte due au ruissellement de la fonte (RF) :

$$BMS = \int P - (ETNV - ATNV) - SS - RF \quad (1)$$

Les précédents paradigmes supposaient que l'Antarctique était en équilibre : l'accumulation, correspondant à un bilan de masse de surface positif, compensait les pertes dues aux flux de glace. De récentes études montrent que le bilan de masse de l'Antarctique serait négatif avec une perte de l'ordre de 100 à 200 Gt par an et que cette perte s'intensifierait (Rignot et al., 2011). Les larges incertitudes qui portent sur le bilan de masse de surface augmentent l'erreur de cette perte.

Le bilan de masse de surface et son lien avec la hausse du niveau moyen des mers ont fait l'objet d'une attention particulière ces dernières années (Lemke et al., 2007). En effet une diminution du bilan de masse de surface de l'Antarctique par rapport à la mesure actuelle contribuerait à la hausse du niveau moyen des mers alors qu'une augmentation de ce bilan y contribuerait de manière négative. L'accumulation annuelle sur l'ensemble de la calotte représente près de 170 millimètres d'eau équivalente, ce qui correspond à environ 6 mm sur le niveau moyen des mers (Van de Berg et al., 2006). L'effet d'une forte variation de l'accumulation aura un effet important sur la hausse moyenne du niveau des mers.

L'Antarctique est généralement divisé en 2 grandes parties de part et d'autre de la chaîne de montagne transantarctique qui s'étire en travers du continent (Figure 2). Ces deux grandes parties ont des caractéristiques différentes. L'Antarctique de l'Ouest, principalement constitué de la péninsule Antarctique qui commence au pôle Sud et s'étend vers la Terre de Feu, se trouve à l'ouest de la chaîne de montagne. L'Antarctique de l'Est, à l'est de la chaîne, est caractérisé par une calotte constituée d'un haut plateau de glace culminant à plus de 3000 mètres d'altitude et qui descend rapidement près des côtes. Tous les modèles climatiques sauf un simulent une augmentation des précipitations en Antarctique de l'Est d'ici à la fin du XXIème siècle en retenant un scénario d'émission des gaz à effet de serre modéré (Genthon et al., 2009). Elle représente une augmentation de l'accumulation qui contribue négativement à la hausse du niveau des mers d'après la majorité des experts (Bamber and Aspinall, 2013). Aucun des modèles climatiques utilisés pour réaliser ces simulations ne possède une paramétrisation complète du bilan de masse de surface, en particulier la paramétrisation du transport éolien de la neige et de sa sublimation pour les surfaces enneigées.

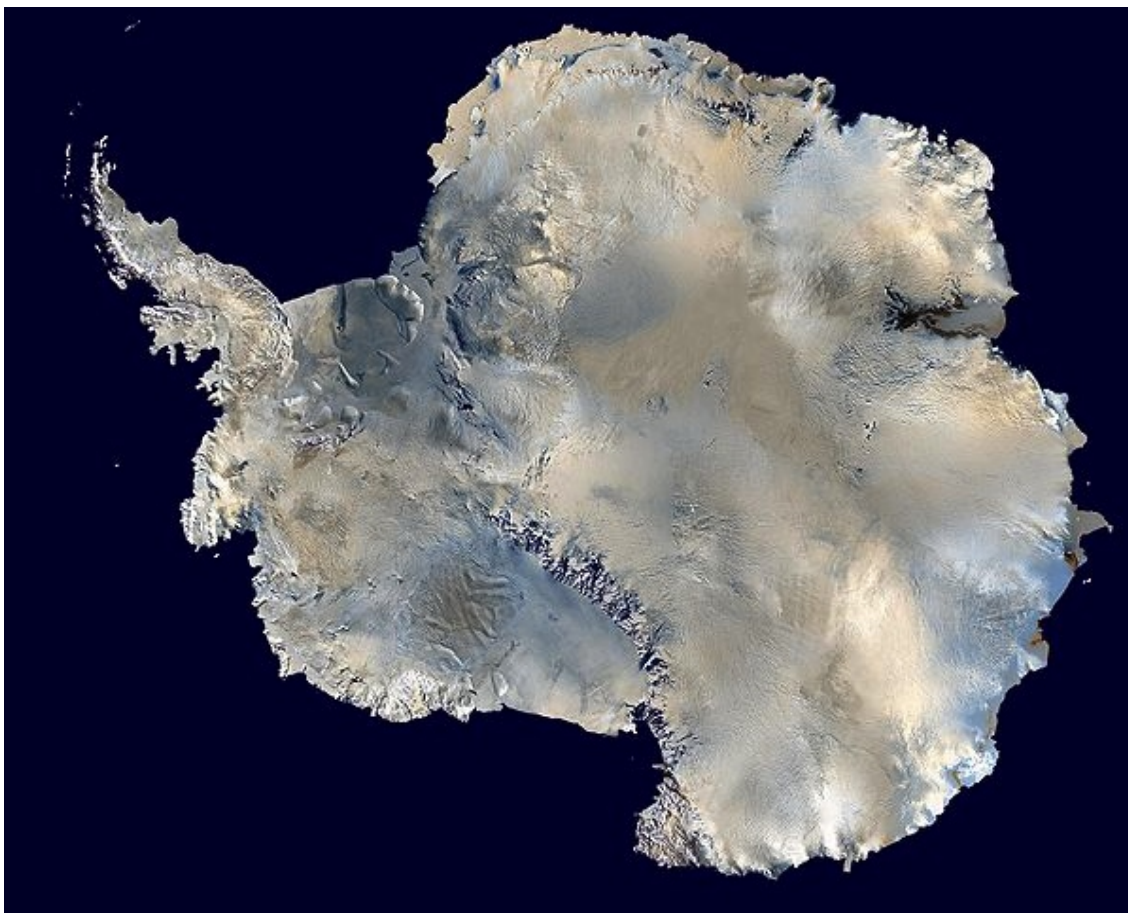


Figure 2 : image satellite de l'Antarctique. La chaîne de montagne transantarctique sépare le continent en deux parties de taille inégale

L'une des caractéristiques principales de l'Antarctique, signalée dans la majorité des rapports des premières missions polaires, est le volume élevé de neige transportée par le vent. Ce processus est présent sur tout le continent (Palm et al., 2011) et il met en jeu des quantités de neige très importantes, de plusieurs ordres de grandeur supérieurs à l'accumulation (Lorius, 1962; Mann et al., 2000; Wendler, 1989b). Il représenterait le terme négatif du bilan de masse de surface le plus important dans les zones de glace bleue, zones au bilan de masse de surface négatif où la glace affleure à la surface (Genthon et al., 2007). Le transport éolien de neige est donc déterminant pour bien appréhender le bilan de masse de surface de l'Antarctique et son lien avec le niveau moyen des mers.

Le fait qu'aucun des modèles climatiques utilisés pour les projections climatiques, et notamment celles réalisées pour le 4^{ème} rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, ne prenne en compte le transport éolien de neige et sa sublimation introduit une incertitude sur l'estimation du bilan de masse de surface antarctique et donc sur l'estimation de la hausse du niveau moyen des mers. La technique la plus abordable pour estimer cette incertitude est d'utiliser un modèle numérique incluant ce transport. Deux simulations peuvent être réalisées sur l'intégralité de l'Antarctique avec comme seul changement l'activation ou non du transport éolien de neige. La différence du bilan de masse de surface final entre ces deux simulations permet d'estimer l'incertitude liée à l'absence de prise en compte de ce phénomène. Cela amène à se poser les questions suivantes :

Quels modèles numériques peuvent être utilisés pour estimer l'incertitude liée à la non-prise en compte du transport éolien de la neige et de sa sublimation en Antarctique sur la hausse du niveau moyen des mers ? Comment les utiliser et les valider ?

Pour répondre à ces questions, tout d'abord, la neige, son transport éolien et les phénomènes physiques qui y sont liés seront présentés. Ce premier chapitre traitera également des modèles numériques existants qui intègrent une paramétrisation du transport et principalement ceux capables de simuler le bilan de masse de surface de l'Antarctique. Enfin il présentera les instruments permettant la mesure du transport éolien de neige en milieu naturel.

Les différentes campagnes de mesures réalisées par le passé en Antarctique seront présentées dans le deuxième chapitre. La non-adéquation des mesures disponibles avec les contraintes d'une validation d'un modèle climatique régional va conduire à l'acquisition de nouvelles données. L'instrument semblant le plus adapté sera choisi. Ses capacités seront évaluées grâce à un banc de mesures de transport éolien de neige installé dans les Alpes françaises.

Dans un troisième chapitre, l'organisation de la campagne de mesures de transport éolien de neige sera décrite. Le choix des lieux de mesure en Antarctique sera discuté. Les différents résultats issus des mesures des stations seront présentés. Il s'agit principalement de l'occurrence de transport, la vitesse de frottement seuil, la hauteur de rugosité et de la quantification de la neige transportée.

Enfin dans un quatrième et dernier chapitre, une méthode de validation des modèles climatiques régionaux incluant le transport éolien de neige sera proposée. Les données acquises seront comparées avec des simulations du Modèle Atmosphérique Régional à petite échelle et à fine résolution, modèle présenté dans le premier chapitre. La capacité du modèle à bien simuler le transport sera évaluée.

1 CHAPITRE I : PRINCIPES GÉNÉRAUX, MESURES ET MODELISATIONS RÉGIONALES DU TRANSPORT DE NEIGE PAR LE VENT

Il existe beaucoup de termes existents pour désigner le processus de neige transportée par le vent : le terme « le chasse neige » est évoqué dans les premiers rapports de missions polaires françaises ; le terme « neige soufflée » est souvent utilisé comme la contraction de « neige transportée par le vent » ou encore la « reprise des particules ». Cette diversité de termes illustre différents processus physiques : le transport de particules n'est pas le même si une précipitation neigeuse est ventée ou au contraire si par temps de ciel clair, un vent provoque un transport de particules près de la surface ou encore si ce vent provoque un « jour blanc » comme si souvent rencontré en Antarctique. Les rapports des premières expéditions françaises en Antarctique ont d'ailleurs défini de nouveaux signes conventionnels pour le transport éolien de neige (Figure 3). Cette diversité se retrouve en anglais où les termes « drifting snow » et « blowing snow » peuvent être rencontrés.

SIGNES CONVENTIONNELS UTILISÉS DANS LA COLONNE "PHÉNOMÈNES DIVERS"					
✖	Neige	∞	Mirage	☾	Aurore polaire
↔	Aiguilles de glace	↑	Chasse neige élevé	☉	Couronne solaire
△	Grains de glace	↓	Chasse neige dans les basses couches	☾	Couronne lunaire
≡	Brouillard ciel invisible	✖↑	Tempête de neige	⊕	Halo solaire
≡	Brouillard ciel visible	✖↓	Neige roulée	☾	Halo lunaire

Figure 3 : extraits du rapport d'observations météorologiques faites à Port Martin en 1951 par les expéditions polaires françaises où les termes *chasse neige élevé*, *chasse neige dans les basses couches*, *tempête de neige* et *neige roulée* sont définis dans la catégorie « phénomènes divers » (Boujon, 1954)

En 2011, lors d'une réunion spécialement dédiée à la neige soufflée organisée à l'université de Nagoya, la nomenclature linguistique a été évoquée. La diversité des termes employés a été exposée et il a notamment semblé que les idéogrammes étaient les plus à même de synthétiser la complexité du transport : plusieurs idées sont regroupées dans un idéogramme. Un idéogramme représentant les précipitations et le vent évoque une précipitation ventée sans se perdre dans des paraphrases. Cette distinction peut également se faire pour la reprise de particules au ras du sol ou pour les épisodes de transport importants. Les langues polysynthétiques comme les langues Inuits qui regroupent en un mot plusieurs morphèmes peuvent également traduire de manière simple cette complexité du transport. L'utilisation d'idéogrammes n'est pas d'actualité dans cette thèse et aucune nomenclature internationale n'est en vigueur. Sauf mention explicite, le terme de transport éolien de neige, neige soufflée ou chasse neige (masculin et invariable) est utilisé pour tout transport de particule par le vent, qu'il y ait ou non des précipitations.

Ce chapitre va être divisé en six sections. Dans une première section, la neige en elle-même va être présentée avec les différentes formes qu'elle peut revêtir depuis sa formation jusqu'à son évolution dans le manteau neigeux. La deuxième section présentera le moteur du transport éolien à savoir le vent et l'influence de la structure de l'atmosphère sur ce dernier. La troisième section décrira le transport proprement dit de la neige par le vent et présentera les différentes notions clés utilisées par la suite. La rétroaction du transport éolien sur l'écoulement sera abordée dans une quatrième section, les particules en mouvement ayant une influence sur le fluide et la stabilité de l'atmosphère. Dans une cinquième section, les différents modèles de transport éolien de neige existants seront décrits en mettant l'accent sur les modèles climatiques régionaux qui intègrent un

module de transport éolien. Enfin dans une sixième et dernière partie, les différents capteurs permettant de quantifier le transport éolien de neige, et donc de valider les modèles numériques, seront présentés.

1.1 La neige sous toutes ses formes

La neige n'est pas un matériau homogène et présente de très nombreuses variations. Ses variations sont le fruit des différentes conditions auxquelles les cristaux sont soumis. Cette section vise à décrire les différentes formes que peut revêtir la neige lors de sa formation, lors de sa chute et dans le manteau neigeux.

1.1.1 La formation des différents types de cristaux

Les cristaux de neige se forment à partir de la condensation de l'eau dans les nuages à température négative. Cette eau provient de l'évaporation de la surface et condense sur des noyaux de condensation formant des microgouttelettes de 10 micromètres environ. Ces dernières peuvent rester sous forme liquide bien que la température soit inférieure à zéro, c'est le phénomène de surfusion. Il est généralement nécessaire qu'un noyau glaçogène perturbe l'équilibre existant dans le nuage pour former des cristaux de neige (Dufour, 1966). Ce noyau glaçogène désigne tout grain de matière autre que de la glace sur lequel la vapeur d'eau peut se solidifier, noyau de condensation solide, ou sur lequel l'eau surfondue peut se solidifier, noyau de solidification. Dès lors que des cristaux de glace commencent à se former en température négative, la pression de surface des cristaux de glace étant inférieure à celle des gouttes d'eau, les cristaux se forment rapidement aux dépens des microgouttelettes surfondues, c'est « l'effet Bergeron » (Bergeron, 1935). Le cristal grandit ainsi au sein du nuage.

La forme du cristal depuis le cristal initial dépend principalement de la température et la sursaturation de l'atmosphère (Libbrecht, 2005). Selon leurs séjours dans une ou plusieurs plages de température/sursaturation, les cristaux peuvent avoir des formes combinées. Le système de classification adoptée par la commission internationale de l'hydrologie des neiges et glaces recense 7 catégories principales de cristaux auxquelles s'ajoutent trois formes de précipitations solides (Figure 4). Le système le plus complet est celui de (Magono and Woo Lee, 1966) qui dénombre 80 catégories de cristaux suivant leur agencement dans l'espace.



Figure 4 : classification des différents cristaux de neige de la commission internationale de l'hydrologie des neiges et des glaces (Mason, 1957)

1.1.2 Modification des cristaux lors de leur chute

Lorsque le cristal atteint une taille telle que la gravité est plus importante que les forces de portance au sein du nuage, il chute. Les caractéristiques de la couche de neige formée dépendent des cristaux et des conditions météorologiques.

Avec un faible vent pour de la neige fraîche et une température inférieure à 5 °C, la masse volumique est légère et comprise entre 50 et 150 kg.m⁻³. Elle augmente avec la température de l'air et la vitesse des vents (Pahaut, 1976). Lorsque la température est proche de 0 °C, les cristaux se modifient lors de leur chute, la neige est dite humide et la masse volumique de la couche de neige peut atteindre 150 à 200 kg.m⁻³. Si la précipitation se produit avec du vent, les cristaux vont se fragmenter lors de leur chute et diminuer en taille, ce qui favorise la cohésion de frittage. Les cristaux ainsi formés sont appelés particules reconnaissables car ils rappellent le cristal initial. La masse volumique d'une précipitation ventée varie entre 150 et 300 kg.m⁻³.

1.1.3 Le manteau neigeux et la métamorphose des cristaux

Le manteau neigeux est constitué de différentes couches, chacune représentant une chute de neige qui s'est accumulée à la surface puis s'est faite recouvrir d'une nouvelle couche de neige. Les termes de grains de neige ou de particules de neige sont généralement utilisés lorsque les cristaux se sont déposés.

Les propriétés des couches qui forment le manteau neigeux vont évoluer au cours du temps en fonction des conditions météorologiques. Le processus de modification de la taille et de la forme des grains est appelé métamorphose. Dans le cas de la neige sèche, le gradient vertical de température à l'intérieur du manteau neigeux joue un rôle prépondérant (Figure 5) :

- le gradient est inférieur à 5 °C/m, la métamorphose est quasi-isotherme et les aspérités des grains vont avoir tendance à disparaître par transfert de glace sublimée des parties convexes vers celles concaves. Les particules reconnaissables vont se transformer en grains fins caractérisés par une forme générale arrondie. Le transfert de vapeur favorise l'établissement de ponts entre les grains, on parle de frittage ;
- le gradient se trouve entre 5 et 20 °C/m, le givrage fixe l'eau sur les particules, entraînant la formation de particules anguleuses. Plus le gradient sera fort, plus les particules seront anguleuses. Les particules reconnaissables forment alors des « faces planes » avec une cohésion faible due aux faces anguleuses. Ces dernières peuvent se métamorphoser à nouveau en grains fins lors de nouvelles conditions de gradient de température ;
- le gradient est supérieur à 20 °C/m, les particules formées vont être très anguleuses avec une très faible cohésion. Les particules reconnaissables deviennent des « gobelets ». cette transformation nécessite la présence d'eau liquide pour pouvoir évoluer à nouveau.

La présence d'eau liquide, qu'elle soit due à une fusion ou une précipitation liquide, modifie grandement la métamorphose. Des grains ronds se forment en fonction de la teneur en eau et une cohésion de capillarité se crée, cohésion identique à ce qui se produit lors du transport éolien du sable en présence d'eau. Lorsque l'eau présente dans la couche gèle, une cohésion de regel se forme.

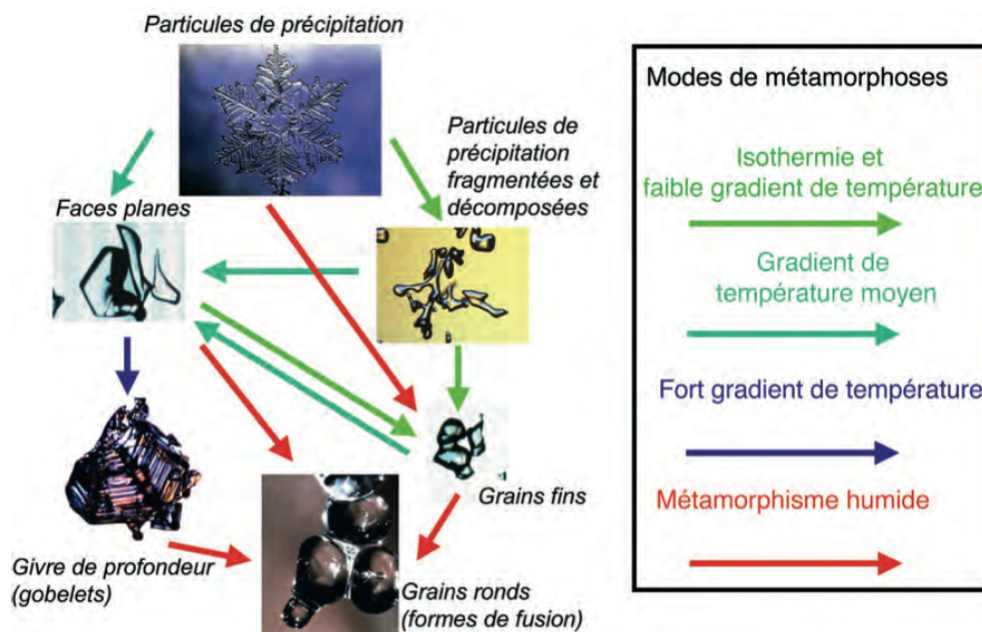


Figure 5 : métamorphose des grains de neige dans le manteau neigeux (Brun et al., 2012)

Le manteau neigeux possède ainsi une cohésion, c'est à dire les forces inter-particulaires, plus ou moins importante suivant les cristaux qui le composent. La cohésion va être déterminante pour connaître la facilité de mobilisation de la neige par le vent. En résumé, les cohésions peuvent être de plusieurs natures :

- la cohésion de feutrage représente la résistance mécanique de la structure par l'enchevêtrement des différentes branches des cristaux de neige. Cette cohésion disparaît rapidement avec la métamorphose des cristaux ;
- la cohésion de frittage représente la cohésion mécanique des grains entre eux suite à la formation de ponts de glace. Ces ponts de glace se créent lors de la métamorphose des particules reconnaissables en grains fins. Lorsque deux formes concaves sont accolées, elles vont se retrouver liées entre-elles par transfert d'eau depuis les formes convexes. La cohésion de frittage est inversement proportionnelle à la taille des grains. Les petites particules issues de l'action mécanique du vent sont facilement frittées ;
- la cohésion capillaire ne se forme que dans la neige proche de 0 °C. Elle nécessite la présence d'eau sous forme liquide en fin film autour de chaque particule. Elle disparaît lorsque la teneur en eau devient trop importante ;
- la cohésion de regel est la cohésion mécanique la plus importante. Lorsque la température redescend sous les 0 °C dans une neige humide, la cristallisation de l'eau liquide va former une croûte très résistante qui empêche toute mobilisation par le vent.

1.2 Le vent et la structure de l'atmosphère

1.2.1 Structure générale de l'atmosphère

L'atmosphère est une mince couche de fluide par rapport au volume de la terre. Elle est divisée en quatre zones suivant le gradient de température (Figure 6). La couche la plus basse de l'atmosphère, la troposphère, est séparée de la stratosphère par la tropopause. Cette limite est définie par le gradient de température mesurée : dans la troposphère, la température est en moyenne décroissante avec l'altitude contrairement à la stratosphère où l'absorption des rayons ultraviolets par l'ozone va réchauffer l'atmosphère.

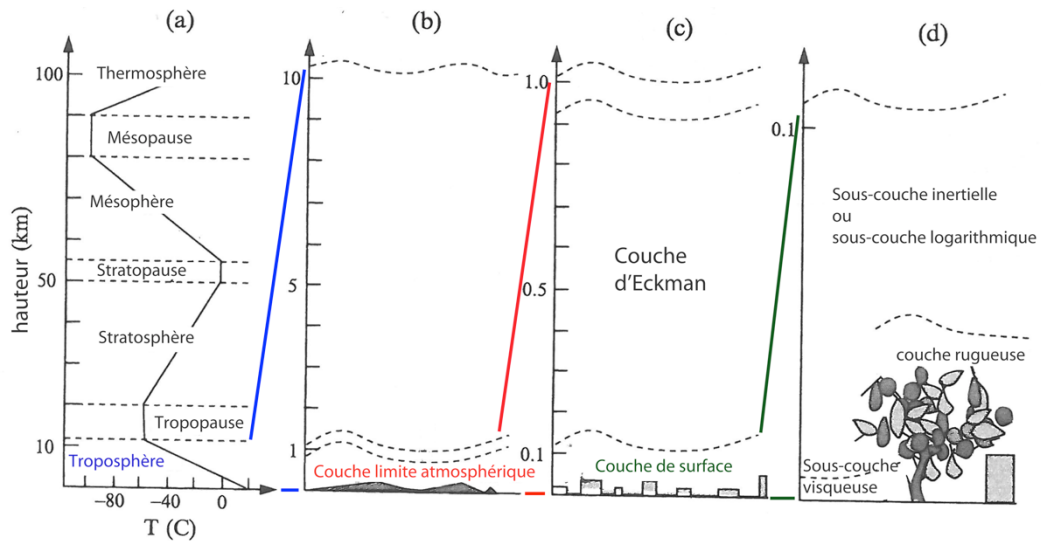


Figure 6 : structure verticale de l'atmosphère, (a) l'atmosphère est divisée en quatre grands domaines, (b) structure verticale de la troposphère, (c) structure verticale de la couche limite atmosphérique, (d) structure verticale de la couche de surface, d'après (Shao, 2008)

1.2.2 La troposphère et la couche limite atmosphérique

1.2.2.1 Définition de la couche limite atmosphérique

Au sein même de la troposphère se trouve la couche limite atmosphérique. Cette dernière est définie comme la couche d'air directement supérieure à la surface qui est fortement affectée par les échanges atmosphère-surface de quantité de mouvement, thermique et massique sur une échelle de temps relativement courte. La valeur de l'échelle de temps varie suivant les auteurs, (Stull, 1988) la fixe à trente minutes.

L'écoulement dans cette couche est turbulent et les échanges verticaux de quantité de mouvement, d'énergie et de masse se font par à des échelles de turbulences inférieures ou égale à la profondeur de la couche. Sa structure et sa hauteur varient dans le temps et dans l'espace. Sa hauteur peut atteindre la tropopause dans des systèmes de convections forts ou bien être réduite à 30 m dans des situations très stables comme au sommet de la calotte antarctique. Mathématiquement le sommet de la couche limite est le lieu au-dessus du sol où la dérivée verticale de la température potentielle (équation 2) est caractérisée par une discontinuité positive vers le haut.

1.2.2.2 Structure de la couche limite atmosphérique

Au sein même de la couche limite atmosphérique, deux couches sont distinguées suivant la prédominance de certains effets sur d'autres (Figure 6) :

- la première couche de l'atmosphère depuis le sol est la couche de surface qui est uniquement influencée par la surface terrestre, les effets de la force de Coriolis y sont négligeables. Sa hauteur dépend de la stabilité thermique et des éléments de rugosité à la surface ;
- La couche d'Eckman représente la partie supérieure de la couche limite où les forces de Coriolis ne peuvent plus être négligées. La profondeur de cette couche est grandement supérieure à celle de surface.

La compréhension des mécanismes agissant dans la couche de surface est un aspect important dans le transport éolien car l'entraînement des particules est déterminé par le transfert de quantité de mouvement de cette couche à la surface. De plus, la majorité du transport éolien de particules de neige et de sable se produit dans cette couche. La couche de surface est divisée en deux sous-couches :

- la sous-couche visqueuse : lorsque les éléments rugueux sont suffisamment petits, la viscosité coupe la turbulence sur une hauteur très faible. Les processus de transfert sont alors dominés par la diffusion moléculaire. La hauteur de cette sous-couche est de l'ordre de quelques millimètres ;
- la sous-couche inertielle ou logarithmique est directement supérieure à celle précédemment citée. Dans cette sous-couche, les effets visqueux peuvent être négligés et la turbulence est le processus principal des échanges.

Lorsque des éléments de rugosité individuels importants existent, une nouvelle couche peut être identifiée, la couche rugueuse. Elle est caractérisée par une forte turbulence thermique et dynamique due aux éléments de rugosité. Sa hauteur peut atteindre plusieurs mètres dans les zones urbaines (Shao, 2008).

1.2.2.3 Caractérisation de l'état de la couche limite atmosphérique

L'air étant considéré comme un gaz parfait, l'équation d'état des gaz parfaits s'applique. Une particule d'air moins dense aura tendance à s'élever pour équilibrer sa pression, à l'inverse, une particule d'air plus dense aura tendance à descendre. Pour se ramener à une grandeur plus aisément mesurable, la température potentielle a été définie. Elle correspond à la température qu'aurait une parcelle d'air de température T et de pression p_a si elle était ramenée de manière adiabatique à une pression de référence :

$$\theta = T \left(\frac{p_{a0}}{p_a} \right)^{R_w/c_p} \quad (2)$$

Avec θ la température potentielle en K, T la température en K, p_a la pression de l'air au niveau considéré en Pa, p_{a0} la pression de référence en Pa, R_w la constante du gaz pour l'air humide en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ et C_p la capacité thermique massique à pression constante de l'air en $J.kg^{-1}.K^{-1}$.

Le gradient de température potentielle selon la verticale détermine la stratification de la couche limite atmosphérique ; trois grands états de l'atmosphère sont considérés :

- $\partial\theta/\partial z > 0$, dans ce cas, la température potentielle augmente avec l'altitude, les particules qui se trouvent au-dessus de la particule considérée sont plus chaudes, et celles en dessous sont plus froides, l'atmosphère est dite stable ;
- $\partial\theta/\partial z < 0$, dans ce cas, la température potentielle diminue avec l'altitude, les particules supérieures vont donc être plus froides et pour s'équilibrer, la particule va donc s'élever, l'atmosphère est dite instable ;
- $\partial\theta/\partial z = 0$, dans ce cas particulier, l'atmosphère est dite neutre : toutes les particules sont à la même température virtuelle.

1.2.3 Les vents dans la couche de surface

1.2.3.1 Relation flux-gradient

Les écoulements dans la couche limite atmosphérique sont principalement turbulents et les variables physiques varient dans le temps et dans l'espace. Les variables (a) sont ainsi souvent séparées entre leur composante moyenne (\bar{a}) et leur composante turbulente de cette moyenne (a') selon la décomposition de Reynolds :

$$a = \bar{a} + a' \quad (3)$$

Dans la couche de surface, les flux turbulents sont contrôlés principalement par les forts gradients verticaux de la quantité moyenne correspondante (quantité de mouvement, masse, etc.). Les mécanismes qui conduisent à des flux turbulents peuvent ainsi être vus comme analogues à ceux qui gouvernent la diffusion moléculaire dans les flux laminaires. La K-théorie se base sur cette analogie pour déterminer une formulation de la relation flux-gradient en définissant des coefficients

d'échange turbulent. Le flux turbulent de quantité de mouvement, appelé également contrainte de cisaillement, peut ainsi être défini :

$$\tau_R = K_m \rho_a \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (4)$$

Avec τ_R le flux turbulent de quantité de mouvement en $N.m^{-2}$, K_m le coefficient d'échange turbulent de quantité de mouvement en $m^2.s^{-1}$, ρ_a la masse volumique de l'air en $kg.m^{-3}$, \bar{u} la vitesse moyenne du vent en $m.s^{-1}$ et z la hauteur par rapport à la surface en m . Le coefficient d'échange turbulent de quantité de mouvement représente la capacité de l'écoulement à transférer de la quantité de mouvement pour un gradient défini de vitesse moyenne de vent par la turbulence.

Cette théorie est basée sur le « concept des petits tourbillons » : il est fait l'hypothèse que le transport turbulent est le résultat d'un mélange local par des tourbillons de tailles bien inférieures à l'échelle caractéristique dans laquelle la quantité moyenne correspondante varie verticalement.

1.2.3.2 La vitesse de frottement

Le transfert de quantité de mouvement de l'atmosphère à la surface est le moteur de l'érosion éolienne. Dans la couche limite atmosphérique, la vitesse moyenne des vents augmente avec la hauteur et donc le transfert turbulent de quantité de mouvement est dirigé vers le sol dans le sens du vent (Figure 7). Ce transfert de quantité de mouvement est réalisé à travers des échanges turbulents et moléculaires. Sans transport, la contrainte de cisaillement effective, notée τ , est composée du flux turbulent de quantité de mouvement, noté τ_R , représentant les échanges turbulents et d'une contrainte de cisaillement visqueuse, notée τ_M , représentant les échanges visqueux. Dans la couche de surface, la contrainte de cisaillement effective est à peu près constante sur la hauteur (Figure 7).

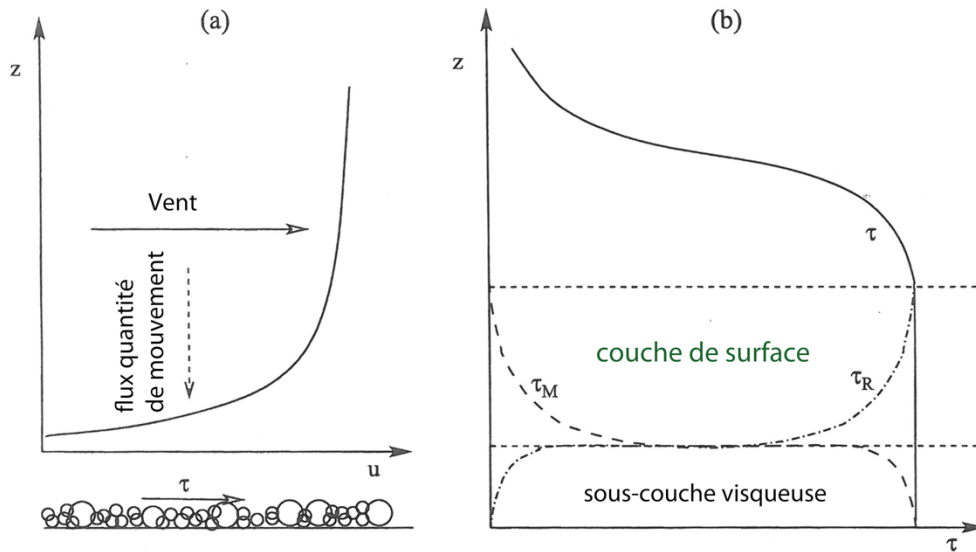


Figure 7 : (a) illustration du profil de vent moyen dans la couche de surface. Un flux turbulent de quantité de mouvement dirigé vers la surface correspond à une contrainte de cisaillement effective dirigée dans le sens du vent (b) profil de la contrainte de cisaillement effective, τ , de la contrainte de cisaillement turbulente, τ_R et de la contrainte de cisaillement visqueuse, τ_M , d'après (Shao, 2008)

La vitesse de frottement est définie comme :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (5)$$

Avec u_* la vitesse de frottement seuil en $m.s^{-1}$. Cette dernière n'est pas la vitesse du fluide mais simplement une autre expression du flux de quantité de mouvement à la surface. Comme cette

vitesse est une description pratique de la force de cisaillement exercée par le vent à la surface, elle est une des variables les plus importantes dans les études de transport éolien.

1.2.3.3 Le profil de vent dans la couche limite atmosphérique et la hauteur de rugosité

Dans la couche de surface, au-dessus d'une surface lisse ou rugueuse, le coefficient d'échange turbulent de quantité de mouvement, dans le cas de conditions neutres, peut être exprimé :

$$K_m = k u_* z \quad (6)$$

Avec k la constante adimensionnelle de Von Karman. Les valeurs de cette constante les plus rapportées dans les études de couche limite atmosphérique se situent entre 0,35 et 0,40. A partir de l'équation (4), (5) et (6), nous pouvons déterminer :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \quad \text{pour } z \geq z_0 \quad (7)$$

Dans l'équation (7), z ne peut être égal à zéro et une hauteur au dessus de la surface, notée z_0 , est définie. En intégrant (7) de z_0 à z , nous obtenons :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (8)$$

Avec z_0 la hauteur de rugosité en m. Dans les études de transport éolien, la hauteur de rugosité est un paramètre très largement utilisé. Cette hauteur n'est, formellement, qu'une constante d'intégration introduite lors de la définition du profil logarithmique du vent.

Ce profil logarithmique est obtenu pour des vents moyens dans la couche de surface à l'état neutre, à l'exception de la sous-couche visqueuse où le profil moyen de vitesse est linéaire avec la hauteur. Les caractéristiques du fluide dans la couche rugueuse, lorsqu'elle est présente, sont beaucoup plus complexes et le profil de vent ne suit plus une forme linéaire (Figure 8). Lorsque l'état de la couche de surface est différent de l'état neutre, le profil de vitesse moyenne de vent au-dessus de la sous-couche visqueuse, ou de la couche rugueuse si elle existe, s'écarte du profil logarithmique.

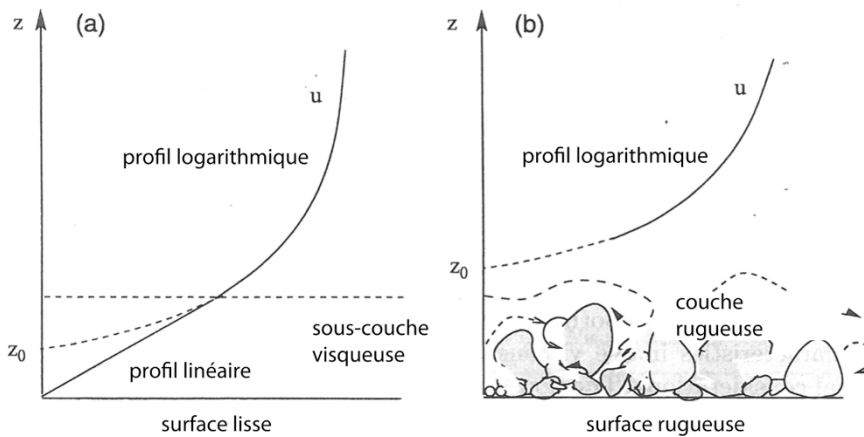


Figure 8 : profil de vitesse moyenne de vent dans la couche de surface à l'état neutre (a) au-dessus d'une surface lisse (b) au-dessus d'une surface rugueuse, d'après (Shao, 2008)

1.2.3.4 La longueur de Monin-Obukhov

Bien que les écoulements turbulents dans la couche limite atmosphérique soient majoritairement turbulents, ils ne sont pas complètement aléatoires. Les observations montrent fréquemment des caractéristiques consistantes et répétables et suggèrent que des processus physiques identifiables

dominent l'évolution de certains types d'écoulement. Les théories de la similarité fournissent un cadre puissant pour l'analyse des données expérimentales et pour fournir des paramétrisations simples pour représenter les processus dynamiques complexes mis en jeu.

La théorie de la similarité la plus utilisée dans la couche de surface est celle de Monin-Obukhov. Elle se base sur la définition d'un paramètre d'échelle qui a la dimension d'une longueur, la longueur de Monin-Obukhov. Une des interprétations de cette longueur est qu'elle représente la hauteur par rapport à la surface au-dessus de laquelle la production d'énergie cinétique turbulente générée par la flottabilité est égale à celle générée par la contrainte de cisaillement.

De cette longueur, un paramètre de similarité est défini comme la hauteur de rugosité sur la longueur de Monin-Obukhov (z_0/L_{MO}). Un paramètre de stabilité est également défini avec la hauteur de mesure sur la longueur de Monin-Obukhov ($\xi = z/L_{MO}$). L'hypothèse de Monin-Obukhov est que toutes les couches de surface possédant le même paramètre de similarité doivent se comporter de manière identique. Il est ensuite possible de définir des paramètres d'échelle (u_* pour la vitesse) qui sont utilisés pour former un groupe de variables sans dimension (\bar{u}/u_* pour la vitesse). Ces variables, appelées fonctions de similarité, sont des fonctions universelles du paramètre de stabilité et de similarité et peuvent servir pour définir la vitesse des vents dans la couche de surface quelque soit l'état de l'atmosphère.

1.2.3.5 Les vents gravitaires

L'état de l'atmosphère et le relief peuvent être à l'origine de mouvements d'air particuliers, les vents gravitaires. En montagne, l'air directement au contact des parois verticales se réchauffe plus vite que l'air au fond des vallées. Les couches d'air étant plus chaudes que celles qui leur sont supérieures, elles vont s'élever, créant une dépression qui sera comblée par l'air de la vallée. Dans ce cas, le terme de vent anabatique est utilisé.

Au contraire, lorsqu'une inversion de température existe en altitude, les couches d'air froid qui arrivent au niveau de la pente, étant plus froides que celles qui leur sont supérieures, vont dévaler la pente. Le terme de vent catabatique est utilisé. Une présentation théorique des vents catabatiques est faite dans (Mahrt, 1982).

Dans le cas de l'Antarctique de l'Est, ces vents prennent une dimension importante. En effet, le continent est caractérisé par un plateau central très froid culminant à plus de 3000 mètres d'altitude où le bilan radiatif est négatif. Une couche stable se développe ainsi fréquemment à haute altitude. Au bord du plateau, l'air, par gravité, va s'écouler le long de la pente en direction de la côte. Les vents catabatiques générés peuvent atteindre des vitesses de plus de 320 km.h⁻¹ (Figure 9). Ces vents sont les plus rapides enregistrés au niveau de la mer en moyenne sur plusieurs jours et plus (Wendler et al., 1997). Les vents catabatiques sont traversés par des tourbillons sur toute leur hauteur. Une homogénéisation des températures se produit ainsi et la couche de vent se trouve proche d'un état neutre de l'atmosphère.

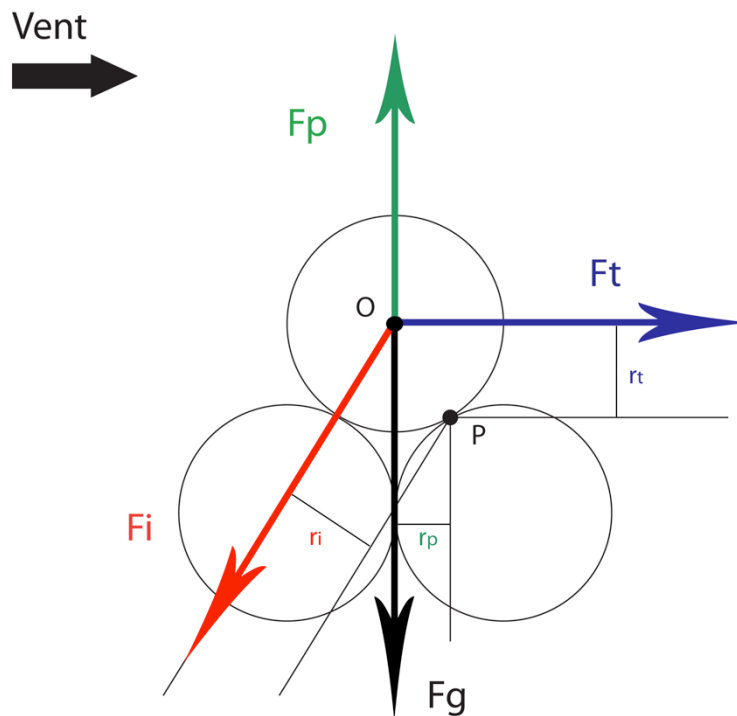


Figure 10 : schéma des forces agissant sur une particule reposant sur la surface soumise au vent. F_p représente la force de portance, F_t la force de trainée, F_g la force de gravité et F_i les forces inter-particulaires ; r_i , r_p et r_t sont les bras de levier des moments associés aux forces. O est le centre de gravité de la particule et P est le point de pivot du déplacement de la particule

1.3.1.2 Vitesse de frottement seuil de départ et neige

Les forces inter-particulaires sont généralement beaucoup plus importantes dans le manteau neigeux que dans le sable. La cohésion de frittage s'obtient en quelques secondes et la cohésion de regel crée des liens qui empêchent le transport. Plusieurs formulations existent pour calculer la vitesse de frottement seuil de départ.

(Schmidt, 1980) se base sur une étude théorique et des mesures pour déterminer plusieurs caractéristique de la vitesse de frottement seuil de départ. Tout d'abord elles dépendront principalement des forces de cohésion inter-particules qui existent plutôt que la taille des grains. Cela implique que les vitesses de frottement seuil seront plus importantes pour des températures proches de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ avec une forte humidité ou bien si le dépôt se fait en présence de vent.

(Ôura et al., 1967) relient la vitesse moyenne de vent seuil à la température de l'air. Ils utilisent des observations de présence ou d'absence de transport établies en Antarctique. La représentation sur un graphique de ces observations selon la vitesse des vents à 5 m de hauteur en fonction de la température montre une limite entre les périodes sans transport et celles avec transport. Cette limite est décroissante entre 0 et $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ avant d'arriver à un seuil inférieur (Figure 11).

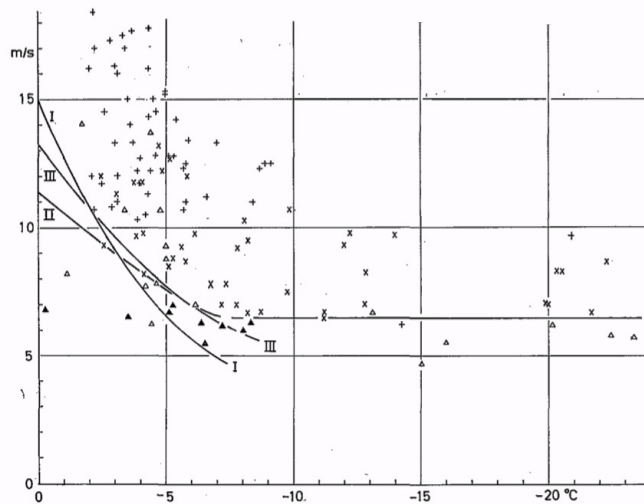


Figure 11 : relation entre vitesse moyenne des vents à 5 m de hauteur et température d'après des observations visuelles obtenues en Antarctique (Ôura et al., 1967)

Les auteurs associent cette variation en fonction de la température aux forces présentes dans le manteau neigeux. Ces dernières seraient plus importantes lorsque la température est proche de 0 °C. (Li and Pomeroy, 1997) se basent également sur la température de l'air à 2 m de hauteur pour définir une formulation de la vitesse moyenne seuil de départ à 10 m de hauteur.

Les autres techniques de mesures se basent principalement sur l'état de la neige. (Kotlyakov, 1961) considère l'état du manteau neigeux en fonction de la vitesse des vents à 10 m de hauteur. L'état du manteau neigeux contient en effet l'histoire de la couche de neige considérée. Pour des mesures réalisées en Antarctique entre -12 et -15 °C, une relation linéaire a été déterminée entre la vitesse des vents et la dureté de la neige mesurée à l'aide d'un pénétromètre à ressort (Figure 12). (Kobayashi, 1980) compare la contrainte de frottement seuil à la densité de la neige sur l'île d'Hokkaido. Une diminution de la contrainte seuil de cisaillement avec une augmentation de la densité de surface de neige de 0,05 à 0,3 g.cm⁻³ est visible au Japon et ce malgré une augmentation de dureté de la neige. L'auteur détermine également une contrainte de cisaillement seuil moyenne en Antarctique pour la densité moyenne à la station (0,4 g.cm⁻³). Pour cela, il se base sur des observations visuelles de transport qui déterminent une vitesse seuil moyenne des observations. Il transforme cette vitesse en contrainte de cisaillement. A partir de cette observation, l'auteur en déduit que la contrainte de cisaillement augmente avec la densité au-dessus d'une valeur de densité de 0,4 g.cm⁻³.

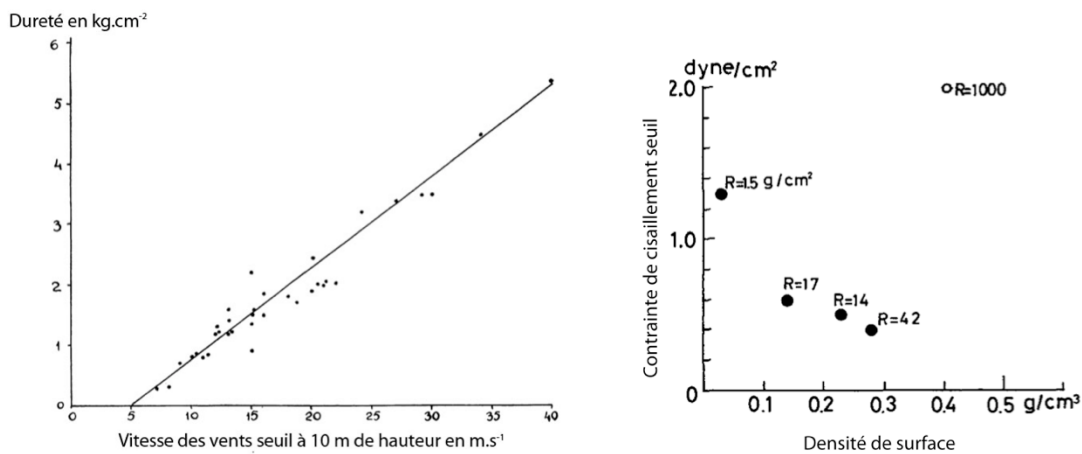


Figure 12 : (à gauche) relation entre dureté de la neige et vitesse des vents seuil à 10 m de hauteur d'après (Kotlyakov, 1961) et (à droite) relation entre la contrainte de cisaillement seuil et la densité de surface. Les ronds noirs représentent les mesures faites au Japon et le rond blanc les mesures faites en Antarctique. R indique la dureté de la neige (Kobayashi, 1980)

(Guyomarc'h and Mérindol, 1998) ont utilisé une approche empirique pour déterminer les événements de transport en fonction de la vitesse des vents et du manteau neigeux. Les auteurs ont défini un formalisme de description des grains de neige : les grains sont caractérisés par leur sphéricité, leur dendricité et leur taille. La dendricité varie entre 0 et 1 et représente la part de la forme du cristal originel encore présente dans la couche de neige. La sphéricité varie entre 0 et 1 et décrit le ratio de formes rondes par rapport aux formes anguleuses. En utilisant une approche empirique, ils ont défini un index de mobilité, noté M_o , à partir de la combinaison de la morphologie des grains et de leur taille :

$$M_o = \begin{cases} 0,75d_p - 0,5s_p + 0,5 & (\text{neige fraîche}) \\ 0,583g_p - 0,833s_p + 0,833 & (\text{neige ancienne}) \end{cases} \quad (9)$$

Avec d_p la dendricité, s_p la sphéricité et g_p la taille des grains. Cette approche en fonction du type de neige (fraîche ou ancienne) permet de représenter indirectement la cohésion entre les particules. En utilisant des mesures sur les événements de transport détectés dans les Alpes françaises, la vitesse moyenne seuil a été déterminée pour chaque type de neige. Un index d'intensité de transport, noté SI, est déterminé à partir de la comparaison entre les valeurs d'index de mobilité et la vitesse moyenne de vent seuil (Figure 13). L'index d'intensité de transport est positif quand la neige est érodée :

$$SI = -2,868e^{-0,085\bar{u}(z)} + 1 + M_o \quad (10)$$

Avec $\bar{u}(z)$ la vitesse moyenne des vents en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à la hauteur z .

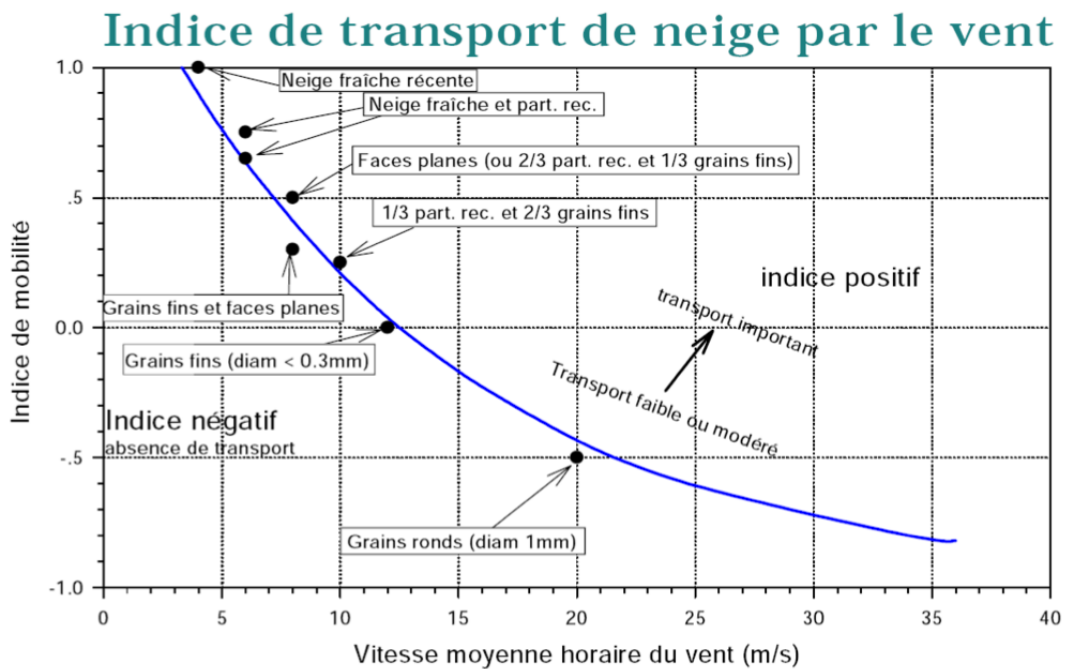


Figure 13 : indice de mobilité suivant la vitesse des vents à 5 m de hauteur et suivant différents types de grains de neige d'après (Guyomarc'h and Mérindol, 1998)

1.3.2 Les différents modes de transport

Lorsque la vitesse de frottement dépasse le seuil évoqué précédemment, les particules vont être entraînées suivant différents modes (Figure 14). Ces modes dépendent de l'état de surface, du manteau neigeux et de la vitesse des vents.

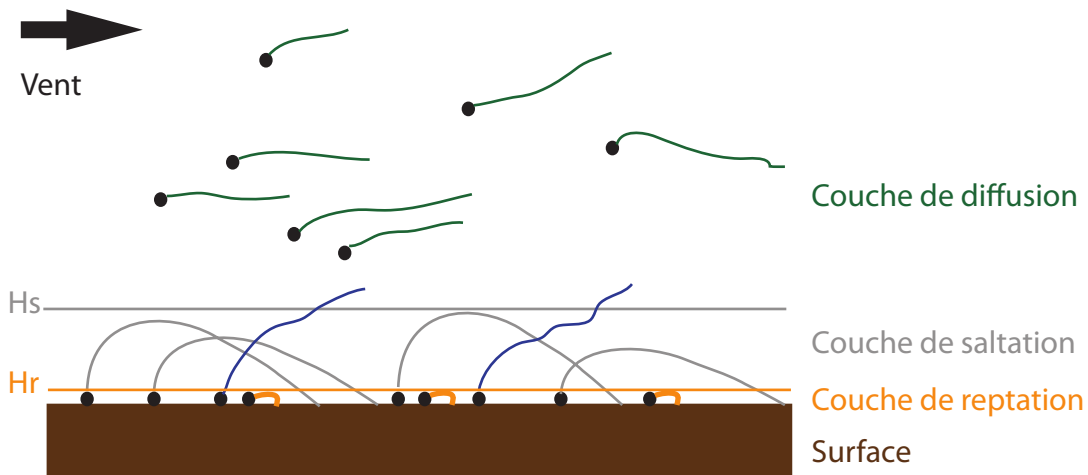


Figure 14 : les trois modes de transport éolien de particules : la reptation, la saltation et la diffusion

1.3.2.1 La saltation

La saltation désigne les particules éjectées verticalement avant d'adopter une trajectoire parabolique jusqu'à retomber sur le sol entraînées par la gravité. De magnifiques trajectoires de grains de neige en saltation en milieu naturel, avec et sans précipitations, peuvent être obtenues par photographie (Kobayashi, 1972). La trajectoire de ces grains est clairement visible (Figure 15).

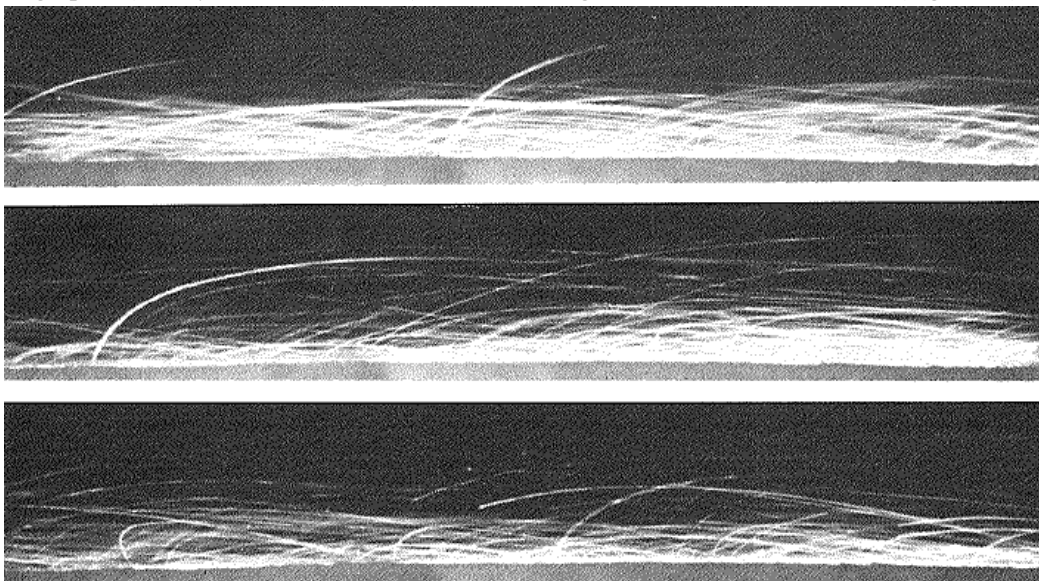


Figure 15 : trajectoire de grains de neige en saltation sans chutes de neige (Kobayashi, 1972)

Les particules en saltation extraient donc de la quantité de mouvement du fluide pour la transmettre au sol lors de leurs impacts avec la surface. Ce processus est appelé bombardement de saltation. Le type de sol va avoir un effet sur la saltation. Lorsque la saltation se fait sur un sol constitué de particules non mobilisables, la particule va subir un rebond presque entièrement élastique et rebondir. Lorsque le lit est constitué de particules mobilisables, l'énergie apportée par la particule retournant au sol va être transmise en partie à une ou plusieurs autres particules qui vont à leur tour pouvoir être éjectées, l'autre partie de l'énergie étant dissipée par réarrangement des particules (Ho et al., 2011).

Cette énergie apportée au système pour continuer la saltation permet de définir une deuxième vitesse de frottement seuil, différente de celle nécessaire à l'établissement du transport, qui représente la vitesse nécessaire pour maintenir la saltation, notée u_{*tm} . Cette vitesse, définie par Bagnold, peut être inférieure de 20 % à la vitesse de frottement seuil de départ. Dans le cas de particules de neige, Pomeroy considère que les deux vitesses de frottement sont égales (Pomeroy,

1988). Cette hypothèse a été remise en cause par de récentes mesures où la distinction de ces vitesses a été mise en évidence dans le grand Nord canadien (Gordon et al., 2010).

La hauteur de la couche de saltation, notée z_{salt} , est définie comme étant la moyenne de la hauteur maximale atteinte par les trajectoires de saltation. Cette hauteur dépend du grain de neige et de l'état du manteau neigeux. Elle dépend également de l'équilibre des forces du grain de neige. Plusieurs études expérimentales et numériques ont estimé que la hauteur de cette couche de saltation devait être proportionnelle à la vitesse de frottement au carré (Kikuchi, 1981; Owen, 1964; Schmidt, 1986). La hauteur de saltation est de l'ordre de quelques centimètres à la dizaine de centimètres (Kikuchi, 1981; Kobayashi, 1972; Takeuchi, 1980). (Pomeroy and Male, 1992) définissent la hauteur de la saltation en fonction de la vitesse de frottement seuil.

1.3.2.2 *La reptation*

Lors d'un épisode de transport de sable par le vent, la surface semble se déplacer, c'est le mécanisme physique de reptation. Elle désigne les particules qui semblent glisser ou rouler sur le sol sans avoir une trajectoire de saltation alors qu'en réalité elles effectuent des micro bonds.

Ce phénomène a été peu étudié. La reptation serait responsable de près d'un quart ou d'un cinquième du transport de sable (Bagnold, 1941). Dans le cas de la neige, les différentes forces présentes dans le manteau neigeux entre les grains de neige seront un frein au développement de cette couche de reptation. La reptation est donc beaucoup moins susceptible de se produire et elle entraînerait des flux plus faibles. La hauteur moyenne de la reptation est sensiblement égale à l'épaisseur des plus grosses particules mises en jeu.

1.3.2.3 *La diffusion*

Lorsque la vitesse moyenne des vents devient suffisamment forte, les particules en saltation vont avoir des trajectoires de plus en plus élevées jusqu'à ne plus avoir de contact avec le sol sur une grande distance. Elles forment alors la couche de diffusion turbulente. Dans ce cas, la vitesse verticale due aux tourbillons turbulents est au moins égale à la vitesse terminale de chute des particules. Suivant la taille des particules et la turbulence, la durée et la distance parcourue en diffusion par les particules varient. Contrairement au sable, les grains de neige, par sublimation, peuvent changer de forme lors de leurs transports voire peuvent complètement disparaître.

Il existe un état intermédiaire entre saltation et diffusion appelé « saltation modifiée », où les particules ayant des impacts fréquents avec le sol ont des trajectoires qui sont modifiées par la turbulence du fluide (Naaïm-Bouvet and Naaïm, 2002).

La hauteur atteinte par cette couche de diffusion pour la neige est sujette à variation. En Antarctique, des observations qu'elles soient visuelles (Prud'homme et al., 1952), issues de lidar terrestre (Mahesh et al., 2003) et obtenues par mesures satellites (Palm et al., 2011; Scarchilli et al., 2010) montrent que cette hauteur peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Pour les autres observations faites dans le monde, la couche de diffusion est supposée s'étendre sur quelques dizaines mètres (Kobayashi, 1972; Takeuchi, 1980). La Figure 16 montre un transport léger tel qu'il se produit souvent en Antarctique.



Figure 16 : transport de neige par le vent en Antarctique avec la couche de saltation et de saltation modifiée près de la surface (crédit : Trouvilliez)

1.3.3 Les quantités transportées

Une fois le transport initié, le vent possède une capacité maximale de transport. Si le système n'est pas limité en particules mobilisables, c'est le vent qui va être le facteur limitant la capacité. Une distance est nécessaire à l'établissement d'un profil à saturation, c'est à dire un profil où, pour une vitesse donnée, il y a un équilibre entre le nombre de particules mises en mouvement et celles déposées. (Takeuchi, 1980) montre, d'après une étude faite au Japon, que l'établissement de ce profil à saturation demande une centaine de mètres à partir du début de la couverture neigeuse, distance sensiblement équivalente à celle nécessaire pour le sable en milieu côtier (Dong et al., 2004).

1.3.3.1 Dans la couche de saltation

Le taux de transport est très souvent utilisé pour définir l'intensité de la saltation. Par définition le taux de transport représente l'intégration verticale du flux de saltation. Deux formulations générales du taux de transport dans la couche de saltation existent. La formulation la plus employée se base sur l'étude de (Bagnold, 1941) qui relie le taux de transport de sable transportée à la vitesse de frottement seuil au cube. Cette relation a été confirmée et modifiée par différentes études sur le transport éolien de sable (Hotta et al., 1984; Kawamura, 1951; Sørensen, 1991). L'équation 1.7 présente la formule de Sorensen avec Q_s le taux de transport dans la couche de saltation en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$.

$$Q_s = 0,0014 \rho_a u_* (u_* - u_{*t})(u_* + 7,6u_{*t} + 205) \quad (11)$$

(Pomeroy and Gray, 1990), d'après une étude semi-empirique en Arctique Canadien, relie le taux de transport de neige, à la vitesse du vent et la vitesse de frottement seuil :

$$Q_s = 0,68 \frac{\rho_a u_{*t}}{g u_*} (u_*^2 - u_{*t}^2) \quad (12)$$

Avec g l'accélération gravitationnelle en $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$. D'après cette formulation, le flux de neige dans la couche de saltation augmente linéairement avec la vitesse du vent ce qui ne va pas dans le sens des formulations précédemment exposées. Les auteurs expliquent cette variation par la différence de nature des particules mises en mouvement, sable et neige : d'après les auteurs, le flux de saltation serait une fonction de la vitesse de frottement seuil pour la neige et non de la vitesse de frottement. (Doorschot and Lehning, 2002) comparent le modèle numérique qu'ils ont développés, la formulation de (Li and Pomeroy, 1997) proche de l'équation 12, celle de (Sørensen, 1991), équation 11, et des mesures de flux de saltation obtenues dans une soufflerie climatique par (Nishimura and Hunt, 2000). Le modèle de (Sørensen, 1991) fonctionne pour la neige et donne des résultats approchant les mesures en soufflerie (Figure 17) contrairement au modèle de Pomeroy.

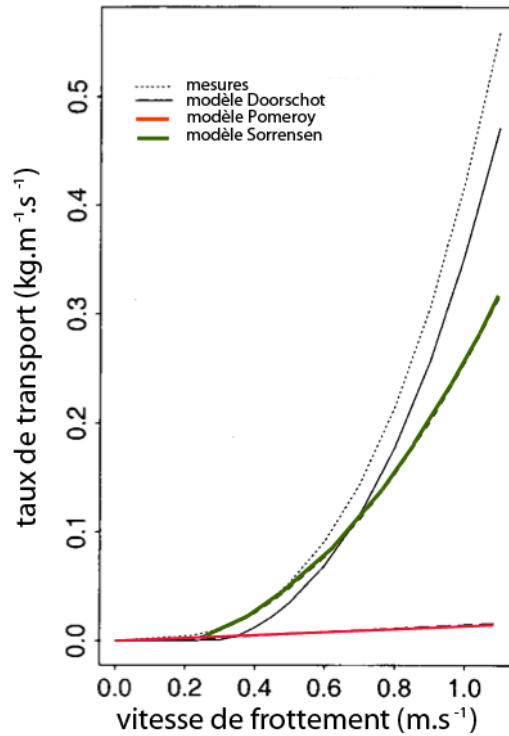


Figure 17 : comparaison entre les mesures de flux de saltation obtenus par (Nishimura and Hunt, 2000) et ceux obtenus par les équations de (Li and Pomeroy, 1997) et de (Sørensen, 1991) et (Doorschot and Lehnig, 2002), d'après (Doorschot and Lehnig, 2002)

1.3.3.2 Dans la couche de diffusion

La concentration de particules dans l'atmosphère peut être déduite numériquement. Les équations de la théorie de transport de particules solides vérifient la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie du fluide porteur. Les équations peuvent être simplifiées en faisant l'hypothèse que les particules dans l'écoulement se comportent comme un champ continu dont l'évolution est décrite par l'équation de conservation de la masse des particules solides. Le coefficient de diffusivité turbulente est défini comme le rapport entre la viscosité turbulente et le nombre de Schmidt. Une autre hypothèse est posée : la vitesse des particules est égale à celle du fluide sauf suivant la verticale où elle est égale à la vitesse de chute des particules. En considérant une couche limite développée avec un profil de vent logarithmique et un écoulement bidimensionnel, une approximation de la concentration peut être faite :

$$\frac{\eta_z}{\eta_{ref}} = \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{-\frac{U_F \sigma_s}{ku_*}} \quad (13)$$

Avec η_z la concentration volumique de particules à l'altitude z en kg.m^{-3} , η_{ref} la concentration volumique de particules à l'altitude de référence z_{ref} en kg.m^{-3} ; U_F la vitesse de chute moyenne des particules de neige en m.s^{-1} et σ_s le nombre de Schmidt, nombre adimensionnel. Cette relation, déterminée numériquement par (Loewe, 1956), a été corroborée par des résultats expérimentaux obtenus en Antarctique (Dingle and Radok, 1961). Le flux est ensuite déduit en multipliant la concentration par la vitesse des vents pour une hauteur donnée.

(Mellor and Fellers, 1986) ont déterminé de manière empirique la concentration et le flux de neige à partir de différentes campagnes de mesure réalisées en Antarctique pour des hauteurs variant de 0,03 à 4 m. Des multi-régressions linéaires ont été appliquées aux données pour déterminer la concentration et le flux de particules en fonction à la fois de la vitesse des vents à 10 m de hauteur et de la hauteur considérée (Figure 18). Cependant cette formulation ne tient pas

compte de l'état de la neige et doit être principalement valable pour les caractéristiques de la neige antarctique.

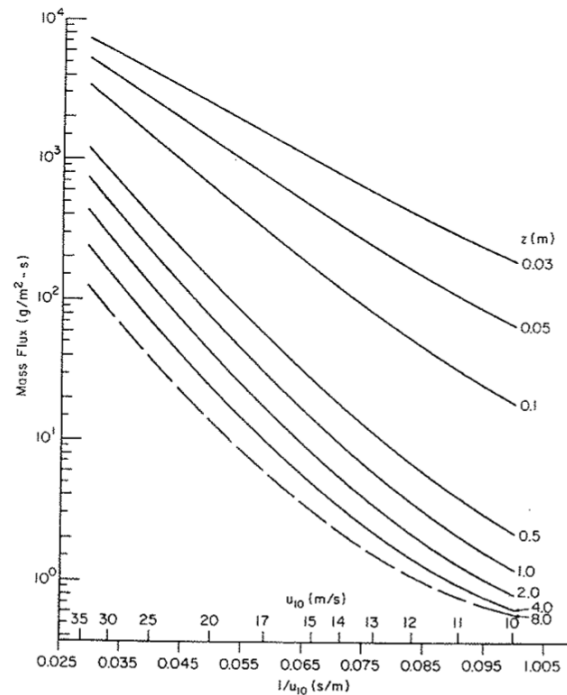


Figure 18 : flux de neige suivant la vitesse des vents à 10 m de hauteur pour différentes hauteurs d'après la formulation de (Mellor and Fellers, 1986)

1.3.3.3 Le taux de transport hors de la couche de saltation

Le taux de transport correspond à un flux de neige intégré sur une hauteur donnée. Plusieurs formulations de taux de transport existent hors de la couche de saltation. Elles diffèrent par les instruments de mesures utilisés, la hauteur d'intégration et si les données sont extrapolées ou non. Ces différences rendent les comparaisons de formulations difficiles.

(Dingle and Radok, 1961) calculent le taux de transport de 1 mm à 300 m de hauteur à partir de mesures obtenues de 1 mm à 4 m de hauteur en Antarctique par des collecteurs appelés « fusée Mellor ». Une relation plus ou moins linéaire entre le logarithme du taux de transport et la vitesse des vents à 10 m de hauteur est mise en évidence (Figure 19). (Budd et al., 1966) ont obtenu également des taux de transport de 1 mm à 4 m en Antarctique par le même moyen et extrapolés sur la même hauteur. Ces valeurs sont comparées à la vitesse des vents à 10 m de hauteur (Figure 19). (Lorius, 1962) détermine également une relation linéaire à partir des valeurs obtenues en terre Adélie mais avec des coefficients de pente différents.

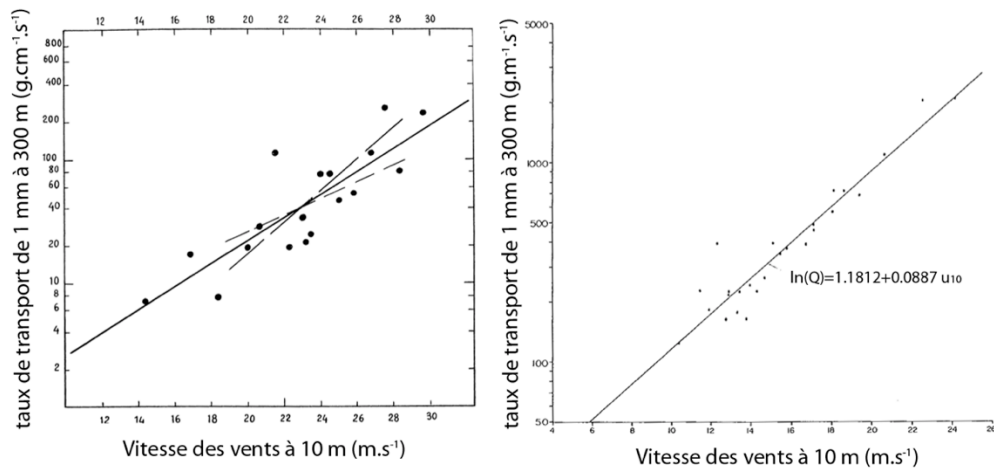


Figure 19 : (à gauche) taux de transport en fonction de la vitesse des vents à 10 m (Dingle and Radok, 1961) (à droite) taux de transport en fonction de la vitesse moyenne des vents à 10m, notée u_{10} (Budd et al., 1966). L'unité du taux de transport n'est pas la même entre les deux figures

(Kobayashi, 1978) détermine expérimentalement la valeur de taux de transport de 0 à 1 m par des collecteurs à colonne à l'emplacement actuel de la station Mizuho en Antarctique. Il extrapole les flux à 10 m de hauteur et calcule le taux de transport. Il en déduit une borne supérieure et une borne inférieure en fonction de la vitesse des vents à 1 m de hauteur (Figure 20). (Takahasi, 1985) au même emplacement que (Kobayashi, 1978) a mené des mesures avec des collecteurs à colonne et des collecteurs de type « fusée Mellor ». Il obtient des valeurs de flux sur 30 m de hauteur. Il détermine le taux de transport quotidien comparé aux vitesses quotidiennes des vents à 1 m de hauteur. Ces valeurs obtenues sont proches de la borne supérieure obtenue par (Kobayashi, 1978). (Takeuchi, 1980) détermine le taux de transport de la hauteur de rugosité à 2 m de hauteur dans les Alpes japonaises en distinguant la neige présente dans le manteau neigeux (fraîche ou ancienne).

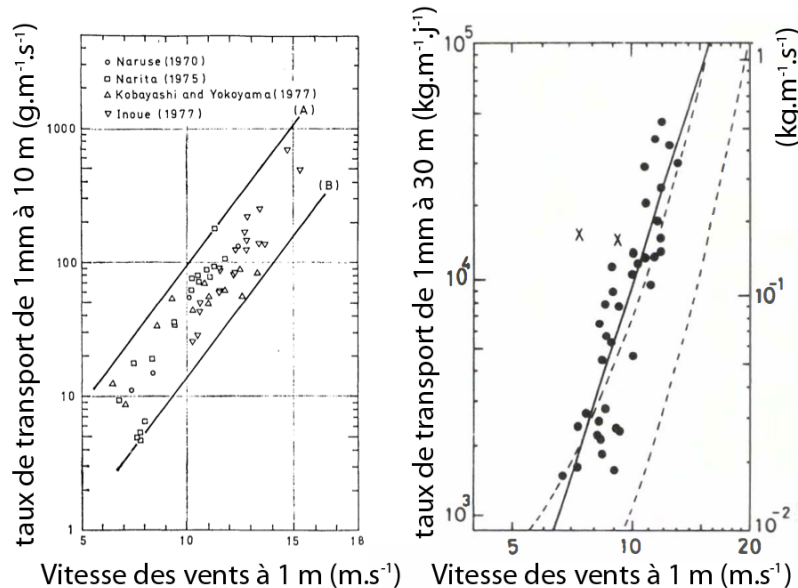


Figure 20 : (à gauche) taux de transport en fonction de la vitesse moyenne des vents à 1 m de hauteur, notée u_1 . Les bornes supérieure et inférieure du transport sont représentées avec A : $\log_{10} Q_A = 0.2u_1 - 0.12$ et B : $\log_{10} Q_b = 0.2u_1 - 0.92$ (Kobayashi, 1978) (à droite) taux de transport en fonction de la vitesse des vents, les croix représentent des mesures où les précipitations ont été importantes pendant les mesures. Le trait plein représente la droite de régression et les deux courbes pointillées représentent les bornes supérieure et inférieure précédemment citées (Takahasi, 1985)

(Mann et al., 2000) obtiennent des mesures de flux de 10 cm à 12 m de hauteur à l'aide de capteurs optiques (Brown and Pomeroy, 1989). Le taux de transport présente une dispersion importante en fonction de la vitesse de frottement (Figure 21). Elles sont comparées aux différentes formulations présentées précédemment en les extrapolant sur la hauteur considérée.

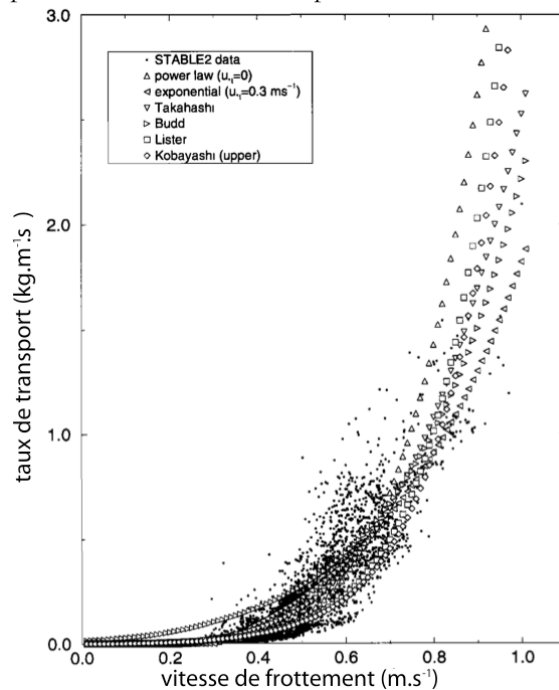


Figure 21 : taux de transport en fonction de la vitesse des vents obtenues lors de la campagne de mesures STABLE2 (points noirs), d'après l'équation puissance $Q = au_*^b$ avec $a = 1,504$ et $b = 5,144$ (triangle verticaux), exponentielle $Q = ae^{b(u_* - u_{*t})} - 1$ avec $a = 0,297$ et $b = 2,805$ (triangle couché vers la gauche). Les autres points représentent les formulations de (Budd et al., 1966; Kobayashi, 1978; Takahashi, 1985) et de (Lister, 1960 cité par Mann, 2000)

Les valeurs expérimentales sans extrapolation les plus complètes pour les mesures de flux suivant différentes hauteurs intégratives jusqu'à 4 m sont celles disponibles dans l'annexe E de (Budd et al., 1966) pour des vitesses de frottement allant de 0,3 à 1 m.s⁻¹.

1.3.3.4 La taille des particules suivant la hauteur

La couche de diffusion turbulente est composée de différentes tailles de particules suivant la hauteur considérée (Figure 22). Ces différences de répartition sont visibles dans différentes mesures qu'elles soient obtenues par des mesures faites en Antarctique qui piègent les flocons (Budd, 1966) ou bien optiques (Nishimura and Nemoto, 2005). La distribution des particules est souvent représentée par une loi gamma dont les paramètres dépendent de la hauteur (Gordon et al., 2010).

Ces variations dépendent de l'intensité de sublimation, de la fragmentation mécanique et de la compétition entre la gravité et la composante verticale de la turbulence. Le terme de sédimentation augmente avec le rayon de la particule, les plus petites particules sont ainsi plus aisément transportées en hauteur.

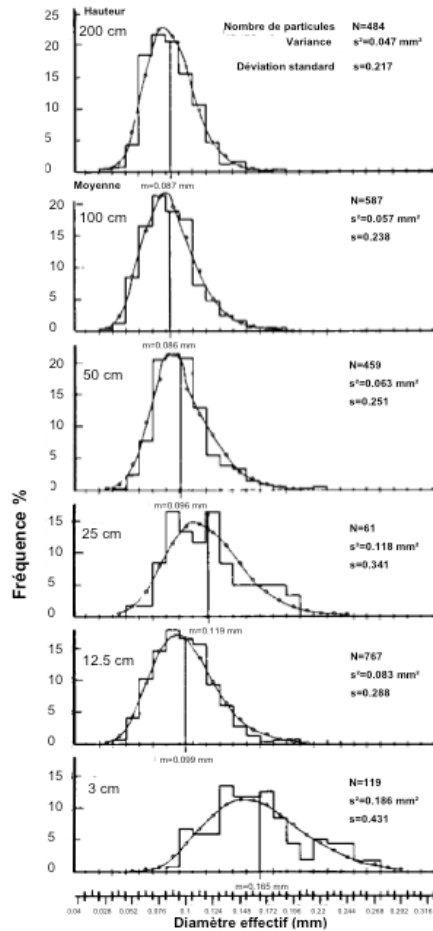


Figure 22 : fréquences des diamètres des grains de neige durant les épisodes de transport en fonction de la hauteur, la courbe représente une fonction de type gamma (Budd, 1966)

1.4 Rétroaction du transport éolien sur l'écoulement

De nombreuses rétroactions dues au transport éolien de neige sur l'écoulement existent. Ces relations sont complexes et la nature de la neige complique encore plus les rétroactions : la neige peut changer de forme voir complètement disparaître par sublimation lors de son transport. Le bilan de quantité de mouvement mais également celui de chaleur et d'humidité subissent des rétroactions directes et indirectes. Les concentrations atteintes lors du transport éolien de neige permet de négliger généralement les interactions inter-particulaires.

1.4.1 Modification de la surface de neige pendant le transport

Les figures éoliennes qui se forment à la surface sont la conséquence de l'interaction entre le manteau neigeux, la topographie locale et les vents. La Table 1 décrit les principales figures éoliennes du manteau neigeux.


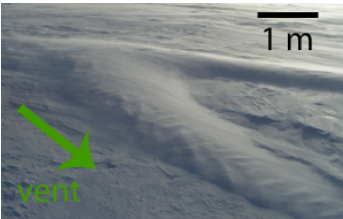
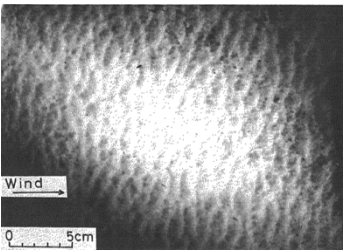
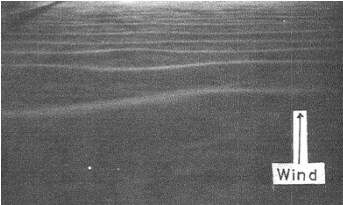

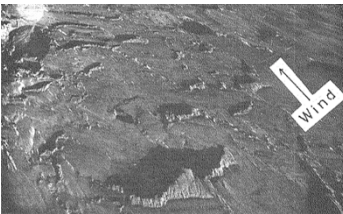


En Antarctique de l'Est et principalement en Terre Adélie, les deux figures éoliennes les plus représentées sont les sastrugi et les dunes suivant l'érosion ou l'accumulation du site et la période considérée (Figure 23). Les dunes et les sastrugi ont souvent deux directions différentes : la direction des dunes représente la direction des vents synoptiques responsables de leurs formations et la direction des sastrugi celle des vents catabatiques (Kobayashi, 1978). Lorsqu'un obstacle s'oppose au vent, une accumulation peut également très rapidement se former sous le vent.



Figure 23 : photographie aérienne de l'état de surface en Terre Adélie lors du raid SAMBA 2011 (crédit : Trouvilliez)

La rétroaction des états de surface sur l'écoulement dépend de la direction des vents. (Jackson and Carroll, 1978) démontrent expérimentalement que la hauteur de rugosité augmente fortement avec une variation de la direction moyenne des vents (Figure 24). Les sastrugi sont profilés suivant une direction moyenne de vent et tout changement de la direction des vents va provoquer une augmentation du coefficient de trainée des sastrugi et augmenter la hauteur de rugosité. (Andreas, 1995) a développé un modèle physique permettant de déterminer l'effet des sastrugi suivant leurs directions et celle des vents. Lorsque les vents changent de direction suffisamment longtemps, les sastrugi vont s'adapter à cette nouvelle direction. Le temps de réponse des sastrugi dépend de leur vitesse de déplacement. (Kobayashi, 1980) a évalué la vitesse de déplacement et d'adaptation des sastrugi au Japon entre 0 et 1 $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ en fonction de la vitesse des vents (Figure 24). Le temps d'adaptation des sastrugi serait de 12 h environ (Andreas, 1995).

Table 1 : les différentes structures éoliennes du manteau neigeux (crédits : Kobayashi (1979) et Trouvilliez)

	Structures	Photographies	Structures par rapport à la direction des vents
accumulation	Dune		Formation durant les forts épisodes de transport, longitudinale à la direction des vents
	Barkhanes		Longitudinale à la direction des vents
	ripples		De faible échelle spatiale, transversale à la direction des vents
	vagues		Transversale à la direction des vents. Morphologie de croissant de lune vu du dessus
érosion	Sastruga		Nom d'origine russe (pluriel sastrugi). Longitudinale à la direction des vents. Relief négatif.
	pits		Transversale à la direction des vents. La partie la plus érodée est aux vents. Relief négatif
obstacle	accumulation		Dépôt au vent suite à une diminution de vitesse, longitudinale
	Givre		Dépôt de givre qui se fait au vent, longitudinale

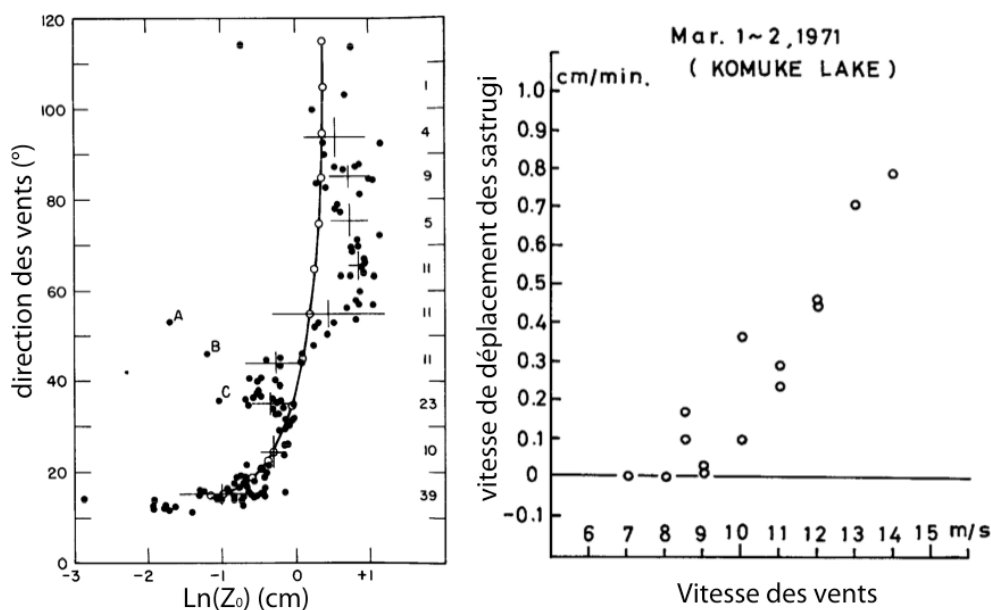


Figure 24 : (à gauche) influence de la direction des vents sur la hauteur de rugosité en Antarctique (Jackson and Carroll, 1978) (à droite) influence de la vitesse des vents sur la vitesse de déplacement des sastrugi (Kobayashi, 1980)

Il faut noter également que la vitesse de frottement seuil n'est pas non plus constante avec le temps. La densité de la neige qui se dépose lors d'un événement de transport varie au cours du temps : le transport éolien de neige d'une couche de neige initialement déposée d'une densité de 200 kg.m^{-3} crée rapidement une cohésion de frittage à la surface du manteau. La densité de la couche de neige augmente ce qui augmente la vitesse de frottement seuil. (Kotlyakov, 1961) a mesuré la densité du manteau en fonction de la vitesse des vents à 10 m de hauteur. Il en a déduit une formulation de dépôt de neige ventée en fonction de la vitesse des vents pour des températures entre -5 et $-10 \text{ }^\circ\text{C}$:

$$\rho_{nd} = 104 \sqrt{\bar{u}_{10} - 6} \quad (14)$$

Avec ρ_{nd} la masse volumique de la neige déposée en kg.m^{-3} et \bar{u}_{10} la vitesse moyenne des vents à 10 m de hauteur supérieures à 6 m.s^{-1} .

1.4.2 Rétroaction dans la couche de saltation

1.4.2.1 Sur la hauteur de rugosité

Les premières observations en soufflerie montrent que le profil vent change au-dessus d'une surface fixe avec hauteur de rugosité donnée et au dessus de la même surface avec un transport.

(Bagnold, 1941) considère l'existence d'un point focal qui est défini comme le point convergent de tous les profils de vitesse moyenne de vent. Il considère qu'en-dessous de ce point, les particules modifient fortement la vitesse moyenne et qu'au-dessus de ce point, la concentration en particule est trop faible. Le profil de vent est alors représenté par une loi logarithmique modifiée :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0'} \right) \right] + \bar{u}_f \quad (15)$$

Avec z_0' la hauteur de rugosité du point focal en m et \bar{u}_f la vitesse moyenne de vent à la hauteur du point focal en m.s^{-1} . D'après Bagnold, la hauteur du point focal serait située entre 0,7 et 2 mm.

(Owen, 1964) considère la saltation comme un processus autolimitant gouverné par l'entraînement aérodynamique des particules, le transfert de quantité de mouvement du fluide aux particules et la modification du profil de vitesse de vent en présence de particules. Pour lui, au-

dessus d'une couche de saltation, cette dernière agit comme un élément de rugosité. Comme les particules en saltation transfèrent de la quantité de mouvement du fluide à la surface, elles agissent comme un puits de quantité de mouvement pour le fluide. Au-dessus de la couche de saltation, l'effet net des particules est donc similaire à celui d'éléments de rugosité stationnaires : ils augmentent la capacité de la surface à absorber de la quantité de mouvement. La saltation amène ainsi une augmentation de la hauteur de rugosité vers une hauteur de rugosité modifiée, notée z_0'' . Le profil de vent devient :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0''}\right) \quad (16)$$

Avec z_0'' la hauteur de rugosité modifiée. A partir du développement d'un modèle semi-empirique de saltation, (Owen, 1964) a déterminé une formulation de cette hauteur de rugosité modifiée :

$$z_0'' = C_0 \frac{u_*^2}{2g} \quad (17)$$

Avec z_0'' la hauteur de rugosité modifiée en m et C_0 un coefficient de proportionnalité sans dimension.

La valeur du coefficient de proportionnalité a fait l'objet de nombreuses études pour déterminer sa valeur que cela soit pour le sable ou bien la neige. Une présentation des différentes valeurs est disponible dans (Cierco, 2007). (Butterfield, 1993) utilise des mesures en soufflerie avec une variation de vitesse des vents au cours du temps. Il montre que la valeur du coefficient de proportionnalité n'est pas constante dans le temps. Récemment, (Andreas, 2011) a démontré que l'obtention de la hauteur de rugosité et de la vitesse de frottement en se basant sur le profil de vitesse des vents ne fournissait pas des variables indépendantes. La relation entre hauteur de rugosité et vitesse de frottement serait donc un artefact de la mesure.

La différence entre les équations 15 et 16 revient dans la deuxième formulation à nier l'existence d'un point focal (Naaïm-Bouvet and Naaïm, 2002).

1.4.2.2 *Sur la contrainte de cisaillement effective et le profil de vitesse de vent*

Lorsque le transport s'établit et qu'une couche de saltation se développe, les particules vont extraire de la quantité de mouvement au fluide. Ces particules vont retomber à la surface et lui transmettre de la quantité de mouvement. La contrainte de cisaillement effective est donc une composition de deux contraintes de cisaillement :

$$\tau = \tau_a(z) + \tau_p(z) \quad (18)$$

Avec $\tau_a(z)$ la contrainte de cisaillement due à l'écoulement et $\tau_p(z)$ celle due aux particules, les deux contraintes s'expriment en $N.m^{-2}$.

(Nishimura et al., 1998) étudient la contrainte de cisaillement effective à la surface grâce à un dispositif directement installé à une hauteur nulle dans une soufflerie. A vitesse moyenne de vent identique, la contrainte de cisaillement effective augmente lorsque la saltation de neige est présente par rapport à un écoulement sans saltation. Cette augmentation de contrainte est due à la contrainte de cisaillement induite par les particules, ce qui est en accord avec le modèle numérique de (McEwan and Willetts, 1993).

La forme du profil de vitesse de vent est déterminée par le flux de quantité de mouvement. L'effet du transfert de quantité de mouvement du fluide vers les particules sur le profil de vent moyen n'est pas encore bien compris (McEwan and Willetts, 1993). (Bagnold, 1941) mesure un changement significatif dans le profil de vitesse moyenne des vents par rapport au profil logarithmique sous la hauteur moyenne des trajectoires de particules juste à l'établissement du transport. Ce changement s'accompagne d'une diminution de vitesse de frottement seuil mesurée. (Nishimura and Hunt, 2000) détermine le profil de vitesse moyenne de vent pour une valeur de

vitesse de frottement proche de la valeur seuil. Ils montrent que le changement du profil de vitesse moyenne de vent avec et sans saltation n'est pas significatif. De manière générale, les changements du profil de vitesse moyenne de vent dans la couche de saltation, s'ils existent, restent une question ouverte.

1.4.3 Rétroaction dans la couche de diffusion

Dans la couche de diffusion, le transport des particules de neige couplé à leurs changements par sublimation au cours du temps va entraîner plusieurs rétroactions. Les particules de neige transportées se concentrent près du sol par compétition entre la force de gravité et les composantes verticales des forces ascensionnelles.

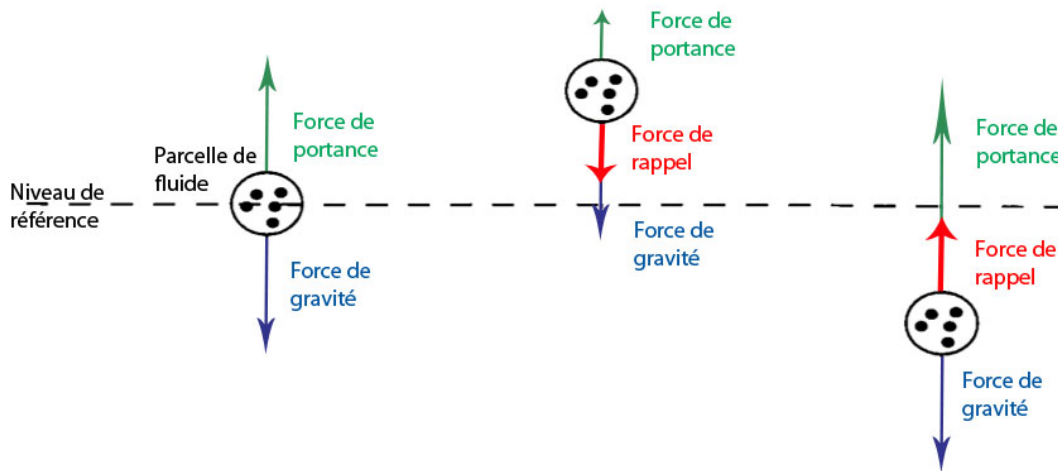


Figure 25 : effet de la stabilisation de l'atmosphère dans un fluide contenant des particules stratifiées. La force de portance représente les composantes verticales des forces ascensionnelles, d'après (Bintanja, 2000a)

(Bintanja, 2000a) montre que dans une atmosphère à stratification verticale stable, toute parcelle de fluide qui sera déplacée verticalement subira une force de rappel pour la ramener à son altitude initiale (Figure 25). Cette force de rappel est due à un changement de la force de portance de la particule considérée. L'énergie nécessaire au maintien en suspension des particules se fait au détriment de la turbulence. Ce comportement d'un mélange fluide-particule à stratification verticale stable est conceptuellement équivalent à celui d'une couche turbulente thermiquement stable dans laquelle la flottabilité diminue la turbulence.

Contrairement au sable, les particules de neige peuvent se sublimer. La température de l'air va donc diminuer là où la sublimation se produit, spécialement proche de la surface où la concentration en particules est plus importante. Cela se traduit par une augmentation de la stratification thermique et par une augmentation de la densité de l'air vers le bas. Il faut également noter que l'atmosphère arrive rapidement à saturation dans les couches où le transport se produit, principalement proche de la surface, ce qui limite la sublimation de la surface.

Enfin, le long d'une pente, l'augmentation de la densité du fluide vers le bas, due à la fois à la sublimation de la neige et à la présence de particule, est responsable d'une augmentation du gradient de pression horizontal ce qui augmente la vitesse des vents catabatiques. Cet effet sera important en Antarctique.

(Kobayashi, 1980) mesure la longueur de mélange à l'aide d'anémomètre sonique. Lors de la présence de transport éolien de neige, la longueur de mélange diminue. (Bintanja, 2000a, 2000b) utilise un modèle numérique à une dimension pour évaluer l'effet des rétroactions sur l'écoulement. Plusieurs points importants peuvent être tirés de cette modélisation. Les simulations déterminent une diminution de la longueur de mélange en présence de transport. L'énergie cinétique turbulente

diminue à tous les niveaux également. L'effet de stabilisation des particules a un effet sur l'énergie cinétique turbulente et l'écoulement moyen et ce dans toute la couche de surface. Ces rétroactions sont hautement non-linéaires et leurs non prises en compte ont un effet notable sur le transport éolien de neige.

1.5 Les modules de transport de neige par le vent

1.5.1 Les différents modèles numériques suivant leurs applications

1.5.1.1 Les modèles 1-D

Ces modèles représentent une colonne atmosphérique verticale. Ils permettent d'étudier le transport en fonction des conditions atmosphériques et aux limites. Ils se basent tous sur les mêmes principes : dans des circonstances idéalisées, sur une surface de neige homogène suffisamment large, le transport de neige par le vent peut être considéré comme un processus à une dimension dépendant du temps.

Ces modèles dissocient le transport en deux couches : une couche de saltation et une couche de suspension. La couche de saltation fournit la condition à la limite inférieure de la couche de suspension. Ils utilisent les mêmes hypothèses sur les particules en suspension :

- Les particules transportées par le vent sont supposées être sphériques avec une densité égale à celle de la glace. Cette hypothèse se base sur la destruction rapide des particules précipitantes par abrasion mécanique (Schmidt, 1972) ;
- la concentration volumique des particules est suffisamment forte pour considérer le mélange diphasique air-neige comme un continuum et les concentrations sont suffisamment faibles pour négliger les interactions entre les particules (Schmidt, 1972) ;
- Les particules ont la même vitesse horizontale que la parcelle d'air qui les entoure (Schmidt, 1982) .

Les modèles décrits dans (Bintanja, 2000a; Déry et al., 1998; Dover, 1993; Mann, 1998) utilisent des modèles spectraux pour représenter la distribution en taille des particules suivant la hauteur. Cette représentation de la distribution de particules est très coûteuse en temps de calcul. (Déry and Yau, 1999) ont développé le modèle PIEKTUK-B qui utilise un moment qui repose sur le rapport de mélange qui décrit la quantité de neige en suspension. Une nouvelle version, appelée PIEKTUK-D, utilise deux moments et permet de réduire les approximations (Déry and Yau, 2001). Une comparaison de quatre modèles à une dimension est disponible dans l'article de (Xiao et al., 2000). Ces modèles fournissent des renseignements sur la sublimation, la distribution des particules, leurs effets sur la turbulence atmosphérique mais ne peuvent pas simuler directement la redistribution éolienne des précipitations.

1.5.1.2 Les modèles à fine échelle

Trois types de modèles peuvent être distingués sur ces échelles du mètre à quelques kilomètres carrés.

Les premiers sont les modèles conceptuels. Ils décrivent la redistribution de neige sur un terrain idéalisé qui ne représente pas le terrain réel. (Durand et al., 2001) ont développé un modèle qui permet l'intégration du transport éolien de neige dans la chaîne opérationnelle de prévision des avalanches de Météo France. (Lehning and Fierz, 2008) ont proposé le même type d'approche. Ce type de modèle permet de prendre en compte l'effet important du transport éolien de neige sur le risque d'avalanche.

Les modèles distribués à très fine échelle sont appliqués sur une échelle métrique à décimétrique. Différentes approches existent pour représenter le transport éolien. Le modèle NEMO utilise une formulation eulérienne des lois de conservation de la mécanique des fluides (Naaïm et al., 1998). Il distingue le transport en une couche de saltation et une couche de diffusion. (Nemoto and Nishimura, 2004) développent une approche lagrangienne où les trajectoires de

chaque particule sont décrites en y incluant les effets de la turbulence. Ces modèles permettent de redistribuer la neige à l'échelle d'un bâtiment, d'une barrière à neige ou bien quantifier l'accumulation de neige dans les zones de couloir d'avalanche.

Les modèles distribués à l'échelle du paysage sont appliqués sur une échelle de plusieurs kilomètres carrés avec une échelle temporelle pouvant atteindre l'année. Plusieurs modèles existent suivant le but recherché. (Winstral et al., 2002) utilisent un modèle qui identifie les zones au vent et sous le vent et qui redistribue la neige en fonction. (Durand et al., 2004; Pomeroy et al., 1997) utilisent des modèles qui simulent la vitesse des vents à un niveau de référence en deux dimensions et intègrent des phénomènes physiques de transport du premier ordre. Certains modèles utilisent également le champ de vent fourni par des modèles météorologiques à fine échelle qui sert à forcer un modèle de transport de neige indépendant du module atmosphérique, donc sans aucune rétroaction possible. Ces modèles sont principalement utilisés, tout comme les modèles conceptuels, pour simuler l'évolution du couvert neigeux lors d'une saison hivernale en montagne et également pour simuler la redistribution de neige au cours d'un épisode de transport.

1.5.1.3 Les modèles atmosphériques régionaux incluant le transport éolien de neige

Ces modèles couvrent des échelles de quelques centaines de kilomètres et ont une échelle temporelle pluriannuelle. En 2009, seuls deux modèles permettaient de simuler le bilan de masse de surface de l'Antarctique avec des données sur le transport de neige et sa sublimation. Le premier modèle se base sur la version PIEKTUK-D (Déry and Yau, 2001) qui utilise deux moments de la distribution couplé au modèle MC2 (Déry and Yau, 2002). Ce modèle utilise les réanalyses (ERA15) fournies par le Centre Européen pour les Prévisions à Moyen Terme. Il calcule ensuite pour chaque point de grille les variables atmosphériques. Une paramétrisation de la sublimation de la neige soufflée est déterminée à partir de la vitesse des vents à 10 m de hauteur et d'une constante thermodynamique moyennant un facteur multiplicatif (Déry and Yau, 2002). Le transport éolien de la neige suit une loi puissance d'après la vitesse des vents à 10 m hauteur (Pomeroy and Gray, 1995). Le bilan de masse est ensuite calculé. Cette technique est identique à celle des modèles à fine échelle qui utilise le champ de vitesse de vent d'un modèle atmosphérique. Elle ne permet pas de rétroaction entre le module atmosphérique et celui de transport éolien de neige.

Le deuxième modèle est basé sur le Modèle Atmosphérique Régional (Gallée and Schayes, 1994). Ce modèle a été couplé à un module de manteau neigeux et de transport de neige par le vent (Gallée et al., 2001). Ce modèle simule à chaque pas de temps le transport en fonction du manteau neigeux et des conditions atmosphériques et il intègre les rétroactions du transport éolien de neige sur le module atmosphérique.

Depuis 2009, un nouveau modèle atmosphérique comprenant un module de transport éolien a été développé (Lenaerts et al., 2010, 2012b). Ce modèle possède une paramétrisation de la vitesse seuil de frottement identique au MAR. Les quantités transportées reposent sur la version du modèle PIEKTUK-B. Il intègre également un rétrocontrôle sur l'écoulement en simulant le refroidissement de l'atmosphère du à l'extraction de chaleur latente par sublimation de la neige soufflée. La hauteur de rugosité est fixe et égale à 1 mm.

De tels modèles permettent d'estimer le bilan de masse des calottes polaires sur plusieurs années. Une synthèse des différents modèles de transport éolien de neige suivant l'échelle utilisée est faite dans la Table 2.

Table 2 : les différents types de modèles et leurs domaines d'application

	Modèles 1-D	Modèles de très fines à fines échelles	Modèles atmosphériques régionaux
Domaines d'applications	-Une colonne atmosphérique	-Du mètre à la dizaine de kilomètres carrés	-Plusieurs centaines de kilomètres carrés
Types d'applications	-Rétroaction du transport sur l'écoulement -Test de sensibilité	-Redistribution de la neige -Estimation de la couverture neigeuse -Impact sur le risque avalanche	-Simulation du bilan de masse de surface
Quelques modèles	PIEKTUK-B (Déry and Yau, 1999) SNOWSTORM (Bintanja, 2000a)	NEMO (Naaim et al., 1998) Sytron (Durand et al., 2004)	MAR (Gallée et al., 2001) RACMO (Lenaerts et al., 2012b)

1.5.2 Le Modèle atmosphérique Régional

1.5.2.1 Le modèle atmosphérique

Les équations de conservation

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) est un modèle aux équations primitives où les équations de conservations sont prises en compte. Une description détaillée de ces équations est disponible dans (Gallée and Schayes, 1994; Gallée, 1995). La coordonnée verticale est la pression normalisée, notée σ .

$$\sigma = \frac{p_a - p_t}{p_*} \quad (19)$$

Avec p_a la pression de l'air en Pa, p_t la pression fixée au sommet du modèle et égale à 1 Pa, et p_* la pression définie par $p_* = p_s - p_t$ où p_s est la pression de surface en Pa.

Pour la conservation de la quantité de mouvement, les équations horizontales de quantité de mouvement peuvent être exprimées :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)_p + F_u \quad (20)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_p + F_v \quad (21)$$

Où (x, y) sont les axes horizontaux, t le temps, $(u, v, \dot{\sigma})$ les composantes suivant (x, y, σ) du vent moyen, $\phi = gz$ (avec g la constante de gravité au niveau moyen des mers et z l'altitude) représente le géopotiel, $()_p$ signifie que les termes représentant la force de gradient de pression à méso-échelle suivant x et y sont calculés pour une surface isobare.

La décomposition de Reynolds est utilisée pour séparer chaque variable X en une partie turbulente X' et une partie moyenne \bar{X} . Pour simplifier les équations, les valeurs moyennes ne possèdent pas de barres supérieures sauf pour les flux turbulents. Les divergences des flux turbulents de quantité de mouvement sont :

$$F_u = -\frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{u'u'})}{\partial x} - \frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{v'u'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{\dot{\sigma}'u'})}{\partial \sigma} \quad (22)$$

$$F_v = -\frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{u'v'})}{\partial x} - \frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{v'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{\dot{\sigma}'v'})}{\partial \sigma} \quad (23)$$

L'équation verticale pour la conservation de la quantité de mouvement est approchée par l'équilibre hydrostatique :

$$\frac{\partial \phi}{\partial(T/\theta)} = -C_p \theta (1 + 0,85 q) \quad (24)$$

Avec T la température moyenne de l'air en K, C_p la capacité thermique massique à pression constante pour l'air sec, q l'humidité spécifique en kg d'eau par kg d'air et θ la température potentielle en K (voir l'équation 2 en remplaçant la constante de l'air humide R_w par celle de l'air sec R_a).

L'équation d'état du fluide (l'air) comprend l'influence de l'humidité spécifique :

$$p = \rho_a R_a T (1 + 0,608 q) \quad (25)$$

Avec ρ_a la masse volumique de l'air en kg.m^{-3} .

La forme intégrale de l'équation de continuité est utilisée suivant le temps pour p_* d'où la vitesse verticale notée $\dot{\sigma}$ dans des coordonnées σ peut être calculée

$$\dot{\sigma} = -\frac{1}{p_*} \left\{ \sigma \int_0^1 \left(\frac{\partial(p_* u)}{\partial x} + \frac{\partial(p_* v)}{\partial y} \right) d\sigma - \int_0^\sigma \left(\frac{\partial(p_* u)}{\partial x} + \frac{\partial(p_* v)}{\partial y} \right) d\sigma \right\} \quad (26)$$

L'équation de conservation de la chaleur sensible est prise en compte par :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + \frac{\partial R_{IR}}{\partial \sigma} + F_\theta + P_\theta \quad (27)$$

Avec RIR le flux de chaleur infrarouge et F_θ la divergence du flux de chaleur turbulent qui vaut :

$$F_\theta = -\frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{u'\theta'})}{\partial x} - \frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{v'\theta'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{\dot{\sigma}'\theta'})}{\partial \sigma} \quad (28)$$

Et avec P_θ qui permet de prendre en compte les échanges qui se font dans le module de microphysique des nuages par :

$$P_\theta = \frac{\theta}{TC_p} \dot{H} \quad (29)$$

Où \dot{H} représente la chaleur latente dégagée ou absorbée par unité de temps par les processus microphysiques. La sublimation des cristaux de neige est ainsi prise en compte dans l'équation de conservation de chaleur sensible.

Le MAR prend en compte le cycle hydrologique de l'eau dans le modèle. Il inclus en particulier un module de microphysique des nuages essentiellement basé sur les travaux de (Kessler, 1995; Levkov et al., 1992; Meyers et al., 1992). Cinq espèces d'eau sont décrites dans le modèle : l'humidité spécifique, l'eau nuageuse, les cristaux de glace, la pluie et la neige. Le module de microphysique des nuages contient 23 paramétrisations des processus les plus importants et décrit les échanges entre les différentes espèces d'eau (Figure 26 et Table 3). Un point important est la

possibilité des particules de neige de se sublimer. Cette sublimation est fonction de l'humidité relative de l'air d'après les travaux de (Lin et al., 1983). Les équations de conservation des différentes formes d'eau existantes sont définies. L'une de ces équations est l'équation de conservation de la neige :

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -u \frac{\partial q_n}{\partial x} - v \frac{\partial q_n}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial q_n}{\partial \sigma} + F_{q_n} + P_{q_n} + P_{ssed} \quad (30)$$

Avec q_n la concentration en particule de neige, F_{q_n} le flux turbulent de divergence de la concentration en neige, P_{q_n} un terme source qui comprend les particules reprises du sol et P_{ssed} un terme puits. Le même raisonnement est appliqué à la conservation de l'eau nuageuse, q_e , des cristaux de neige, q_c , de la pluie, q_p et de la vapeur d'eau, q_v .

Les flux de divergence des cinq espèces tiennent compte également des échanges entre les espèces. La description détaillée de ces processus est disponible dans (Gallée, 1995).

Table 3 : description des différents processus microphysiques entre les cinq espèces d'eau et les symboles associés

Symbole	Processus microphysique	Température
P_{dqvw}	Condensation de vapeur d'eau pour former de l'eau nuageuse Evaporation de l'eau nuageuse vers la vapeur d'eau	
P_{ihm1}	Cristallisation homogène de l'eau nuageuse en cristaux de glace	$T < -40$ °C
P_{ihm2}	Compression homogène de vapeur d'eau en cristaux de glace	$T < -40$ °C
P_{ihet}	Nucléation de vapeur en cristaux de glace	$-40 < T < 0$ °C
P_{isub}	Sublimation des cristaux de glace	
P_{idw}	Effet Bergeron (eau nuageuse vers cristaux de glace)	
P_{imlt}	Liquéfaction des cristaux de glace en eau nuageuse	$T > 0$ °C
P_{raut}	Auto conversion de l'eau nuageuse en pluie	
P_{saut}	Agrégation des cristaux de glace en neige	
P_{racw}	Accrétion d'eau nuageuse en pluie	
P_{sacw}	Accrétion d'eau nuageuse en neige	
P_{saci}	Accrétion de cristaux de glace en neige	
P_{raci}	Accrétion de cristaux de glace par la pluie en neige	$T < 0$ °C
P_{iacr}	Accrétion de pluie par cristaux de glace en neige	$T < 0$ °C
P_{sacr}	Accrétion de pluie en neige	$T < 0$ °C
P_{sfr}	Congélation probabiliste de pluie en neige	
P_{smlt}	Liquéfaction de neige en pluie	$T > 0$ °C
P_{racs}	Accrétion de neige en pluie	$T > 0$ °C
P_{sdep}	Grossissement par dépôt de vapeur d'eau en neige	
P_{revp}	Evaporation de pluie en vapeur d'eau	
P_{ssub}	Sublimation de la neige en vapeur d'eau	
P_{rsed}	Chute de pluie au sol	
P_{ssed}	Chute de neige au sol	

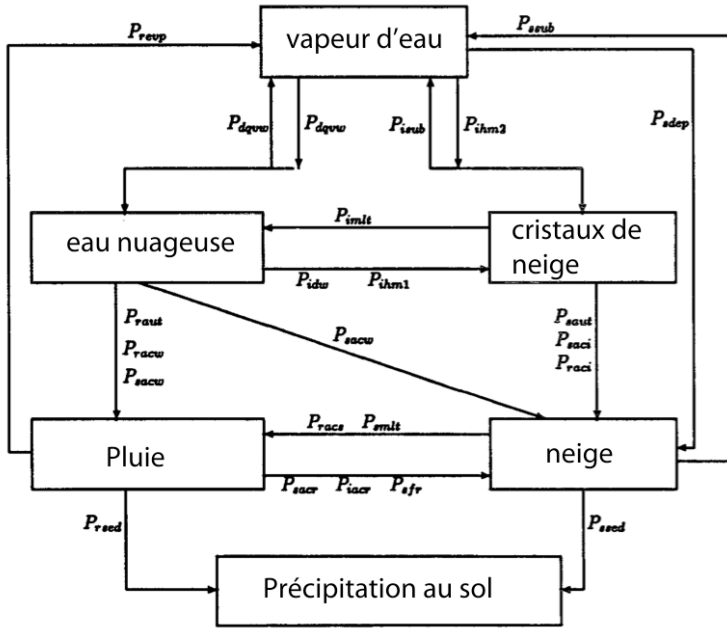


Figure 26 : les différentes espèces d'eau existante dans le MAR et les relations entre ces espèces (Gallée, 1995)

Les conditions aux limites

Au sommet du modèle, une condition de couche d'amortissement visqueuse est utilisée pour absorber les vagues qui se propagent verticalement. Une variable K_t est ajoutée au coefficient d'échange turbulent (équation 34) :

$$K_t = \begin{cases} 0 & \text{si } k \geq s \\ K_{max} \frac{\sigma_s - \sigma_k}{\sigma_s} + \text{friction de Rayleigh} & \text{si } k < s \end{cases} \quad (31)$$

Avec $k=1$ pour le niveau le plus haut du modèle, s est égal aux nombre de niveaux dans la simulation divisé par six et $K_{max} = 0,1(\Delta x^2/\Delta t)$.

Paramétrisation des flux sous mailles

Les flux sous mailles sont paramétrés sous la forme :

$$F_\psi = -\frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{u' \psi'})}{\partial x} - \frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* \overline{v' \psi'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{\sigma' \psi'})}{\partial \sigma} \quad (32)$$

Une fermeture du premier ordre est utilisée pour estimer les flux horizontaux sous mailles. (Alpert and Neumann, 1984) ont développé une paramétrisation dans le système de coordonnées σ qui est réutilisée dans le modèle (à laquelle les termes croisés ont été supprimés) :

$$F_\psi = \frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* K_H \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x})}{\partial x} + \frac{1}{p_*} \frac{\partial(p_* K_H \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial y})}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\rho g}{p_*} \overline{\psi' w'} \right) \quad (33)$$

Avec $\alpha = \partial \bar{z} / \partial x$ et $\beta = \partial \bar{z} / \partial y$ les composantes x et y de la pente de surface σ et K_H le coefficient d'échange turbulent en $m^2.s^{-1}$. Le coefficient d'échange turbulent est paramétré suivant (Smagorinsky, 1963) :

$$K_H = K_t + (k_H l_H)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2} \quad (34)$$

Avec K_t la variable utilisée dans l'équation 31 égale à 0 sauf dans la couche d'amortissement visqueuse, $l_H = \Delta x$ la longueur de mélange et k_H une constante adimensionnelle fixée à 0,4. Le coefficient d'échange turbulent est capable de varier dans le temps et l'espace.

La paramétrisation de la turbulence au dessus de la couche de surface est faite en exprimant $\overline{\psi'w'}$ par la formulation dite d'Austausch :

$$E_\psi = \frac{g^2}{p_*^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\rho^2 K_\psi \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial \sigma} \right) \quad (35)$$

Avec K_ψ égal à K_z quand $\psi = u, v$ représentant le coefficient d'échange turbulent vertical de quantité de mouvement et K_ψ égal à K_{zh} quand $\psi = \theta, q_n, q_c, q_e, q_p, q_v$ représentant le coefficient d'échange turbulent vertical de chaleur utilisé également pour les substances aqueuses. L'expression des coefficients K_z et K_{zh} dépend du schéma de fermeture de la turbulence utilisé. Le MAR utilise le schéma de fermeture de turbulence appelé E- ϵ (Duykerke, 1988) qui permet la représentation de la longueur de mélange en fonction des caractéristiques locales de l'écoulement. Ce schéma de fermeture se base, tout comme la K-théorie, sur le concept des petits tourbillons et l'analogie entre diffusion et turbulence. Les coefficients d'échanges turbulents verticaux sont déterminés par contre à partir de l'énergie cinétique turbulente (E_c) et la dissipation visqueuse de l'énergie cinétique turbulente (ϵ) :

$$K_\psi = C_{E-\epsilon} \frac{E_c^2}{\epsilon} \quad (36)$$

Où $C_{E-\epsilon}$ est une constante.

Dans la couche de surface, une paramétrisation est utilisée. Les flux turbulent sont supposés être constant. La formulation de (Businger, 1973) utilise les variables d'échelle que sont $u_*, \theta_*, q_*, L_{MO}$ avec L_{MO} la longueur de Monin-Obukhov :

$$-\overline{V'w'} = u_*^2 \quad (37)$$

$$-\overline{u'w'} = \bar{u}/\bar{V} u_*^2 \quad (38)$$

$$-\overline{v'w'} = \bar{v}/\bar{V} u_*^2 \quad (39)$$

$$-\overline{\theta'w'} = u_* \theta_* \quad (40)$$

$$-\overline{q'w'} = u_* q_* \quad (41)$$

$$L_{MO} = \frac{\bar{\theta} u_*^2}{kg \theta_*} \quad (42)$$

Avec k la constante de Von Karman égale à 0,4, w la vitesse dans le système de coordonnées z et $V = \sqrt{u^2 + v^2}$. Les différentes variables d'échelle de chaque espèce d'eau doivent être prises en compte. Les variables d'échelle sont déterminées à partir de la hauteur de rugosité, des fonctions universelles et d'une relation entre les variables à 10 m (Businger, 1973). Les échanges turbulents sont ensuite calculés dans la couche de surface.

Le schéma de radiation solaire est tiré de (Fouquart and Bonnel, 1980). Les calculs de transfert radiatifs infra-rouges à travers l'atmosphère sont basés sur les travaux de (Morcrette, 1984). Les propriétés optiques des nuages sont prises en compte dans les schémas de radiation : la longueur optique de l'eau liquide dans chaque couche du modèle est calculée à partir de la concentration en eau nuageuse et en cristaux de glace dans les nuages. A partir de 2002, le transfert radiatif dans

l'atmosphère a été modifié. Il est paramétré comme dans (Morcrette, 2002). Il est identique à celui utilisé dans les réanalyses (ERA-40) du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme. Il améliore le schéma solaire, le schéma de transfert radiatif des ondes infrarouges et prends en compte l'effet des aérosols. Du fait de leurs petites tailles, les particules de neige soufflée peuvent avoir un impact sur le transfert radiatif (Walden et al., 2003). L'influence des particules de neige sur la profondeur atmosphérique optique est prise en compte dans le modèle (Gallée and Gorodetskaya, 2008).

Les schémas utilisés dans le modèle atmosphérique sont décrit de manière détaillée dans (Gallée and Schayes, 1994).

1.5.2.2 Le modèle de manteau neigeux

Les processus de surface sont modélisés en utilisant le modèle SISVAT pour « Soil-Ice-Snow-Vegetation-Atmosphere Transfert ». C'est un modèle comprend un module multicouche de neige, de glace, de végétation et de sol. Dans le cas de la calotte Antarctique, le modèle est scindé deux parties entre neige et glace. Le nombre de couche est variable et dépend de l'évolution de la neige. De nouvelles couches peuvent également être créées lors de précipitations ou du dépôt de neige. Le métamorphisme de la neige est introduit suivant (Brun et al., 1992) et se base sur trois variables : la dendricité, la sphéricité et la taille des grains. La dendricité caractérise la neige fraîchement déposée et varie entre 1 et 0 suivant la part de formes initiales de cristaux dans la couche de neige. La sphéricité varie entre 0 et 1 et décrit le ratio de formes rondes par rapport à celles angulaires. Pour les couches anciennes où la dendricité vaut 0, la taille des grains remplace la dendricité.

Pour chaque couche du module, la température notée T exprimée en kelvin, la densité de neige notée ρ_n et l'épaisseur de la couche dz exprimée en mètre sont calculées. Une description générale du modèle est faite dans la Figure 27.

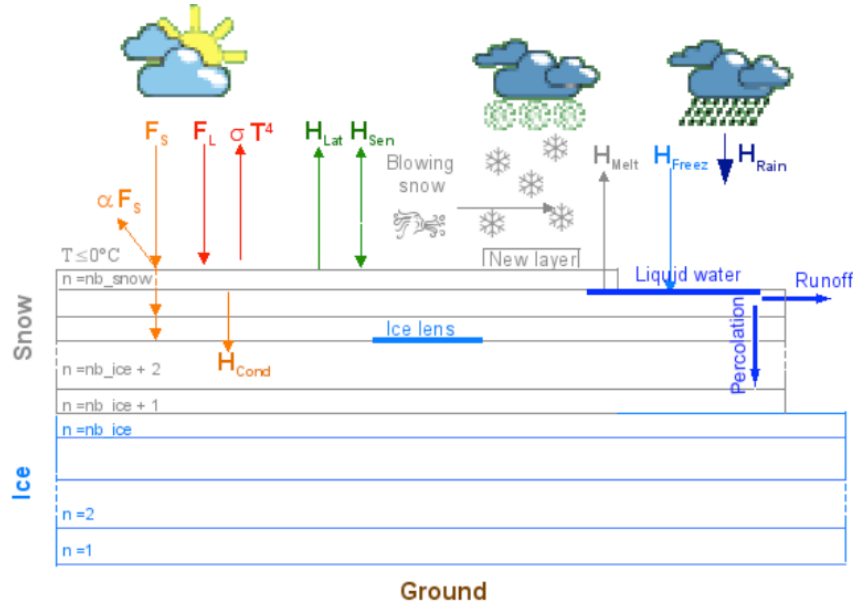


Figure 27 : la structure du manteau neigeux dans le MAR et les échanges existants avec le module atmosphérique

Dans la couche de surface :

$$C_{pn} \frac{\partial}{\partial t} (\rho_n dz T) = \left[\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} + S (1 - \alpha_a) e^{-\beta_a z} \right]_{z=0}^{z=dz} + L_f F + L_f M + \varepsilon_s (L - \sigma_r T^4) + H_s + H_L \quad (43)$$

Avec C_{pn} la capacité thermique de la neige, $\lambda_s \partial T / \partial z$ une conduction effective de la chaleur qui représente la conduction de chaleur et le flux de chaleur du à la diffusion de vapeur, λ_s est calculé

selon (Yen, 1981). $L_f M$ et $L_f F$ sont respectivement les flux de chaleur de fonte et de regel avec L_f la chaleur latente de fusion. S représente la radiation solaire incidente, α_a et β_a représentent respectivement l'albédo et le coefficient d'absorption en m^{-1} . L est la radiation grande longueur d'onde descendante. ε_s représente l'émissivité de la neige. H_s et H_l le flux de chaleur sensible et latent respectivement, ils sont calculés par le modèle atmosphérique suivant la formulation de (Duykerke and Van den Broeke, 1994).

Pour les couches internes :

$$C_{pn} \frac{\partial}{\partial t} (\rho_n dz T) = \left[\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} + S (1 - \alpha_a) e^{-\beta_a z} \right]_z^{z+dz} + L_f F + L_f M \quad (44)$$

Le ruissellement de l'eau est possible suivant la paramétrisation de (Zuo and Oerlemans, 1996).

1.5.2.3 Le module de transport de neige par le vent

Une description complète du module de transport éolien de neige est disponible dans (Gallée et al., 2001).

La vitesse de frottement seuil

Le MAR utilise une paramétrisation de la vitesse de frottement seuil en-dessous de laquelle le transport de neige par le vent ne peut se produire. Deux cas sont distingués :

Cas où la densité de la couche de surface < 330 $kg \cdot m^{-3}$

La vitesse de frottement seuil se base sur un index de mobilité, noté M_o (Guyomarc'h and Mérindol, 1998). Pour rappel, cet index varie suivant le type de neige considéré, neige fraîche ou neige ancienne et les variables associées que sont la dendricité notée d_p , la sphéricité notée s_p et la taille des grains notée g_p :

$$M_o = \begin{cases} 0,75d_p - 0,5s_p + 0,5 & (\text{neige fraîche}) \\ 0,583g_p - 0,833s_p + 0,833 & (\text{neige ancienne}) \end{cases} \quad (45)$$

L'intensité de l'érosion est quantifiée à l'aide d'un index d'intensité de transport, noté SI , qui est positif quand la neige est érodée :

$$SI = -2,868e^{-0,085\bar{u}(z)} + 1 + M_o \quad (46)$$

Avec $\bar{u}(z)$ la vitesse des vents en $m \cdot s^{-1}$ dans le niveau le plus bas du modèle. La vitesse de frottement seuil est déduite en supposant l'index d'intensité nul mais juste avant l'envol des particules est notée u_{*tM_o} :

$$u_{*t} = u_{*tM_o} = \frac{\ln(2,868) - \ln(1 + M_o)}{0,085} \sqrt{C_D} \quad (47)$$

Avec C_D le coefficient de traînée de quantité de mouvement :

$$u_*^2 = C_D \bar{u}(z)^2 \quad (48)$$

Cas où la densité de la couche de surface > 330 $kg \cdot m^{-3}$

Le formalisme développé précédemment n'est plus valide pour des densités importantes qui ne sont pas représentées dans les Alpes où ont été faites les mesures. Dans ce cas, la contrainte de cisaillement seuil de l'érosion par le vent est supposée être proportionnelle à la contrainte de cisaillement de rupture dans la neige (De Montmollin, 1978). Un coefficient de proportionnalité est utilisé pour permettre la continuité de l'équation de vitesse de frottement entre les deux formulations. La vitesse de frottement seuil dépend de la contrainte de rupture en $N \cdot m^{-2}$, notée τ_N ,

est fonction de la vitesse de frottement seuil à partir d'un indice de mobilité pour une valeur de sphéricité de 1 et de taille de grain de 0,3 mm notée u_{*tMOP} :

$$u_{*t} = \tau_N = u_{*tMOP} e^{\left(\frac{-n}{1-n} + \frac{n_0}{1-n_0}\right)} \quad (49)$$

Avec $n = 1 - \rho_n/\rho_g$ la porosité de la neige, ρ_g la masse volumique de la glace en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ et n_0 la porosité de la neige pour une densité de neige de $330 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Les particules durant le transport éolien

Une fois les particules érodées, elles sont intégrées comme de la neige par le module de microphysique (Figure 28). Ces particules peuvent donc être sublimées et contribuer au bilan d'humidité et au bilan thermique de la couche d'air dans laquelle elles se trouvent. Elles peuvent également avoir un impact sur les transferts radiatifs et la profondeur optique.

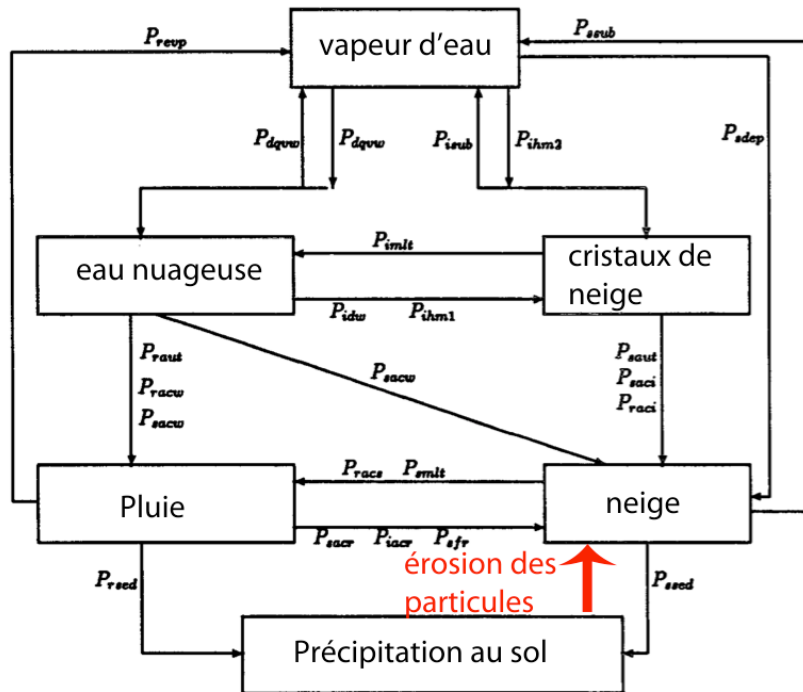


Figure 28 : l'érosion des particules depuis le sol les font entrer comme neige dans le module de microphysique du MAR

Les particules peuvent se redéposer à la surface du manteau neigeux. Lors de leur dépôt, ces particules reprises du sol ont déjà été sujettes à un métamorphisme plus ou moins important. Leurs propriétés dans le module de manteau neigeux ne sont donc pas celles de la neige fraîche mais celles de grains cassés et arrondis par la sublimation. Les particules qui se redéposent sont supposées être des grains ronds fins de 0,3 mm de diamètre.

La surface de neige n'est pas non plus uniforme à un point de grille du modèle : il peut y avoir érosion sur une partie du point de grille et dépôt à un autre emplacement de ce point de grille. Pour traduire ce phénomène de variabilité spatiale à chaque point de grille, l'influence de l'érosion-dépôt est répartie sur plusieurs couches du manteau neigeux et non sur la seule couche supérieure. La quantité de neige érodée/déposée dans la couche i notée ζ en kg :

$$\zeta_i = SI_i e^{-p_{ri}/0,1} \quad (50)$$

Avec SI_i l'intensité de l'érosion dans la couche i et p_{ri} la profondeur en mètre qui prend en compte les précédentes croûtes qui ont pu se former dans les couches d'index j situées au-dessus de la couche i :

$$p_{ri} = \sum [dp_{rj}(3,25 - Sl_j)] \quad (51)$$

Dans le cas où de l'eau fondue est présente dans une couche, le transport est rendu impossible.

La couche de saltation

Le transport est simulé en deux couches, une de saltation et une de diffusion. La concentration dans couche de saltation est paramétré en se basant sur la formulation de (Pomeroy, 1989) :

$$\eta_s = \max\left(0, e_{salt} \frac{u_*^2 - u_{*t}^2}{gh_{salt}}\right) \quad (52)$$

Avec η_s la concentration en particule de saltation en kg de particule par kg d'air, $e_{salt} = 3,25 u_*$ l'efficacité de la saltation et h_{sat} la hauteur de la couche de saltation en m. Cette dernière est paramétrée suivant (Pomeroy and Male, 1992) :

$$h_{salt} = 0,0843u_*^{1,27} \quad (53)$$

La couche de diffusion

Lorsque les tourbillons au-dessus de la couche de saltation confèrent aux particules une vitesse verticale suffisante, les particules vont former une couche de diffusion. La couche de saltation fournit la condition à la limite basse de la couche de diffusion pour la diffusion turbulente de la neige. Le flux turbulent de surface de particules transportées par le vent est exprimé :

$$u_* q_{s*} = C_{Dns} V_v (q_s - q_{salt}) \quad (54)$$

Avec q_{s*} la variable d'échelle turbulente des particules de neige, q_s la concentration en particules transportées par le vent, V_v la vitesse des vents calculée dans le niveau plus bas du modèle et C_{Dns} est le coefficient de traînée de quantité de mouvement est calculé à partir de l'intégration verticale de la fonction de correction de stabilité de la couche de surface atmosphérique (équation 60).

Les échelles de turbulence dans la couche de surface atmosphérique sont modifiées pour prendre en compte l'effet de stabilisation du à la rétroaction négative du transport sur l'atmosphère. La longueur de Monin-Obukhov est ainsi modifiée depuis la formulation de (Stull, 1988) pour prendre en compte la stabilisation :

$$L_{Mons} = \frac{u_*^2}{kg \left(\frac{\theta_*}{\theta} + \frac{0,608q_* - q_{s*}}{1 + q_c + q_n + q_e + q_p} \right)} \quad (55)$$

Avec θ la température potentielle, θ_* la variable d'échelle turbulente de la température potentielle, q_* la variable d'échelle turbulente de l'humidité spécifique et q_c , q_n , q_e et q_p les concentrations spécifiques en cristaux de glace, en neige, en eau nuageuse et en pluie respectivement.

La vitesse de frottement est obtenue en intégrant les fonctions de correction de stabilité de quantité de mouvement notée ϕ_{stab} . Dans le cas d'une atmosphère stable :

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial V_v}{\partial z} = \phi_{stab} \left(\frac{z}{L_{Mons}} \right) = 1 + A_b \frac{z}{L_{Mons}} \quad (56)$$

Avec A_b égal à 6 d'après (Bintanja, 1998). Le schéma de turbulence est corrigé pour les conditions très stables de l'atmosphère en fixant une limite supérieure à ϕ_{stab} égale à 12. Le coefficient de traînée en présence de transport est obtenu en intégrant l'équation 1.53 sur la hauteur de la couche de surface atmosphérique :

$$C_{Dns} = \left(\frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + A_b \frac{z}{L_{Mons}}} \right)^2 \quad (57)$$

Avec z_0 la hauteur de rugosité. L'hypothèse est faite que la différence entre la vitesse de frottement et la vitesse de frottement seuil est très faible devant la vitesse de frottement. Cette hypothèse est posée en suggérant que le rétrocontrôle du transport sur l'atmosphère est important et ne permet pas à la vitesse de frottement d'être largement supérieure à celle seuil. La vitesse de frottement peut alors être calculée pour être consistante avec la longueur de Monin-Obukhov avec transport, le détail du calcul est disponible dans (Gallée et al., 2001) :

$$u_* = \begin{cases} \frac{kV_v \left(1 + K_{ns} \left(\frac{3q_n}{u_{*t}^2} + \frac{2}{G_{ns}u_{*t}^{2,27}} \right) \right)}{S_{ns} + kV_v K_{ns} \left(\frac{2q_n}{u_{*t}^3} + \frac{2}{G_{ns}u_{*t}^{3,27}} \right)} & \text{si } u_* > u_{*t} \\ \frac{kV_v}{S_{ns}} & \text{si } u_* \leq u_{*t} \end{cases} \quad (58)$$

$$\text{Avec } S_{ns} = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \frac{A_b z}{L_{Mons}}, G_{ns} = 3,25g * 0,08436 \text{ et } K_{ns} = \frac{A_b z g C_{Dns}}{1+q_c+q_n+q_e+q_p}$$

L'augmentation de densité du fluide par la présence de particules reprises du manteau neigeux est prise en compte en modifiant la formulation de la température virtuelle, notée T_{vns} , et la température potentielle virtuelle, notée θ_{vns} :

$$T_{vns} = T[1 + 0,608(q_v - 1,64[q_c + q_n + q_e + q_p])] \quad (59)$$

$$\theta_{vns} = \theta[1 + 0,608(q_v - 1,64[q_c + q_n + q_e + q_p])] \quad (60)$$

Avec T la température et q_v la concentration en vapeur d'eau.

La hauteur de rugosité est calibrée en comparant les résultats du modèle avec transport aux mesures obtenues en Antarctique par le projet Byrd (Budd et al., 1966). Le résultat de la calibration fournit :

$$z_0 = \max \left\{ \begin{array}{l} 0,5 \cdot 10^{-6} \\ 62 \cdot 10^{-6} + 536 u_*^2 \cdot 10^{-6} \end{array} \right. \quad (61)$$

Comparaison avec des mesures d'accumulations

Le MAR avec le module de transport éolien de neige a été comparé aux mesures d'accumulation en Terre de Wilkes, Antarctique. La simulation avec la paramétrisation du transport comparée à celle sans transport améliore les résultats par rapport aux observations (Gallée et al., 2005). La comparaison n'a pas pu être plus aboutie à partir de mesures d'accumulation. En effet, une mesure d'accumulation ne distingue pas les différents termes du bilan de masse de surface. L'acquisition de plus nombreuses observations valides de transport est nécessaire pour estimer la pertinence du module de transport (Gallée et al., 2005) et éventuellement l'affiner.

1.6 Les mesures de transport éolien de neige en milieu naturel

Actuellement aucun protocole standard de mesures pour le transport éolien de sédiments n'existe (Ellis et al., 2009). Il n'existe pas non plus d'appareil de référence permettant la mesure de

ce transport. Dans cette section, les méthodes permettant d'obtenir des flux avec une résolution temporelle de l'ordre maximum de la journée sont présentées pour permettre une comparaison à fine résolution temporelle avec le modèle.

Dès les premières expéditions en Antarctique, les vents catabatiques violents et leur association avec un transport de neige ont frappé les esprits. Lors du premier hivernage à la station de Port Martin, la plupart des équipements ont eu maille à partir avec ce que les hivernants décrivaient comme « le chasse neige ». L'expédition de Mawson évoque des semaines entières et continues de neige transportée par le vent. Cette dernière obstruait les capteurs, réduisait la visibilité et limitait grandement les déplacements. Les premières expéditions ont donc tenté de décrire ce phénomène et de le quantifier grâce à des capteurs mécaniques simples. Par la suite, de nouvelles techniques optiques et acoustiques ont été développées et ont été utilisées lors de différentes campagnes en Antarctique.

Les profils radars repèrent les réflecteurs caractéristiques de l'accumulation de neige transportée par le vent (Arcone et al., 2005; Frezzotti et al., 2004; King, 2004; Leonard et al., 2004). Une estimation des volumes de neige soufflée par le vent peut alors être faite. Ils permettent également de déterminer les emplacements où la neige a tendance à s'accumuler et à s'éroder. Cependant ils ne permettent pas d'obtenir une résolution temporelle suffisante (de l'ordre de la journée au maximum) et ne seront donc pas traités ici.

Nous allons décrire les instruments pour mesurer la neige soufflée en fonction de leur méthode de mesure. Un épais volume ne suffirait pas à faire une liste exhaustive de tous les capteurs qui ont été utilisés. L'accent sera mis sur les avancées technologiques et les capteurs utilisés dans les campagnes Antarctique de référence.

1.6.1 Les pièges à neige

Les particules de neige transportées par le vent ont été mesurées très tôt. Les premiers instruments utilisés pour quantifier ce processus ont un principe très simple : piéger la neige à l'intérieur d'un contenant et la peser. Plus le poids de neige sera important pour une même durée d'exposition, plus le transport aura été intense. On parle généralement de capteurs mécaniques. Deux grands types de pièges à neige existent, les boîtes et les filets.

1.6.1.1 Les « boîtes »

Les « boîtes » sont les instruments historiques de mesure de neige soufflée. Ils possèdent tous le même principe de mesure : le mélange air-particules rentre dans la boîte, la vitesse des vents diminue dans la boîte ce qui entraîne un dépôt des particules et l'air ressort du piège idéalement sans aucune particule. Les boîtes sont constituées d'un corps central où la neige va s'accumuler. Ce corps central est parfois constitué de chicanes et un filtre peut être placé à la sortie de la boîte pour mieux piéger la neige. A partir de ce corps central, en plus de la section de sortie, une section d'entrée avec une surface plus ou moins importante est installée. Le flux de neige transporté par le vent, noté μ en $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, peut ainsi être estimé connaissant le poids de neige à l'intérieur du piège, noté P_p en g, la surface active de la section d'entrée, notée S_p en m^2 , et le temps d'exposition des pièges, noté t_p en s :

$$\mu = \frac{P_p}{S_p t_p} \quad (62)$$

Une grande diversité de « boîtes » existe. Les premiers pièges étaient constitués sur place avec le matériel présent. Des boîtes trouées de Nescafé ont même été utilisées en Terre Adélie (Garcia, 1960). Les premiers pièges ont été construits dès la première expédition de Mawson à Cap Denison en 1911. Ces pièges ont été « improvisés » sur place comme le souligne (Madigan, 1929). Les méthodes de mesures étaient plus que sommaires compte tenu des conditions effroyables mais les bases de la mesure du transport éolien avaient été posées. Les pièges sont constitués d'un corps principal en bois résistant avec une section d'entrée constituée d'un entonnoir inversé à faible

surface d'entrée. Le vent est évacué par une section de sortie après avoir été ralenti à l'intérieur de la caisse (Figure 29).

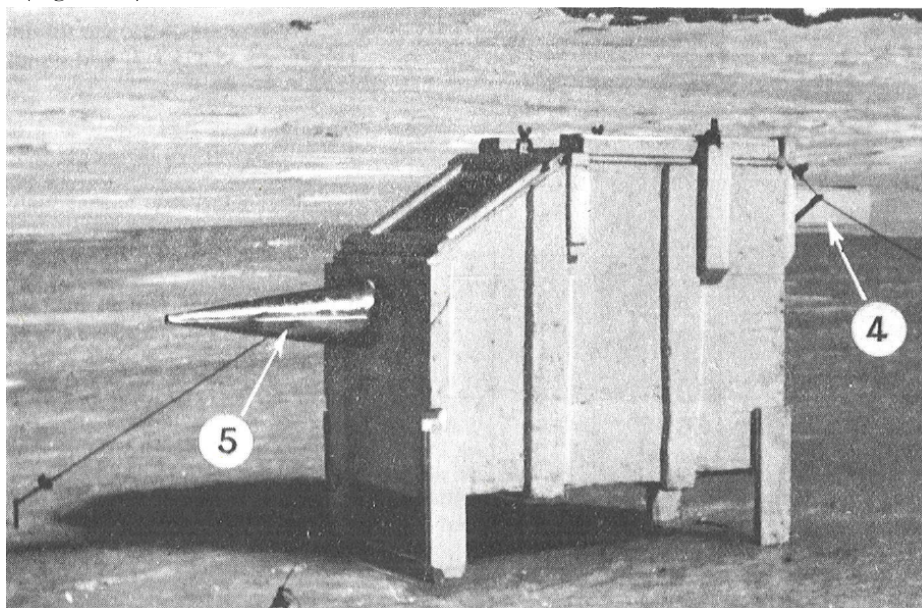


Figure 29 : photographie du « caisson Mawson » construit en Terre Adélie en 1950. En 5 l'entonnoir d'entrée dans le piège et en 6 la section de sortie (Boujon, 1954)

Ces capteurs ont d'ailleurs donné leurs noms à un ensemble de pièges que nous appellerons les « caissons Mawson ». Ils ont été par la suite utilisés en Terre Adélie lors de l'hivernage de Port Martin par exemple en 1951 (Lorius, 1962). Des capteurs utilisant le même principe ont été installés dans les Alpes françaises (Font et al., 1998).

Ces capteurs ne se dirigent pas en fonction du vent. La section d'entrée est placée le plus perpendiculairement possible à la direction moyenne des vents. Les vents catabatiques en Antarctique ont une direction relativement constante. Cependant, compte tenu de la faible surface d'entrée, une variation de la direction des vents, même faible, aura un impact important sur le piégeage du capteur. L'avantage de ce type de capteur est leurs grandes capacités. Ils peuvent être laissés une à deux semaines dans les Alpes françaises avant d'être rempli.

Une amélioration notable a été apportée avec des capteurs de plus faible capacité en forme de fusée ce qui leur confèrent un plus grand aérodynamisme. Ils ont été principalement utilisés lors de l'année polaire internationale de 1957-1958 (Mellor, 1960). Lors d'une grande campagne de mesures, ces capteurs ont été répartis de manière verticale sur un mât permettant la mesure simultanée de flux à plusieurs hauteurs avec un ajustement aisé en fonction de la hauteur du manteau neigeux et de la direction des vents (Budd et al., 1966). Ces capteurs, de par leur profilage, portent le nom de « fusées Mellors » (Figure 30). Ils ont été utilisés dans plusieurs campagnes en Antarctique (Dingle and Radok, 1961; Takahasi, 1985).

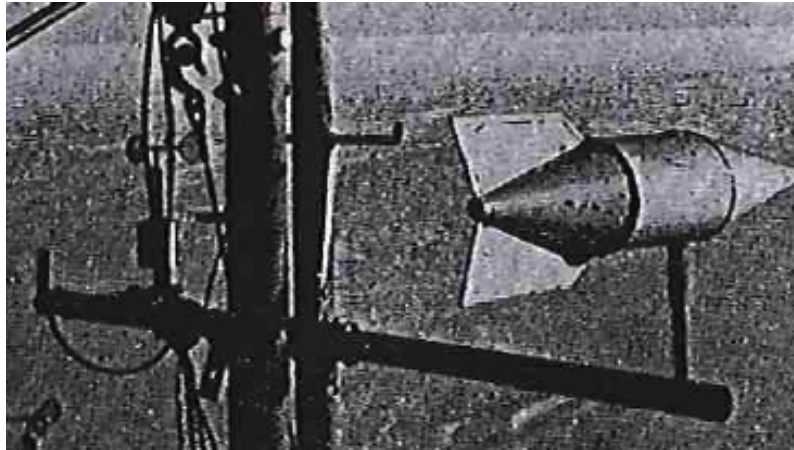


Figure 30 : « fusée Mellors » utilisées lors du projet Byrd en 1966 à la station éponyme (Budd et al., 1966)

D'autres types de piège à neige, nommé « Cyclone », ont été installés à la station Syowa (Ôura et al., 1967) et au camp Mizuho en Antarctique de l'Est (Kobayashi, 1978; Takahasi, 1985). Le dépôt de neige se fait dans des sections tournantes (Figure 31). Ils sont issus des capteurs utilisés dans les usines chimiques utilisées pour collecter la farine. Ces capteurs n'ont été utilisés, à ma connaissance, que lors des campagnes japonaises en Antarctique.

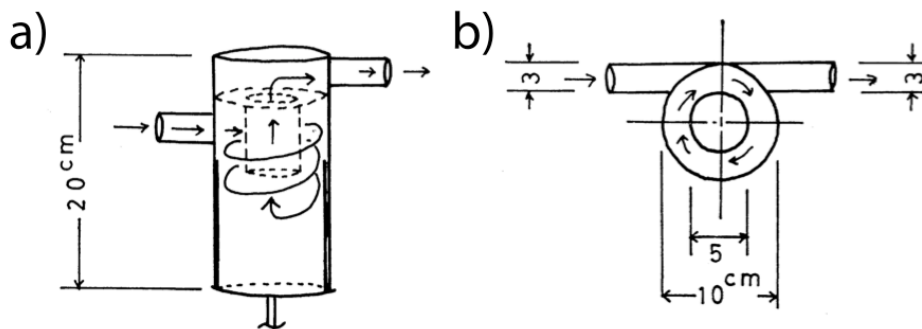


Figure 31 : piège « cyclone » a) schéma de fonctionnement général, b) vue supérieure (Kobayashi, 1978)

Tous ces capteurs piègent la neige par dépôt suite à une diminution de la vitesse. Une autre technique de piégeage peut également être développée sans nécessiter cette importante perte de vitesse.

1.6.1.2 Les filets à neige

A l'instar des filets à plancton développés en océanographie, des filets à neige ont été créés. L'idée est de piéger les particules de neige dans un filet perméable aux vents. Le point clef dans ce type de piège est le filet : il doit avoir des mailles suffisamment petites pour piéger les particules de neige. Il doit avoir également des mailles suffisamment grandes pour être le moins obstructif possible aux vents. Ce type de filet est beaucoup plus léger et son déploiement sur place plus rapide que les « boîtes » (Figure 32). Le temps d'exposition de ce type de filet est typiquement compris entre cinq minutes et une heure. Il nécessite la présence d'opérateurs sur place durant le temps d'exposition.



Figure 32 : filet à papillon utilisé dans les Alpes (Naaim-Bouvet et al., 2010)

Mellor en 1960 cite une expérience de piégeage de particules en Arctique à l'aide de filets faite par Andrée en 1883. Bien que d'un faible coût et d'une commodité d'installation, il faut attendre quasiment un siècle avant de revoir une étude utilisant ce type de piégeage, cette fois-ci en Antarctique (Takeuchi, 1980). Par la suite, différentes études ont utilisé ce type de capteurs en Europe et en Amérique du Nord (Gordon et al., 2010).

1.6.1.3 L'efficacité du piégeage

Les comparaisons de campagnes utilisant les « boîtes » sont difficiles : une très grande hétérogénéité règne dans la confection de ces capteurs. Cette hétérogénéité mène à une grande diversité d'efficacité de mesures. L'efficacité de tels capteurs dépend de l'aérodynamisme du capteur et de la capacité de piégeage de la neige. Le capteur idéal piège toutes les particules présentes dans le mélange air-particules à l'entrée du capteur et est iso cinétique, c'est à dire que la vitesse instantanée à l'entrée du capteur est la même que celle du vent ambiant le long de la ligne de courant juste avant l'orifice. Cela permet de ne pas avoir une ségrégation entre les petites particules qui ont tendance à suivre les lignes de courant et les particules de taille plus importantes qui les traversent à cause de leur inertie (Shao et al., 1993). L'efficacité des capteurs, E_p , peut être définie par rapport au flux de neige à la hauteur de la section d'entrée notée μ_e , au flux qui rentre effectivement dans la section d'entrée noté μ_{se} et au flux qui sort du piège noté μ_{so} :

$$E_p = \frac{\mu_{se} - \mu_{so}}{\mu_e} \quad (63)$$

Peu d'études existent sur des comparaisons de capteurs mécaniques et celles-ci donnent des résultats variables quant à cette efficacité qui varie de 0.1 à 1. Pour les « boîtes », une comparaison menée à la station Syowa, Antarctique, entre 1961 et 1962 montre que les pièges type « cyclone » ont une meilleure efficacité que les « fusées Mellor » (Ôura et al., 1967). Dans le cas de pièges qui ne se dirigent pas en fonction de la vitesse des vents, (Nickling and McKenna Neuman, 1997)

démontrent qu'en soufflerie, pour un capteur « boîte », une variation de 15 ° de l'alignement du capteur par rapport à la direction des vents entraîne une diminution de l'efficacité capteur de 25 %.

Dans le cas des mesures filets, il semble que cette efficacité dépende de la hauteur de mesures (Font et al., 1998), de la vitesse des vents (Kobayashi, 1980), et de la durée des épisodes (Gordon et al., 2010). En effet, les particules peuvent se sublimer dans les filets et plus la durée d'exposition est longue, plus la perte de particules risque d'être importante. Les petites particules susceptibles d'être moins piégées par les mailles du filet sont plus présentes en hauteur ce qui amènerait les filets à sous estimer plus fortement les flux pour les hauteurs les plus élevées.

Les données et les conditions d'enregistrements des flux ne sont également pas toujours disponibles. A ce titre, le projet Byrd de mesure de neige soufflée est remarquable de part l'attention particulière portée à la qualité de la mesure et à toutes les différentes conditions qui régnaient au moment du transport sur une durée de près d'une année.

Ces pièges à neige, qu'ils soient de type « boîte » ou filet, nécessitent la présence d'opérateurs sur le terrain. Les conditions extérieures ne permettent pas forcément une expérimentation par tous temps. Un système de pesée automatique de la neige collectée a été développé (Schmidt et al., 1982) mais nous n'avons pas trouvé trace de campagne de mesures les utilisant.

1.6.2 Les instruments optiques

Dès le milieu des années soixante, l'idée de mesurer le flux de neige par méthode optique a été développé (Landon-Smith and Woodberry, 1965). Le principal avantage par rapport aux techniques précédentes tient dans le fait qu'en ne piégeant pas la neige, l'appareil perturbe moins l'écoulement. Le principe repose sur la forte absorption de la neige à la lumière infrarouge. Une particule de neige qui passe entre un émetteur de lumière infrarouge et une cellule photosensible va provoquer une atténuation du signal reçu par la cellule. Il faudra attendre la miniaturisation des composants électriques pour voir un appareil de terrain robuste se développer (Schmidt and Sommerfeld, 1969). Deux grandes familles d'instruments optiques peuvent être distinguées suivant leur fonctionnalité.

1.6.2.1 Les instruments optiques compteur de particules

Dans ce cas, ces appareils optiques sont uniquement des compteurs de particules. Lorsque l'atténuation du signal dépasse une valeur seuil, une particule est supposée être passée. Une acquisition à haute fréquence permet de déterminer le nombre de particules à une très faible échelle de temps (Figure 33).

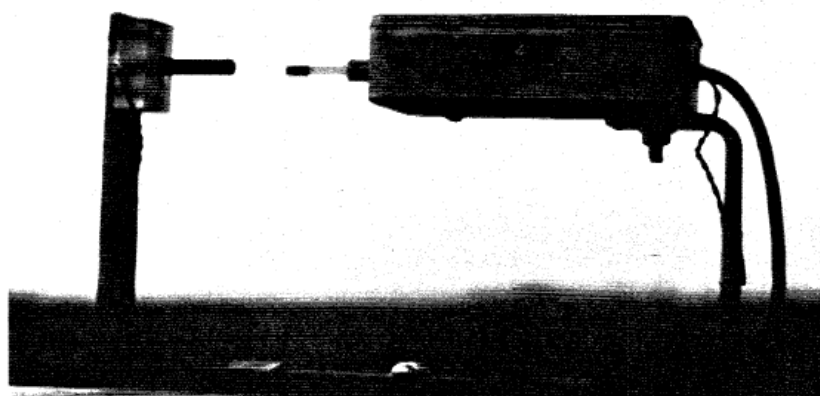


Figure 33 : instrument optique compteur de particules développé par (Pomeroy, 1988)

Cet appareil a été développé pour pouvoir être installé facilement dans des endroits reculés avec une faible consommation électrique (Brown and Pomeroy, 1989). Ils ont été utilisés lors de différentes campagnes dans le grand Nord canadien (Pomeroy and Gray, 1990) et en Arctique (Savelyev et al., 2006). Deux campagnes ont également été conduites en Antarctique dont une durant une année à la station de Halley (Mann et al., 2000). Des difficultés sur le fonctionnement

des capteurs ont limité la durée des mesures à quelques jours par mois sur l'année. Il est nécessaire dans les mesures réalisées par ces appareils de faire une hypothèse sur la distribution des particules détectées. L'industrie utilise des fourches optiques dans le contrôle des chaînes de production. Ces fourches peuvent également être utilisées comme détecteurs de transport et elles sont actuellement en phase d'évaluation (Leonard et al., 2011).

1.6.2.2 *Les instruments optiques de mesure de flux*

Ces appareils optiques utilisent le fait que l'atténuation du signal au dessus de la valeur seuil est proportionnelle à la taille de la particule. Il est alors possible de déterminer le nombre de particules dans des classes de diamètres. Le nombre et la finesse des classes de particules varient d'un appareil à l'autre tout comme la zone de mesure. Cette dernière doit être suffisamment large pour détecter les particules avec un diamètre important. Depuis le développement du premier appareil de ce type, des améliorations ont été apportées par différents auteurs sur la taille des classes de particules et leur détection (Gubler, 1981; Sato et al., 1993; Schmidt and Sommerfeld, 1969; Wendler, 1989a). Un appareil développé au Japon (Sato et al., 1993) est actuellement commercialisé par la société Niigata Electronic (Figure 34). Cet appareil a été installé en Antarctique sur trois niveaux de hauteur à la station Mizuho (Nishimura and Nemoto, 2005). Il est possible pour ce capteur, dans le cas d'acquisition haute fréquence, de déterminer la vitesse des particules. Un autre capteur, calibré au pôle Sud (Wendler, 1989a) a été déployé en Terre Adélie (Wendler, 1987). L'inconvénient majeur de ces appareils reste leur consommation électrique élevée ce qui a empêché leur implantation dans des endroits reculés.

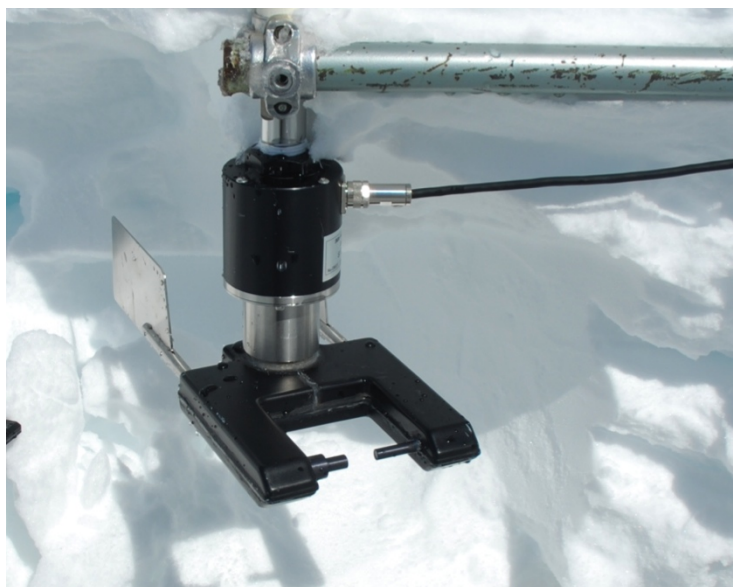


Figure 34 : Snow Particle Counter construit par la société Niigata Electronic (Sato et al., 1993)

1.6.2.3 *Les caméras*

Le dernier appareil utilisant des méthodes optiques est la caméra. L'idée est de mesurer en continu la lumière émise par un halogène. Lorsqu'une particule passe entre la caméra et l'halogène, l'ombre projetée va renseigner sur la taille de la particule et la vitesse de déplacement de la particule. Un appareil a été initialement développé pour mesurer les particules de précipitations (Barthazy et al., 2004). La taille minimum des particules détectées par cet appareil est de 1mm, ce qui est acceptable pour les particules de précipitations mais non pour les particules transportées par le vent. (Gordon et al., 2010) ont modifié ce premier appareil pour l'adapter à la mesure de la neige soufflée (Figure 35). Ce dernier nécessite encore des calibrations avant d'être validé. Les tailles de données produites sont très importantes et, couplées à sa forte consommation, constituent un frein à son développement en Antarctique.

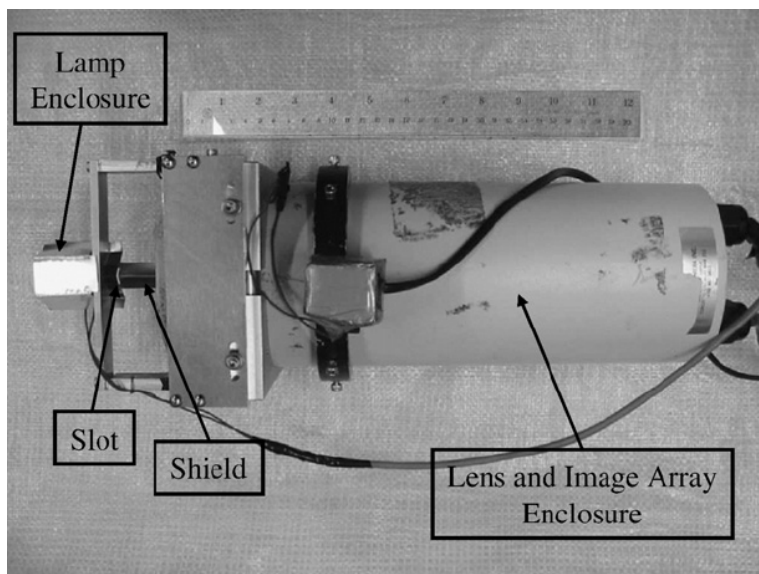


Figure 35 : photographie de la caméra développée par (Gordon et al., 2010)

1.6.2.4 L'efficacité des méthodes optiques

Le point clef de la méthode se trouve dans l'atténuation seuil du signal. Ce seuil peut grandement varier suivant les capteurs et les particules de petites tailles vont avoir tendance à être confondues avec le bruit de fond (Leonard et al., 2011).

Pour estimer les flux, dans le cas des compteurs de particules, la distribution des particules doit être supposée connue. Une hypothèse doit être faite sur la forme des particules et leur densité pour l'ensemble des capteurs optiques. L'hypothèse généralement admise est celle d'une particule ronde avec une densité proche de la glace de l'ordre de 0.9. Cette hypothèse amène ces capteurs à surestimer les flux de particules dendritiques qui ont une forme complexe associée à une faible densité (Sato et al., 2005). La comparaison des flux obtenus par des filets à neige et un appareil optique de mesure de flux donne des résultats comparables en soufflerie climatique pour des particules de type grains fins (Lehning et al., 2002; Sato et al., 1993).

1.6.3 Les « instruments impacts »

Une dernière méthode pour quantifier les flux de neige à forte résolution temporelle utilise l'impact entre la particule transportée et une surface sensible, le terme de capteurs de quantité de mouvement est employé. Deux types d'appareils vont transformer l'impact de cette particule en un signal électrique, les capteurs piézo-électriques et les capteurs acoustiques.

1.6.3.1 Les piézomètres

Les instruments piézo-électriques utilisent l'impact de la particule sur une surface sensible reliée à un cristal piézo-électrique. Ce dernier permet de convertir la quantité de mouvement de la particule en millivolt. (Tüg, 1988) a développé un premier capteur se dirigeant aux vents pour la mesure du transport éolien de neige (Figure 36). Il a fait l'objet d'un déploiement en Antarctique durant un mois en été austral (Bintanja et al., 2001).

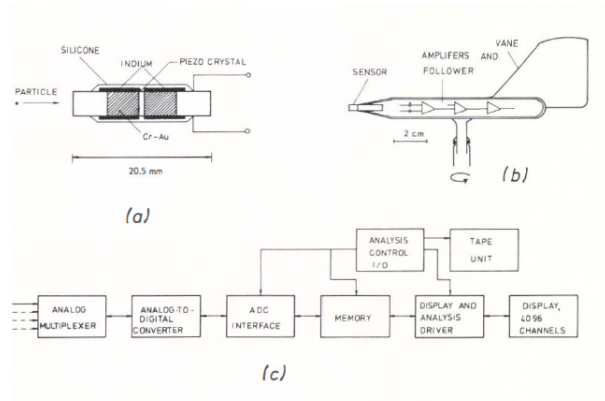


Figure 36 : schéma du piézomètre développé par (Tüg, 1988)

De nouvelles versions de capteurs piézo-électriques ont été par la suite développées pour la mesure du transport éolien de sable. Les japonais ont développé un capteur sensiblement identique à celui de (Tüg, 1988), le UD-101 mais qui ne peut s'aligner dans la direction des vents (Udo, 2009a, 2009b). (Stockton and Gillette, 1990) et (Baas, 2004) ont développé de manière indépendante un type de capteur piézo-électrique dont la surface sensible est un anneau permettant ainsi la détection des particules qu'elle que soit leur direction. Ces capteurs ont été utilisés de manière importante sur les campagnes de mesures du transport éolien de sable et à notre connaissance, seule une étude a été menée à ce jour avec ce type de capteur pour la neige en Antarctique (Leonard et al., 2011).

1.6.3.2 Les capteurs acoustiques

Les instruments optiques et piézo-électriques précédemment cités ont une surface sensible de petite taille et ne permettent la mesure du flux qu'à une hauteur donnée. Du fait de la variation du manteau neigeux au cours de la saison, il va être très difficile de détecter le seuil du transport de façon précise. Dans la majorité des cas, le capteur sera soit enfoui soit placé au-dessus de la couche de saltation. Pour palier cet inconvénient, l'idée est ici de détecter le bruit provoqué par les particules sur un objet creux de forme variable à l'intérieur duquel se trouve un microphone.

Ces capteurs ont été développés à Irstea sous la forme d'une balle de ping-pong comme surface sensible avant qu'elle ne prenne la forme d'un tube clos à chaque extrémité (Lehning et al., 2002). Ils ont été développés de manière concomitante à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne et une version commerciale est disponible, les *FlowCaps* (Chritin et al., 1999). Ils sont disponibles sous la forme de tube de 0,3 ou 1 mètre de hauteur (Figure 37).

D'après le constructeur, la relation linéaire entre la réponse du microphone et le flux de particules permet de quantifier les flux et la vitesse des vents après avoir appliqué au signal un filtre en fréquence. La calibration de ces capteurs se fait à l'aide d'un banc test où des particules cubiques de Polychlorure de vinyle sont versées à vitesse constante sur chaque tube. Ils ont été installés dans un but de recherche dans les Alpes françaises (Cierco et al., 2007; Lehning and Fierz, 2008; Naaim-Bouvet et al., 2010) et en Arctique (Savelyev et al., 2006). Une campagne de mesures a été également menée à Terra Nova Bay en Antarctique de l'Est sur près d'une année avec six niveaux de mesure (Scarchilli et al., 2010).



Figure 37 : photographie des FlowCapt développés par (Chritin et al., 1999), ici dans leur version de 0,3 m de hauteur

1.6.3.3 L'efficacité des méthodes d'impact

Pour les capteurs piézo-électriques, il semble que la forme des particules n'ait pas un effet sur l'impact généré hormis les formes très marquées comme les aiguilles ou les disques (Tüg, 1988). Dans le cas des capteurs de transport éolien de sable, il semble que la surface de mesure circulaire soit plus une source de problème qu'un avantage technologique. Les deux capteurs ne possèdent pas de répétabilité de mesures ce qui ne permet pas de valider les épisodes de transport ainsi que le nombre d'impacts détectés (Barchyn and Hugenholtz, 2010). Il semble également que ces deux capteurs soient sensibles aux particules de pluie.

Pour les capteurs acoustiques, leur avantage réside dans le fait qu'ils puissent être partiellement enterrés. Ils peuvent ainsi continuer à détecter et à quantifier les flux avec un manteau neigeux variant en hauteur. Plusieurs études comparatives avec des instruments optiques et de piégeage relèvent toutes une surestimation des flux enregistrés par les *FlowCaps*. Cette surestimation semble due aux processus de calibration du capteur. Une nouvelle calibration en se basant sur des résultats de soufflerie et de milieu naturel a été proposée pour les grains fins et semble fonctionner dans les Alpes françaises (Cierco et al., 2007; Naaim-Bouvet et al., 2010).

Pour les capteurs piézo-électriques et acoustiques, la masse des particules, et donc leur densité, modifie de manière importante le choc généré et donc la réponse électrique du capteur. Suivant le type de particules, les impacts vont être différents et la calibration des flux ne sera pas identique (Cierco et al., 2007).

1.6.4 Les capteurs de champs électriques

Des capteurs originaux mesurent la charge électrique de l'air en présence de neige soufflée (Gordon et al., 2010; Radok, 1977). En effet, les particules vont se charger électriquement lors de leur transport. Cependant ces capteurs en sont encore au stade de développement et de calibration.

1.6.5 Limites des capteurs

Les scientifiques ont su faire preuve d'ingéniosité pour mesurer la neige transportée par le vent et ce depuis le début du siècle passé. Les méthodes de mesures sont nombreuses, capteurs mécaniques, optiques, acoustiques et piézo-électriques. Chaque capteur est adapté à des conditions expérimentales particulières (mesures ponctuelles, automatiques, présence, d'opérateur, etc.). Le point faible de tous ces capteurs reste la calibration car il n'existe pas de mesure étalon dans le transport éolien de sable ou de neige. De plus les résultats obtenus peuvent dépendre de la forme et de la densité des particules, de la vitesse des vents, de la hauteur de mesure. Néanmoins le *Snow Particle Counter*, instrument optique de mesure de flux commercialisé par Niigata Electronic semble être un excellent capteur de référence tant que les grains restent des grains fins.

1.7 Synthèse du Chapitre I

Le transport de neige par le vent est un processus complexe qui a lieu dans les basses couches de l'atmosphère. Il se trouve à l'interface entre l'atmosphère et le manteau neigeux. Il mêle ainsi des notions de dynamique atmosphérique et de structure des matériaux. Le transport éolien de neige va principalement être gouverné par la contrainte de cisaillement exercée par la vitesse des vents (souvent définie par la vitesse de frottement), mais il est également gouverné par la qualité de la neige et la capacité du manteau neigeux à résister au cisaillement (vitesse de frottement seuil).

Deux grandes familles de paramétrisation sont utilisées pour caractériser l'intensité du transport dans la couche de saltation par le taux de transport. (Bagnold, 1941; Kawamura, 1951; Sørensen, 1991) définissent le taux de transport en fonction de la vitesse de frottement au cube alors que (Pomeroy and Gray, 1990) le définissent en fonction de la vitesse de frottement au carré.

Les rétroactions du transport éolien sur l'écoulement sont nombreuses : la surface change au cours du transport ; la vitesse de frottement seuil peut changer ; la hauteur de rugosité augmente par rapport à un écoulement sans transport ; les particule de neige diminue la turbulence dans la couche de surface. Les mécanismes mis en jeu dans par ces rétroactions sont complexes et non linéaires. La neige est un cas particulier car en plus de la flottabilité générée par les particules dans un écoulement à stratification verticale stable, les particules peuvent se sublimer et ainsi avoir un effet sur le bilan d'humidité et de chaleur.

En 2009, seuls deux modèles numériques sont capables d'estimer le bilan de masse de surface de l'Antarctique en prenant en compte le transport éolien de la neige et sa sublimation (Déry and Yau, 1999). Un seul des ces deux modèles possède une paramétrisation permettant les rétroactions entre le module atmosphérique, le module de manteau neigeux et celui de transport de neige transportée par le vent : le Modèle Atmosphérique Régional (Gallée et al., 2001, 2005). Le Modèle Atmosphérique Régional semble le modèle le plus à même d'estimer la bilan de masse de surface de l'Antarctique avec le transport éolien de neige et ainsi l'effet de ce transport sur le bilan de masse de surface et l'erreur commise lorsqu'il n'est pas pris en compte. Toutefois, la validation du modèle avec transport nécessite une comparaison avec des mesures de flux et d'humidité (Gallée et al., 2005).

Les mesures de transport éolien de neige dépendent fortement du type d'instrument utilisé. Aucun instrument n'est à ce jour une référence absolue et un travail important doit encore être fait au niveau de la métrologie. Chaque instrument possède ses avantages et ses inconvénients et la comparaison des mesures entre-elles est ardue.

Ce cheminement amène à préciser la problématique exposée en introduction par ces différents questionnements qui guideront la thèse :

Quelles sont les données nécessaires à la validation des modèles atmosphériques régionaux incluant une paramétrisation du transport éolien de neige ? Existente-elles et si non, avec quels instruments, comment et où les acquérir ? Enfin, Comment comparer la paramétrisation du transport éolien avec les données ?

Nous allons traiter de ces différentes questions dans la suite de ce mémoire en commençant par la première : quelles sont les données nécessaires à la validation ?

2 CHAPITRE II : INSTRUMENTS CHOISIS ET VALIDITE DES MESURES DE TRANSPORT DE NEIGE PAR LE VENT, INTERCOMPARAISON MENEES SUR LE SITE EXPERIMENTAL DU COL DU LAC BLANC

Dans le premier chapitre, les données nécessaires à la comparaison avec le Modèle Atmosphérique Régional ont été identifiées. Reste à savoir si ces données existent et dans le cas contraire, comment les acquérir et quelle fiabilité leur attribuer ? Les réponses à ces différentes questions sont abordées dans ce chapitre.

La première section de ce chapitre aborde les contraintes inhérentes à la comparaison du modèle. Les informations des précédentes campagnes antarctiques seront discutées. Plusieurs grandes campagnes avaient été menées en Antarctique avec différents types d'instruments en 2009, lors du début de ce travail (Bintanja et al., 2001; Budd et al., 1966; Mann et al., 2000; Nishimura and Nemoto, 2005). La décision d'acquérir de nouvelles données validées avec une résolution temporelle plus fine en différents points sera prise.

Dans une seconde section, les différents capteurs disponibles seront passés en revue en fonction des différentes contraintes. L'instrument qui semble le plus à même d'acquérir les données sera choisi, l'instrument acoustique *FlowCapt*.

Enfin, dans une troisième et dernière section, la capacité des *FlowCapts* à bien détecter les événements de transport et à quantifier le flux sera étudiée. Cette comparaison sera faite avec un capteur de référence, le *Snow Particle Counter* installé sur le site expérimental du Col du Lac Blanc. Une telle intercomparaison est nécessaire voire indispensable pour ne pas interpréter de manière erronée les données obtenues par la suite lors de la mission antarctique.

2.1 De la nécessité d'une nouvelle campagne antarctique

2.1.1 Les contraintes de modélisation

Les mesures nécessaires à la comparaison avec des simulations numériques comportent plusieurs contraintes :

- la première est de pouvoir obtenir, si possible, des données comparables en plusieurs points. La comparaison des flux doit se faire sur différents points de grille du modèle. Pour cela, les capteurs utilisés doivent être cohérents entre eux, ou tout du moins une grande attention doit être portée à leurs variations de seuil de détection ainsi qu'à leurs comportements ;
- la deuxième contrainte est de pouvoir acquérir les données à une fréquence horaire si possible. Cela permet de comparer la dynamique du flux et de vérifier si le modèle détecte correctement les événements de transport ;
- il faut également obtenir des données intégratives sur la hauteur. Le premier niveau de calcul des simulations se situe souvent autour de 2 ou 3 m au dessus des manteaux neigeux pour une simulation régionale fine. Le flux entre la surface et ce premier niveau de calcul doit être évalué ;
- enfin, les données doivent être acquises sur une longue période de temps d'au moins une année afin d'avoir une large gamme de conditions météorologiques.

2.1.2 Les précédentes campagnes en Antarctique

Plusieurs campagnes polaires ont été conduites en Antarctique sur la mesure de neige soufflée au moment du lancement des mesures en 2009 (Table 4). Ces campagnes ainsi que celles publiées après 2009 sont présentées dans l'annexe A. Pour chaque campagne, une attention particulière doit

être portée à l'instrumentation utilisée qui conditionne les résultats. La localisation de chacune de ces campagnes est présentée sur la Figure 38.

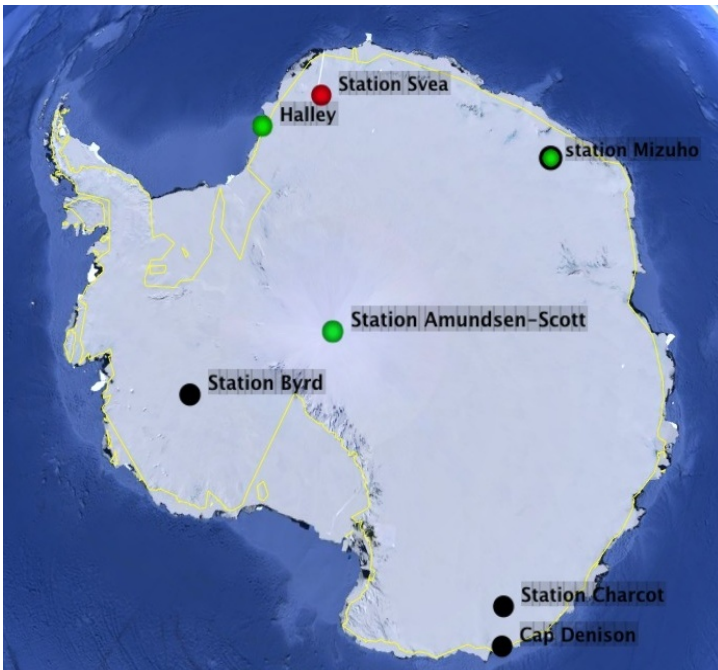


Figure 38 : campagnes de mesures de transport éolien de la neige en Antarctique avant 2009. Les points noirs représentent les campagnes utilisant des capteurs mécaniques, les points verts, des capteurs optiques et les points rouges des capteurs d'impacts. Les campagnes de Port Martin et de Dumont D'Urville ne sont pas représentées, à cette échelle elles se trouvent au même emplacement que celle de Cap Denison (d'après Google Earth)

Aucune des campagnes ne remplit l'ensemble des contraintes de modélisation. Ces campagnes ont toutes été réalisées pour caractériser le transport en tant que tel en ne considérant pas comme contrainte principale la comparaison avec un modèle numérique. En effet, toutes se situent en un seul point de mesures. Les campagnes qui possèdent une forte résolution temporelle sont très limitées en durée avec un maximum de deux mois de mesures (Nishimura and Nemoto, 2005). Une seule campagne se déroule sur une année de mesures mais avec une fréquence temporelle ne permettant pas une comparaison précise de la dynamique du transport (Budd et al., 1966). De plus, pour une même mission, un facteur deux dans les mesures de flux peut se faire jour et ce facteur peut être encore plus grand entre des capteurs construits en différents endroits (Budd, 1966).

Certaines de ces campagnes fournissent des renseignements sur le type de particules par exemple (Mahesh et al., 2003). Cependant, de telles observations n'apportent qu'une information complémentaire sur le transport de neige par le vent. Elles ne permettent pas de quantifier les flux ni d'obtenir la dynamique du transport. Elles sont également ponctuelles dans l'espace et dans le temps. Elles permettent d'améliorer la connaissance des processus physiques mais ne constituent pas un jeu de données permettant d'évaluer les sorties des modèles numériques régionaux.

Table 4 : les différentes campagnes de mesures de transport éolien de la neige conduites en Antarctique publiées avant 2009

Lieu des mesures	Coordonnées Altitude	Dates et durée des mesures	Instruments utilisés	Publications sur le sujet
Station Cap Denison	67°01' S 142°41' E 31 m	Années 1912 et 1913	Observations visuelles Caissons Mawson	(Madigan, 1929)
Station Port Martin	66°49' S 141°23' E 14 m	Années 1950 à 1952	Observations visuelles Caissons Mawson Electriques	(Barré, 1954; Boujon, 1954; Prud'homme and Valtat, 1957)
Station Dumont D'Urville	66°39' S 140°00 E entre 6 et 21 m	Année 1958	Caissons Mawson	(Lorius, 1962)
Point de mesures D47	67°23' S 138°43' E 1560 m	Été austral 1985-1986	Optique	(Wendler, 1987, 1989b)
Station Charcot	69°22' S 139°01 E 2400 m	Années 1958 et 1959	Observations visuelles Boîtes Nescafé 3 niveaux	(Garcia, 1960, 1961)
Station Syowa	69°00' S 39°35' E 6 m	Année 1961 et janvier 1962	Observations visuelles	(Ôura et al., 1967)
Station Byrd	80°01' S 119°32' O 1553 m	Années 1962 et 1963	Fusées Mellor sur 8 niveaux Photographies de particules	(Budd et al., 1966; Mellor and Fellers, 1986)
Station Mizuho	70°42' S 44°20' E 2230 m	1973	Pièges Cyclones	(Kobayashi, 1978)
		Mars 1982 à janvier 1983	Fusées Mellor sur 5 niveaux Pièges Cyclones	(Takahasi, 1985)
		Octobre à Novembre 2000	Optique SPC-S7 sur 4 niveaux	(Nishimura and Nemoto, 2005)
Station Amundsen-Scott	90°S 2835 m	Mai à Juillet 1982	Optique	(Wendler, 1989a)
		1989-2001	Observations visuelles	(Mahesh et al., 2003)
		mi 1999 fin 2002	Lidar terrestre	(Mahesh et al., 2003)
Station Halley	75°36' S 26°42' O 33 m (banquise)	Année 1991 (seulement 26 j)	Optiques sur 6 niveaux	(Dover, 1993; Mann, 1998; Mann et al., 2000)
Station Svea	74°11' S 10°13' O 1250 m	Janvier-février 1998	Piézo-électriques sur 2 niveaux	(Bintanja et al., 2001)

2.2 Le choix du capteur

2.2.1 Les contraintes du milieu polaire

Des nouvelles mesures, spécialement dédiées à la comparaison avec les simulations d'un modèle numérique, sont donc nécessaires. Ces mesures se doivent également de répondre aux contraintes du milieu polaire. Nous allons détailler ces contraintes :

- la première contrainte est la température. En Antarctique où les capteurs sont installés, les températures peuvent varier de -30 °C à près de -90 °C ;
- la seconde contrainte est la vitesse de vents. Des rafales de vent à 320 km.h^{-1} ont pu être enregistrées à Dumont D'Urville en Antarctique de l'Est. Avec de telles vitesses associées à la fragilité des matériaux dans un environnement froid, les équipements peuvent se dégrader rapidement ;
- la hauteur du manteau neigeux peut amener le capteur à être recouvert et donc inopérant. Il est préférable de positionner les capteurs dans des zones d'érosion mais cela n'est pas toujours possible et cela n'empêche pas l'enfouissement en cas de précipitations ;
- enfin, pour pouvoir déployer ces capteurs dans des endroits reculés, ils se doivent d'être économes en énergie. Dans le cas contraire cela limiterait leur installation à des stations polaires fonctionnant toute l'année.

Ces contraintes expliquent le peu de campagnes de mesures de transport éolien de neige. Elles sont d'ailleurs presque exclusivement localisées dans des stations polaires.

2.2.2 Les capteurs envisageables

La nouvelle campagne de mesures se doit de répondre au double jeu de contraintes de la modélisation et du milieu polaire. Le choix du capteur est crucial car il conditionne les résultats de la campagne. Les différents capteurs existants présentés dans le chapitre précédent vont ainsi être étudiés à la lumière des contraintes précédemment listées.

2.2.2.1 Les pièges à neige

Les deux types de pièges à neige, les « boîtes » et les filets à neige, sont peu coûteux et leur installation est aisée. Ils ne nécessitent aucune alimentation électrique. Leur mesure est intuitive et ils ont seulement besoin d'un endroit à l'abri du vent permettant de peser la neige. Ces capteurs peuvent être intégratifs suivant la surface d'entrée dans le piège. Ce sont les capteurs de référence en Antarctique et beaucoup de données ont déjà été acquises (Budd et al., 1966; Kobayashi, 1978; Lorius, 1962; Mellor and Fellers, 1986; Takahasi, 1985).

Par contre, ils nécessitent la présence de personnel sur place ce qui limite leur déploiement aux stations polaires. De plus, ils perturbent l'écoulement du vent, limitant ainsi leur efficacité. Ils ont également des biais de mesures pour les petites particules. Ils ne permettent pas de suivi temporel du transport sur de grandes périodes. Par ailleurs, il n'existe aucun modèle commercial pour ce type de capteurs.

2.2.2.2 Les instruments optiques

Les instruments optiques permettent d'obtenir une bonne résolution temporelle et ils perturbent peu l'écoulement. Deux grands types de capteurs optiques peuvent être distingués.

Les instruments optiques compteurs de particules consomment peu d'énergie mais, en contre partie, une hypothèse sur la distribution de la taille des particules doit être faite. Une campagne menée avec ce type d'instruments laisse à penser qu'il est difficile de les maintenir opérationnels durant toute une année sans maintenance régulière (Mann et al., 2000). Cependant des capteurs optiques simples commerciaux ont fonctionné lors d'une croisière scientifique dans les baies de Amundsen et de Bellingshausen en Antarctique pour la mesure des précipitations. Ils pourraient servir pour la mesure de transport éolien de neige (Leonard and Cullather, 2008).

Les instruments optiques complexes permettent, eux, de déterminer de manière plus ou moins fine la taille des particules, mais ils consomment beaucoup d'électricité. Une version commerciale d'appareils optiques complexes existe avec une calibration standard (Sato et al., 1993). Ce système commercial qui porte le nom de *Snow Particle Counter* a fonctionné pendant 3 mois sans problème majeur en Antarctique (Nishimura and Nemoto, 2005). Le système de caméra, quant à lui, nécessite une forte alimentation électrique et fournit beaucoup de données dans un fichier informatique de taille importante. Il nécessite également une meilleure calibration de la mesure (Gordon and Taylor, 2009).

Tous les instruments de mesures optiques ont un seuil de détection de petites particules qui varie suivant la construction du capteur. Ils nécessitent également une hypothèse sur la densité et la forme des particules. Ils ne mesurent les flux qu'en un point précis sur la hauteur et, hormis les capteurs compteur de particules, restent d'un coût très élevé.

2.2.2.3 Les instruments à « impacts »

Les instruments piézo-électriques ont le même type de caractéristiques que les instruments optiques simples, à savoir qu'ils consomment peu d'énergie, qu'ils ont une haute résolution temporelle, qu'ils perturbent peu l'écoulement et qu'ils sont faciles à installer.

En revanche le flux dépend de la densité de la particule transportée (Tüg, 1988). Ils ne détectent les particules que sur une faible hauteur donnée. Il n'existe pas de version commerciale des appareils précédemment utilisés en Antarctique. Parmi les instruments commerciaux récemment développés, aucun n'a été testé pour la neige en conditions polaires et leur robustesse n'a pas été évaluée.

Les capteurs acoustiques sont les seuls instruments automatiques à être intégratifs sur plusieurs dizaines de centimètres voire sur un mètre. Ils sont également très robustes et peuvent être partiellement enterrés. Ils consomment peu d'électricité. Ils ont également une fréquence d'acquisition pouvant atteindre 10 min. Une version commerciale existe avec un système de calibration identique pour tous les capteurs (Chritin et al., 1999). Ce système de calibration a été remis en cause et une nouvelle calibration a été proposée (Cierco et al., 2007).

2.2.3 Le capteur choisi : le *FlowCapt*

2.2.3.1 Choix du capteur

La Table 5 récapitule les capteurs et leurs propriétés par rapport aux contraintes. Le capteur acoustique offre le meilleur rapport avantages/inconvénients. Ce capteur a donc été choisi pour être installé en Antarctique.

Table 5 : table récapitulative des avantages et des inconvénients des instruments de mesures de flux de neige transportée par le vent vis à vis d'une comparaison avec un modèle numérique et d'une installation en milieu polaire

Instruments	Avantages	Inconvénients
Piège à neige « boîte » et filet à neige	<ul style="list-style-type: none"> -Données pouvant être intégratives -Robuste -Installation aisée -Peu coûteux -Pas d'alimentation électrique 	<ul style="list-style-type: none"> -Résolution temporelle faible -Aucun modèle commercial -Présence de personnel sur place -Perturbation de l'écoulement -Piégeage faible des petites particules
	Instrument optique compteur de particules	<ul style="list-style-type: none"> -Donnée ponctuelle -Peu fiable -Faible détection des petites particules -Hypothèse sur la distribution de taille des particules -Hypothèse sur la densité et la forme des particules
Instrument optique	Instrument optique de mesures de flux	<ul style="list-style-type: none"> -Forte résolution temporelle -Robuste -Faible perturbation de l'écoulement -Installation aisée -Modèle commercial
	Caméra	<ul style="list-style-type: none"> -Donnée ponctuelle -Temps de traitement important -Forte consommation électrique -Faible détection des petites particules -Modèle requérant encore un perfectionnement -Hypothèse sur la densité des particules
Instrument "impact"	Instrument piézo- électrique	<ul style="list-style-type: none"> -Aucun modèle commercial pour la neige -Donnée ponctuelle - Temps de traitement important -Faible détection des petites particules -Flux dépendant du type de particules
	Instrument acoustique	<ul style="list-style-type: none"> -Forte résolution temporelle -Données intégratives -Robuste -Faible perturbation de l'écoulement -Faible consommation électrique -Installation aisée -Modèle commercial

2.2.3.2 Le FlowCapt : présentation en détail

Le capteur choisi pour être déployé en Antarctique, le *FlowCapt*, va être présenté en détail. Il fait partie des instruments acoustiques. Ce capteur commercial est composé d'un tube creux recouvert d'un revêtement limitant la formation de givre. Le tube peut avoir une longueur de 30 cm ou de 1 m. Les ondes sonores dans le tube sont détectées par des capteurs électro-acoustiques suspendus à une extrémité du tube puis le signal est amplifié et filtré (Figure 39).

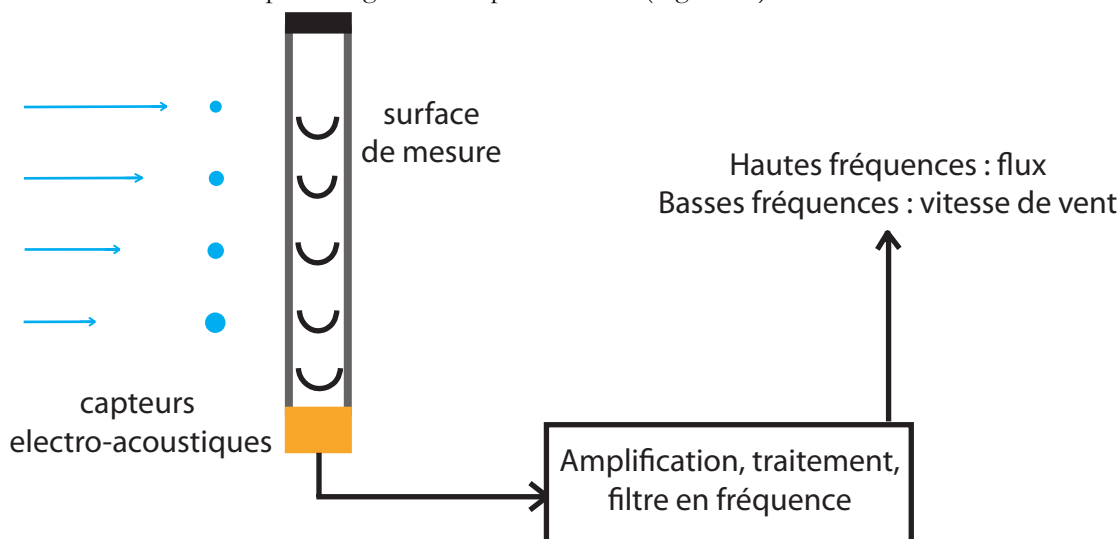


Figure 39 : principe de fonctionnement du FlowCapt

Le fournisseur calibre chaque tube individuellement avec des particules cuboïdes de PVC à vitesse constante. Le capteur détermine la vitesse des vents et le flux. La distinction entre le vent et le flux est faite à partir du traitement de la fréquence du signal. Les basses fréquences correspondent aux vents et les hautes fréquences aux particules. Les capteurs sont donnés pour mesurer le flux en $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à $\pm 5\%$ (Chritin et al., 1999).

Au niveau de l'étude des vents, les comparaisons avec des anémomètres suggèrent une surestimation de la vitesse des vents (Chritin, pers. com.). Une étude dans l'Arctique montre une bonne corrélation pour des vitesses de vent mesurées inférieures à 10 m.s^{-1} (Savelyev et al., 2006).

Pour la validité des flux mesurés, une première étude en soufflerie climatique a montré une sous-estimation des flux mesurés par les *FlowCapts* qu'ils soient de 30 cm ou 1 m de long (Lehning et al., 2002). Les études suivantes ont montré au contraire une surestimation forte des flux en soufflerie et en conditions naturelles par rapport à des mesures filets et des instruments optiques complexes, les *Snow Particle Counters* (Cierco et al., 2007; Naaim-Bouvet et al., 2010).

En 2009, au moment de l'acquisition des instruments pour réaliser les mesures en Antarctique, une nouvelle version des *FlowCapts* était disponible. Le système de calibration et d'acquisition reste identique pour les deux générations. Les principales modifications sont un changement des capteurs électro-acoustiques, une meilleure suspension de ces capteurs et un changement du revêtement des tubes (Chritin, pers. com.). Cette nouvelle version n'a, à ce jour, jamais été évaluée dans des conditions de recherche.

A l'instar du projet Byrd (Budd et al., 1966), une étude sur ces capteurs doit être faite préalablement pour connaître leurs capacités de mesure du transport éolien de neige.

2.3 Capacité de mesure du transport éolien de neige des *FlowCapts*

Comme nous l'avons vu dans le chapitre I, il n'existe pas de capteur de référence de mesures du transport de neige par le vent. Il faut procéder à des intercomparaisons de capteurs tout en connaissant de manière fine les conditions météorologiques associées aux expérimentations.

L'Antarctique est un lieu difficile pour réaliser une telle comparaison car il ne permet pas un suivi en continu avec une intervention immédiate en cas de panne.

2.3.1 Le site d'étude

2.3.1.1 Description générale

Un site dédié à l'étude du transport de neige par le vent disposant d'un banc de mesures est opérationnel depuis 20 ans dans les Alpes françaises au Col du Lac Blanc (Naaïm-Bouvet et al., 2012b). Ce dernier, situé à 2700 m d'altitude, est constitué d'une large surface de terrain plat orienté nord-sud, entouré par les montagnes environnantes (Figure 40).



Figure 40 : le site du Col du Lac Blanc dans les Alpes françaises (source : géoportail.gouv.fr)

Situé au sein du domaine skiable de l'Alpe d'Huez, l'accessibilité au site est relativement aisée. Durant l'hiver boréal, une visite hebdomadaire du site permet de faire une inspection visuelle des instruments, de contrôler les données récoltées, d'ajuster les capteurs en fonction de la hauteur du manteau neigeux et de procéder à d'éventuelles réparations.

2.3.1.2 Conditions météorologiques

En plus des conditions d'accès aisées, la configuration particulière du site le fait ressembler à une soufflerie naturelle. Près de 80% des vents ont une direction nord-sud. De plus, le vent peut atteindre des vitesses élevées de l'ordre de 15 m.s⁻¹. La neige soufflée y est observée depuis plusieurs années (Cierco et al., 2007; Michaux et al., 2001).

Le site du Col du Lac Blanc est un endroit idéal pour mesurer la neige transportée par le vent en milieu naturel. Il faut cependant noter des différences existant entre le Col du Lac Blanc et l'Antarctique. La principale différence vient du type de particules de neige transportées. Au col du Lac Blanc près de 37 % des événements se passent en présence de précipitations (Vionnet et al., 2012), ce rapport devrait être plus faible en Antarctique. Par ailleurs, les tailles de particules de neige précipitantes au Col du Lac Blanc, comme dans les régions tempérées, sont plus grandes en taille qu'en Antarctique (Naaïm-Bouvet et al., 2012a). Ce sujet sera traité plus en détail dans le chapitre suivant.

2.3.1.3 Le banc d'essai de mesures de transport de neige par le vent

Un capteur étalon : Le Snow Particle Counter

L'instrument clef de ce banc de mesures est le *Snow Particle Counter* (SPC). Le SPC est un instrument optique dont la méthode a déjà été présentée dans la section 3 du Chapitre I, l'instrument en lui-même va être présenté plus en détail. Il permet la détermination du nombre et

de la taille des particules par les ombres portées de ces dernières sur des semi-conducteurs photosensibles. L'amplitude de l'atténuation du signal est proportionnelle à la taille des particules au dessus d'une valeur seuil (Figure 41).

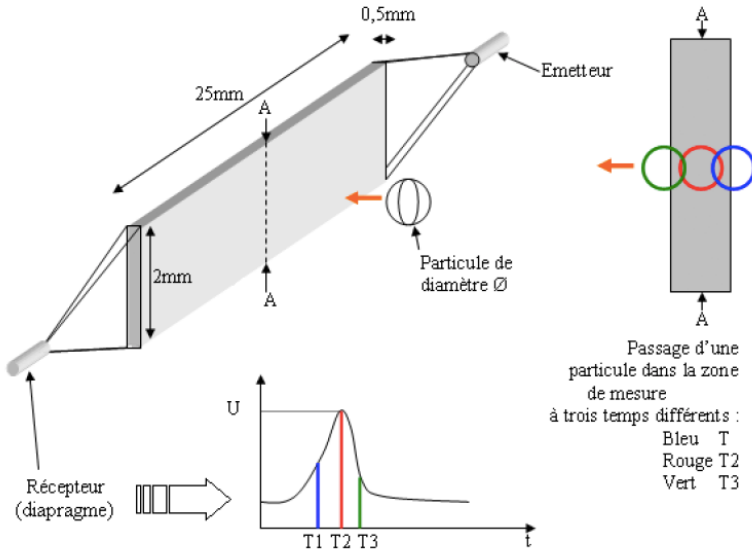


Figure 41 : principe de fonctionnement du Snow Particle Counter développé par Niigata Electronic (Sato et al., 1993)

Les particules sont classées dans 32 tailles discrètes de 50 à 500 μm . Le nombre de particules de chaque taille est enregistré toutes les secondes. Le flux de particules transportées par le vent est calculé de la manière suivante en supposant les particules sphériques :

$$\mu_{SPC} = \sum_{i=1}^{32} \frac{\frac{4}{3} \pi \left(\frac{d_{pi}}{2}\right)^3 * \rho_{pi}}{S_{SPC} * t} \quad (64)$$

Avec μ_{SPC} le flux mesuré par le SPC en $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, d_{pi} le diamètre de moyen de la particule dans la classe i en m, ρ_{pi} la masse volumique de la particule de la classe i en $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, S_{SPC} la surface de mesure du SPC en m^2 et t le temps de mesure égal à 1 s. Moyennant une hypothèse sur la densité des particules, fixée à $917 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ce qui correspond à la masse volumique de la glace, le flux est calculé pour chaque seconde.

Ce capteur a été comparé à des mesures filets dans une soufflerie avec des particules de neige (Lehning et al., 2002) et en conditions naturelles (Naaïm-Bouvet et al., 2012b; Sato et al., 1993). Ces comparaisons se sont révélées concluantes sauf pour les particules dendritiques où les flux enregistrés par le SPC sont surestimés par rapport aux mesures filets (Sato et al., 2005). Dans la présente étude visant à évaluer la capacité des *FlowCpts*, les *Snow Particle Counters* seront considérés comme étant la référence. Une attention particulière devra également être portée sur les flux enregistrés lors des précipitations et les flux dont les particules dépassent 450 μm de diamètre. En effet, le *Snow Particle Counter* affecte à toutes les particules dont le diamètre est supérieur 500 μm une valeur de diamètre de 450 μm . Cela est dû à la taille de la zone de mesure du capteur qui ne lui permet pas de distinguer les très grosses particules.

La disposition des différents instruments sur le banc en 2011-2012

La comparaison s'est déroulée sur le site du Col du Lac Blanc durant l'hiver 2011-2012. Lors de cette saison, le banc de mesures de transport éolien de neige était constitué de trois SPC placés

verticalement. Le SPC le plus haut est fixe et ne bouge pas au cours de la saison, il est appelé SPC fixe. Les deux SPCs les plus proches du sol sont fixés sur un support qui permet de maintenir un écart de 1 m entre les deux capteurs et d'ajuster leur hauteur en fonction du manteau neigeux. Le plus haut des deux est appelé « SPC supérieur » et le moins haut « SPC inférieur ». Aux deux hauteurs de mesures des SPCs, deux anémomètres coupelles mesurent la vitesse des vents.

Situé à l'aplomb des SPCs, un capteur de mesures de hauteur optique, un SHM30 de la société Jenoptik, donne les variations de hauteur du manteau neigeux et permet d'en déduire la hauteur des instruments connaissant l'écart avec ce capteur.

Parallèlement à ce profil de SPCs, un *FlowCapt* seconde génération de 1 m de long est installé sur le même support que les deux SPCs inférieurs. Une telle installation permet d'avoir la zone de mesure de 1 m du *FlowCapt* comprise entre les deux zones de mesures des SPCs.

Six *FlowCapts* première génération de 30 cm de long sont installés sur un mât placé à 10 m de celui portant les SPCs. Ils sont numérotés de 1 à 6 en partant du niveau du sol. Leur hauteur par rapport au sol est fixe. Un anémomètre est également placé sur ce mât, appelé « anémomètre Young ». La comparaison va pouvoir ainsi se faire entre les SPCs, le *FlowCapt* seconde génération et un *FlowCapt* première génération. L'ensemble des instruments est présenté sur la Figure 42.

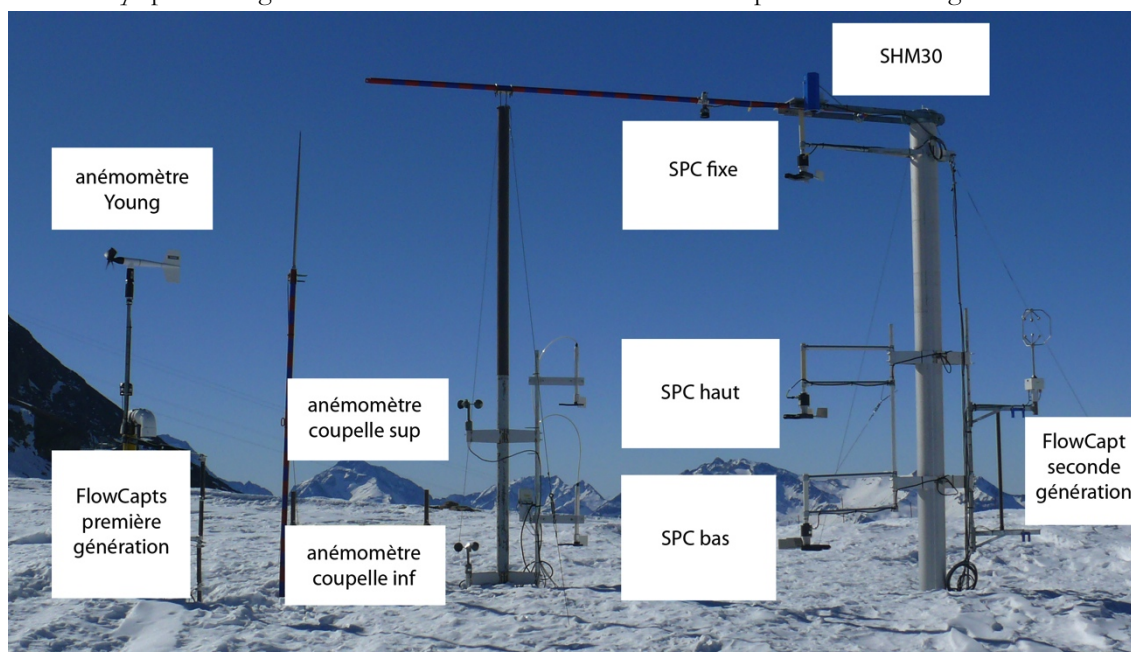


Figure 42 : Instruments présents sur le banc de mesures de transport éolien de neige au Col du Lac Blanc durant l'année 2011-2012 (crédit : Trouvilliez)

Les mesures

Les instruments n'ont pas les mêmes fréquences d'acquisition des données. Les SPC enregistrent les flux à la seconde alors que les mesures de flux et de vitesse de vent des *FlowCapts*, les mesures de vitesse de vent des anémomètres et les mesures de hauteur sont disponibles toutes les 10 minutes. La comparaison va donc se baser sur les valeurs moyennées sur dix minutes.

Pour l'intercomparaison, il faut que les *FlowCapts* fixes de 30 cm soient au-dessus du manteau neigeux et compris entre les deux SPCs. Le *FlowCapt* le plus haut, numéroté 6, est écarté car trop sensible aux vibrations (Cierco et al., 2007). Le *FlowCapt* numéro 5 a présenté des signes de dysfonctionnement pendant l'hiver ce qui nous a conduit à utiliser uniquement le *FlowCapt* numéro 4. Ce *FlowCapt* sera appelé dans la suite *FlowCapt* première génération. Les 2 générations de *FlowCapt* peuvent être comparées entre elles et avec les SPCs sur une période de 56 jours entre le 15 février et le 11 avril 2012.

La hauteur des instruments par rapport au manteau neigeux n'est pas systématiquement exactement la même. Des variations locales de hauteur peuvent se produire par le passage d'un

sastruga. La hauteur de tous les instruments est calculée à partir du SHM30 placé à la verticale des SPCs. Il n'y a pas de mesure de hauteur à la verticale des *FlowCapts* première ou seconde génération. La hauteur de l'extrémité basse du *FlowCapt* seconde génération est mesurée manuellement toutes les semaines. Cette hauteur peut varier jusqu'à 8 cm par rapport à celle du SPC inférieur déterminée par le SHM30 du fait des éléments rugueux, les sastrugi, qui peuvent affecter le manteau neigeux. Nous supposons que la différence de hauteurs entre les instruments est de ± 8 cm.

2.3.2 La comparaison de la vitesse des vents

La vitesse des vents est un élément essentiel du transport. Les *FlowCapts* sont censés fournir une vitesse des vents intégrative sur 1 m de hauteur en plus de la mesure de flux. Cette donnée est intéressante car la valeur de la vitesse des vents est nécessaire pour les calculs de concentration. Nous allons donc comparer les vitesses de vents mesurées par le *FlowCapt* par rapport aux vitesses mesurées par l'anémomètre coupelle supérieur (Figure 43).

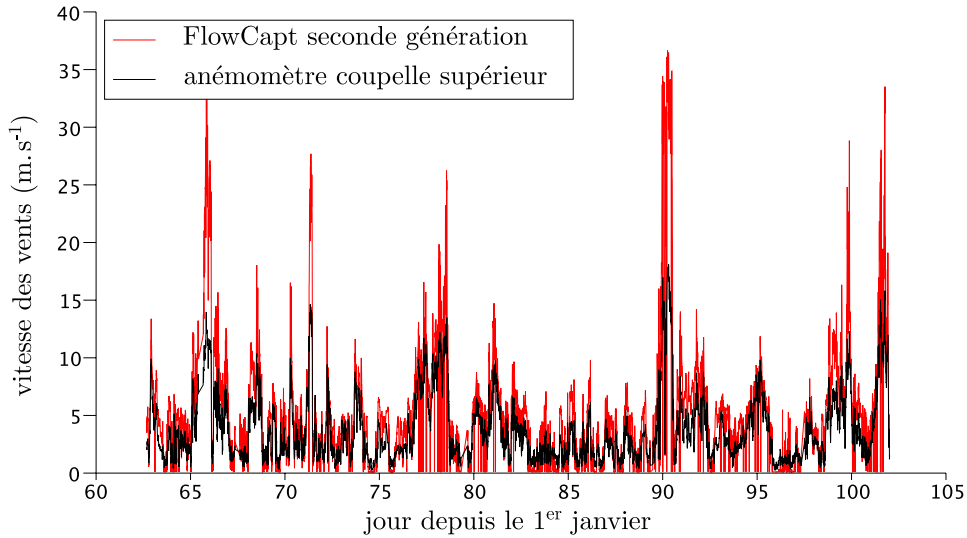


Figure 43 : vitesses des vents mesurées par le *FlowCapt* seconde génération et par l'anémomètre coupelle supérieur

Le *FlowCapt* détecte bien les variations de vitesses de vent sauf à certains moments où la vitesse mesurée passe brutalement à une valeur nulle. Il surestime par contre fortement les vitesses supérieures à 10 m.s⁻¹. Pour comparer en valeur les vitesses de vent des anémomètres et du *FlowCapt* seconde génération, la vitesse de vents mesurée par les anémomètres est intégrée sur la hauteur du *FlowCapt* :

$$u_{int} = \frac{1}{H_s - H_i} \int_{H_i}^{H_s} u(z) dz \quad (65)$$

Avec H_s la hauteur supérieure du *FlowCapt* et H_i la hauteur inférieure en m. Le profil de vent est supposé suivre un profil logarithmique. La hauteur de rugosité et la vitesse de frottement sont déterminées par une régression linéaire de la vitesse des vents en fonction du logarithme de la hauteur en utilisant le profil de vitesse sur les trois anémomètres. Seuls les valeurs de régression avec un coefficient de détermination supérieur à 0,98 sont conservées (Figure 44). L'erreur sur la hauteur des instruments qui peut atteindre 8 cm d'écart se reporte sur le calcul de la vitesse intégrée de vent. L'erreur relative de la vitesse des vents par rapport aux différences de hauteur est de 8 %.

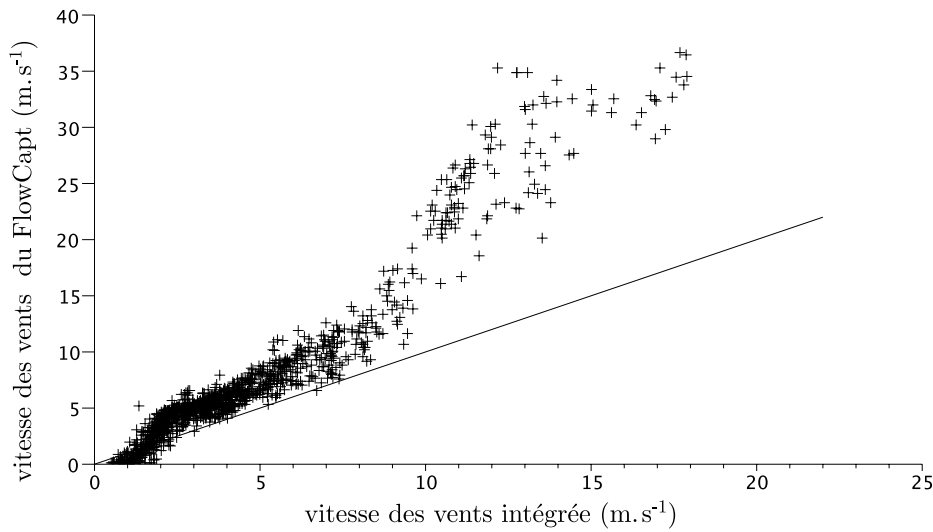


Figure 44 : vitesse des vents mesurées par le FlowCapt seconde génération par rapport à la vitesse intégrée calculée à partir du profil des anémomètres. La droite représente l'équation $y=x$

Les anémomètres coupelles ont un seuil de démarrage élevé et les vitesses de vent inférieures à 2 m.s⁻¹ sont sous-estimées. Entre 2 et 9 m.s⁻¹, les vitesses varient linéairement avec un coefficient proche de 1 mais les *FlowCapps* surestiment légèrement la vitesse de vent. Au-dessus de 9 m.s⁻¹, la réponse du *FlowCapt* est plus ou moins linéaire mais avec une nette surestimation des vitesses. Cette observation n'est pas en contradiction avec les mesures précédemment faites en milieu naturel par des *FlowCapps*, ces dernières ne mesurant pas de vents supérieurs à 10 m.s⁻¹ (Chritin et al., 1999; Savelyev et al., 2006).

Le *FlowCapt* déduit la vitesse des vents de la pression acoustique générée par les vents dans le tube. Cette pression varie avec la vitesse du fluide, en effet les tourbillons après un obstacle, responsables de la pression acoustique, varient en fonction de cette vitesse (Williamson, 1996). Le changement de comportement de la mesure de vitesse des vents par le *FlowCapt* se produit à 9 m.s⁻¹. Le nombre de Reynolds, noté Re , est calculé pour cette valeur :

$$Re = \frac{u_{int} * \phi_{Flow}}{\nu} \quad (66)$$

Avec u_{int} la vitesse des vents des anémomètres intégrée en m.s⁻¹, ϕ_{Flow} le diamètre du *FlowCapt* en m et ν la viscosité cinématique de l'air pris à 0 °C et égale à $1.33 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

A 9 m.s⁻¹, Le nombre de Reynolds, égal à 18 000, correspond à une brusque variation de pression basale d'après des mesures (Artana et al., 2003). Cette dernière représente la pression exercée aux extrémités de l'instrument qui est en lien avec la pression acoustique. Un tel changement pourrait expliquer le changement de comportement du *FlowCapt* à cette valeur.

Les vitesses mesurées par le *FlowCapps* seconde génération ne peuvent pas être utilisées et il faut revenir à des vitesses obtenues par des anémomètres classiques.

2.3.3 Occurrence de transport

2.3.3.1 Principe de détection : SPC, *FlowCapps* première et deuxième génération

Le premier point à comparer entre les trois types de capteurs est l'occurrence du transport. A savoir lorsqu'un flux est détecté par les SPCs, celui-ci est-il également détecté par les *FlowCapps* et réciproquement ?

Le seuil de détection des trois types d'instruments est identique et égal à 0,001 g.m⁻².s⁻¹. Le SPC inférieur est l'instrument de mesures avec la surface de mesures la plus proche du manteau neigeux. Il sera le premier à détecter le déclenchement du transport éolien sans précipitations. La surface de

mesures du *FlowCapt* seconde génération est située quelques centimètres au-dessus de la surface du SPC inférieur, il devrait donc détecter le flux de manière quasi-simultanée. La surface du *FlowCapt* première génération est située 8 cm plus haut que celle du SPC inférieur, il pourrait donc manquer le départ des épisodes et les faibles flux. Dans le cas d'une précipitation associée à du transport, les trois instruments devraient détecter le transport en même temps.

La variation de hauteur de ± 8 cm introduit une légère modification de détection pour les très faibles flux de transport sans précipitations mesurés par le SPC. Lorsque la base du *FlowCapt* deuxième génération est plus basse que le SPC inférieur, ce *FlowCapt* devrait détecter des transports très faibles que ne détecte pas le SPC ; et inversement si le SPC est placé plus bas que la base du *FlowCapt* seconde génération. Dans le cas du *FlowCapt* première génération, il devrait détecter soit de manière concomitante les événements avec le SPC, soit manquer les très faibles flux détectés par le SPC.

2.3.3.2 Cas d'un épisode

Nous avons choisi un épisode de transport sans précipitations de 7h (où le SPC fixe ne détecte aucun flux). La hauteur des instruments durant cet épisode est fixe. Le SPC supérieur ne détecte qu'un faible flux, la couche de transport se situe proche de la surface ce qui permet de vérifier la détection par les *FlowCapt*s (Figure 45).

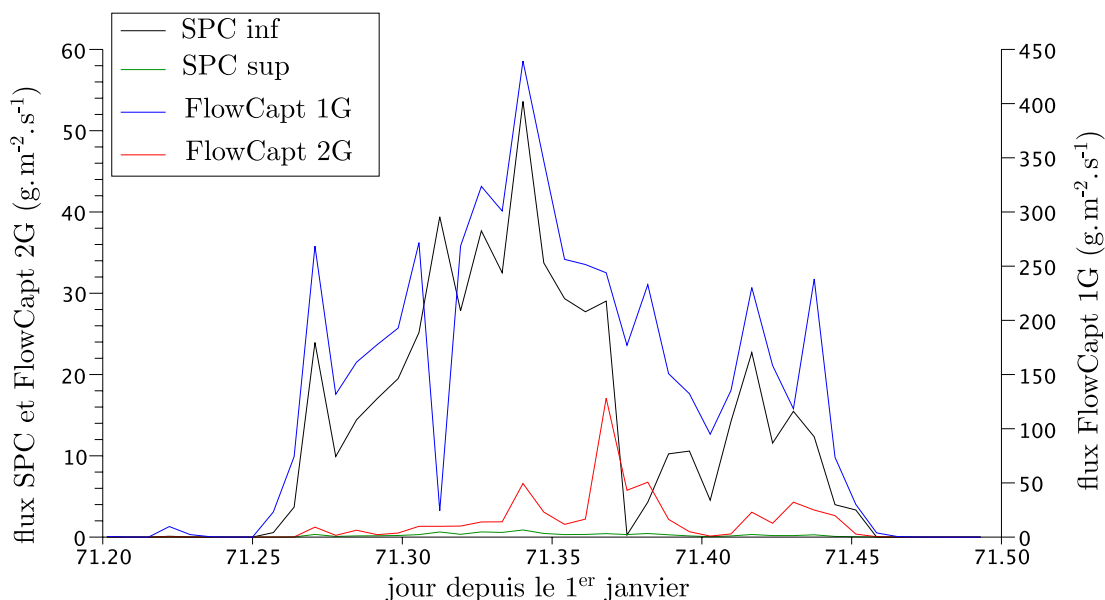


Figure 45 : épisode de chasse neige du 11 mars 2012 enregistré par le SPC inférieur (SPC inf) et le SPC supérieur (SPC sup), le *FlowCapt* seconde génération (FlowCapt 2G) et le *FlowCapt* première génération (FlowCapt 1G)

Si nous nous intéressons uniquement à la détection du transport par les instruments, les *FlowCapt*s et le SPC inférieur ont la même occurrence de transport. Les *FlowCapt*s semblent donc capable de bien détecter les événements de transport.

2.3.3.3 Comparaison sur l'ensemble de la saison

Nous considérons maintenant la saison dans son ensemble, chaque période de 10 minutes est classée dans l'un des quatre cas :

- le SPC inférieur et le *FlowCapt* détectent tous les deux un flux (cas 1) ;
- le SPC inférieur et le *FlowCapt* ne détectent pas de flux (cas 2) ;
- seul le SPC détecte un flux (cas 3) ;
- seul le *FlowCapt* détecte un flux (cas 4).

Le nombre de mesures dans chaque cas est ensuite divisé par le nombre total de mesures faites dans la saison (Table 6).

Table 6 : pourcentage du nombre de demi-heures par rapport au nombre total de demi-heures de la saison où : cas 1, le *FlowCapt* première ou seconde génération et le SPC inférieur détectent des événements en commun (flux SPC et FC) ; cas 2, ne détectent pas d'événement en commun (pas de flux) ; cas 3, où seulement le SPC détecte un flux (SPC seul) ; et cas 4, où uniquement le *FlowCapt* détecte un épisode (*FlowCapt* seul)

Instruments comparés	flux SPC et FC (cas 1)	pas de flux (cas 2)	SPC seul (cas 3)	FlowCapt seul (cas 4)
<i>FlowCapt</i> première génération	26 %	60 %	7 %	7 %
<i>FlowCapt</i> deuxième génération	18 %	66 %	15 %	1 %

Le pourcentage du temps où un transport est détecté par le SPC est de 33%. Le *FlowCapt* première génération est le capteur qui détecte le mieux les événements en commun avec le SPC inférieur mais il détecte aussi des événements qui ne sont pas vus par le SPC 7 % du temps. Le *FlowCapt* seconde génération sous-estime de manière plus importante le pourcentage du temps où un flux est détecté par le SPC inférieur (18 % au lieu des 33 % détecté par le SPC), il ne génère par contre quasiment pas d'événement quand le SPC inférieur n'en détecte pas.

Table 7 : pourcentage du nombre de demi-heures où les *FlowCapt*s première et seconde génération détectent un transport de neige lorsque le SPC inférieur détecte un flux supérieur à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ par rapport au nombre de demi-heures où le SPC inférieur détecte un flux supérieur à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$

	<i>FlowCapt</i> première génération	<i>FlowCapt</i> deuxième génération
SPC inférieur $> 1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$	99,9 %	98,6 %

Le même type de raisonnement peut être appliqué à la détection des épisodes où le flux mesuré par le SPC inférieur est supérieur à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (Table 7). Dans ce cas, les *FlowCapt*s première et seconde génération détectent un flux non nul dans 99,9 % et 98,6 % des cas respectivement. Les flux importants sont donc bien enregistrés par les deux générations de capteurs.

2.3.4 Quantification des flux

2.3.4.1 La technique de comparaison des flux

Principe de calcul

Maintenant que l'aptitude des instruments à détecter le transport éolien de neige a été comparée, nous allons nous intéresser à la quantification des flux éoliens de neige des *FlowCapt*s. Les *FlowCapt*s sont des capteurs intégratifs sur la hauteur alors que les SPCs sont des capteurs qui permettent d'évaluer le flux en un point. Pour comparer les valeurs de flux, les flux des SPCs vont être intégrés sur la hauteur du *FlowCapt*, c'est à dire entre les points de mesures du SPC inférieur et supérieur :

$$\mu_{SPCint} = \frac{1}{H_s - H_i} \int_{H_i}^{H_s} \mu_{SPC}(z) dz \quad (67)$$

Avec μ_{SPCint} le flux intégré sur la hauteur en $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et μ_{SPC} le flux des SPCs également en $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Le flux est supposé suivre une loi puissance sur la hauteur considérée dont les paramètres sont déduits avec le SPC inférieur et supérieur. Cette hypothèse se base sur les différentes formulations proposées à partir des mesures (Budd et al., 1966; Kobayashi, 1972; Mann et al., 2000). Cette paramétrisation est principalement valide dans le cas de transport éolien de neige sans précipitations associées.

Plusieurs incertitudes peuvent se produire sur la mesure de flux intégratifs à partir des SPCs. La première est liée aux précipitations vont avoir un effet sur le profil de flux en augmentant le flux normalement vu sans précipitations. L'approximation du flux par une loi puissance sera ainsi une sous-estimation de la loi réelle. Cet effet commence à être détectable dès 0,5 m de hauteur d'après des mesures faites en Antarctique à la station Mizuho (Takahasi, 1985). Une autre étude, à la même station polaire en se basant sur la taille des particules suivant la hauteur montre que cet effet est

délectable entre 1 et 3 m de hauteur (Nishimura and Nemoto, 2005). Cet effet se produirait ainsi principalement sur la partie supérieure du profil.

La seconde incertitude est liée au mode de calcul du flux : le SPC calcule le flux à partir du nombre de particules dans chaque classe et du diamètre moyen de chaque classe. La classe maximale est de 500 μm du fait de la largeur de la zone de mesure (Figure 41). Les volumes des particules de diamètres supérieures à 500 μm ont un volume sous-estimé et donc le flux le sera également. De telles particules sont plus susceptibles d'être présentes lors de précipitations qu'en cas de transport éolien sans précipitations. Enfin les SPCs supposent une densité des particules égale à 0,917 ce qui est une borne supérieure de la densité des cristaux.

Ces incertitudes précisées, le SPC reste l'appareil de mesures de transport présentant le moins d'incertitudes et la valeur la plus fiable de flux. Ces flux calculés vont donc être considérés comme étant la valeur de référence.

Le cas du *FlowCapt* première génération

La calibration constructeur

Les *FlowCpts* première génération, tout comme la seconde génération, sont fournis avec une calibration constructeur. Il faut noter que cette formule de calibration repose sur deux constantes, notées A et B, pour fournir le flux, noté μ_{cc} en $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$:

$$\mu_{cc} = A * \text{signal}^B \quad (68)$$

Avec signal, le signal du microphone en mV.

La nouvelle calibration proposée par [Cierco et al., 2007]

Si nous observons l'épisode de chasse neige du 11 mars 2012, nous nous rendons compte que la surestimation du *FlowCapt* première génération est élevée comparée aux valeurs des deux SPCs (Figure 45). Une telle surestimation a déjà été observée et une nouvelle calibration a été proposée à partir de mesures en soufflerie et au Col du Lac Blanc (Cierco et al., 2007). La nouvelle calibration lie la réponse du signal des capteurs électro-acoustiques à la vitesse des vents et le type de particules :

$$\mu_{nc} = \frac{1}{\omega^2} \frac{\text{signal}^2}{u_{int}^4} \quad (69)$$

avec μ_{nc} le flux avec la nouvelle calibration des *FlowCpts* en $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, u_{int} la vitesse des particules intégrée sur la hauteur du *FlowCapt* en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, ω une constante dépendant du type de particules et égale à 1,22 pour les grains fins (Cierco et al., 2007).

La vitesse horizontale des particules est supposée être égale à la vitesse horizontale du vent. La vitesse des vents des *FlowCpts* ne peut pas être prise en compte, il faut utiliser les mesures des anémomètres. Nous allons utiliser le même raisonnement que celui utilisé pour l'établissement de la nouvelle calibration (Cierco, 2007). La fonction de flux est continue et croissante sur la hauteur. Il existe donc une hauteur équivalente, notée z_{eq} , comprise entre les deux hauteurs supérieure et inférieure où la valeur du flux équivalent, noté μ_{eq} , est égale à la valeur du flux intégré, noté μ_{SPCint} :

$$\mu_{eq} = bz_{eq}^a = \mu_{SPCint} \quad (70)$$

Avec (a,b) les coefficients de la loi puissance du flux en fonction de la hauteur pour la période donnée.

La hauteur équivalente est calculée puis la vitesse des vents est déduite en supposant un profil logarithmique et en fixant la hauteur de rugosité à $6 \cdot 10^{-5}$ m qui est la moyenne des valeurs de rugosité précédemment calculée quand cela est possible (2.3.2). Les valeurs de vitesse utilisées pour calculer cette nouvelle calibration sont comprises entre 6 et 15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Vitesse des vents et valeur de flux

Si nous considérons les équations 68 et 69, nous pouvons déterminer une vitesse de vent en dessous de laquelle la nouvelle calibration fournit des valeurs de flux, noté μ_{nc} , supérieures aux valeurs obtenues avec la calibration constructeur, noté μ_{cc} . Cette valeur de vitesse de vent est notée u_{seuil} :

$$\mu_{nc} > \mu_{cc} \Leftrightarrow u_{seuil} < \left(\frac{1}{A\omega^2} \right)^{1/4} \quad (71)$$

Les valeurs obtenues par la calibration constructeur sont pourtant déjà surestimées. Ainsi, nous ne prendrons en compte la nouvelle calibration que lorsque que la vitesse des vents est supérieure à u_{seuil} , sinon nous conserverons la calibration constructeur. Cette nouvelle calibration ne change que la quantification et non l'événementiel, qui reste le même.

Erreur de mesures et de hauteur

Dans le cas des *FlowCpts*, les erreurs de mesures de flux seront prises égales $\pm 5\%$ comme mentionné par le constructeur (Chritin et al., 1999). La différence de hauteur entre les capteurs va se reporter sur le calcul du flux intégré. Nous avons supposé un écart maximum entre les hauteurs de capteurs de 8 cm. Les flux intégrés sont alors calculés pour une hauteur de ± 8 cm par rapport à la hauteur considérée des SPCs (équation 67). Dans le cas de la nouvelle calibration proposée par (Cierco et al., 2007), l'erreur sur la hauteur, qui entre en compte dans le calcul de la vitesse des particules est prise en compte. De plus l'erreur de mesures de $\pm 5\%$ due à l'instrument est également prise en compte dans la valeur du signal (équation 69).

2.3.4.2 Les résultats obtenus

En utilisant la technique précédemment décrite, nous allons pouvoir comparer les flux intégrés des *Snow Particle Counters* et ceux des *FlowCpts*. Nous allons décomposer notre comparaison en deux parties.

Nous allons dans un premier temps mener la comparaison sur un épisode de chasse neige pur d'une durée limitée. Dans un deuxième temps, nous élargirons la comparaison à l'intégralité de la période de la saison de 56 jours pour évaluer l'impact des différentes conditions climatiques.

Cas de l'épisode du 11 mars 2012

Nous allons tout d'abord nous intéresser à l'épisode de chasse neige pur du 11 mars 2012. Cet épisode de 7 h se produit à hauteur fixe et sans précipitations associées. Il permet ainsi d'évaluer, sur un événement de transport, la capacité des *FlowCpts* à quantifier le chasse neige pur. Nous allons dans un premier temps comparer les flux moyennés sur 10 minutes.

Intercomparaison des flux

Les flux intégrés des SPCs sont comparés à ceux des *FlowCpts*, qu'ils soient de première ou deuxième génération (Figure 46). Sur cet épisode, le *FlowCapt* première génération avec la calibration constructeur possède une bonne dynamique mais il surestime de manière très significative les flux, jusqu'à plus de vingt fois ceux intégrés des SPCs. Avec la nouvelle calibration, les flux sont de l'ordre de grandeur de ceux intégrés des SPCs avec une surestimation générale plus marquée pour les flux intégrés des SPCs inférieur à $5 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Pour les *FlowCpts* seconde génération, la dynamique est bonne hormis deux points où la valeur de flux de *FlowCapt* seconde génération est environ 4 fois plus importante. Les valeurs de cette génération sont en moyenne inférieures à celles intégrées des SPCs.

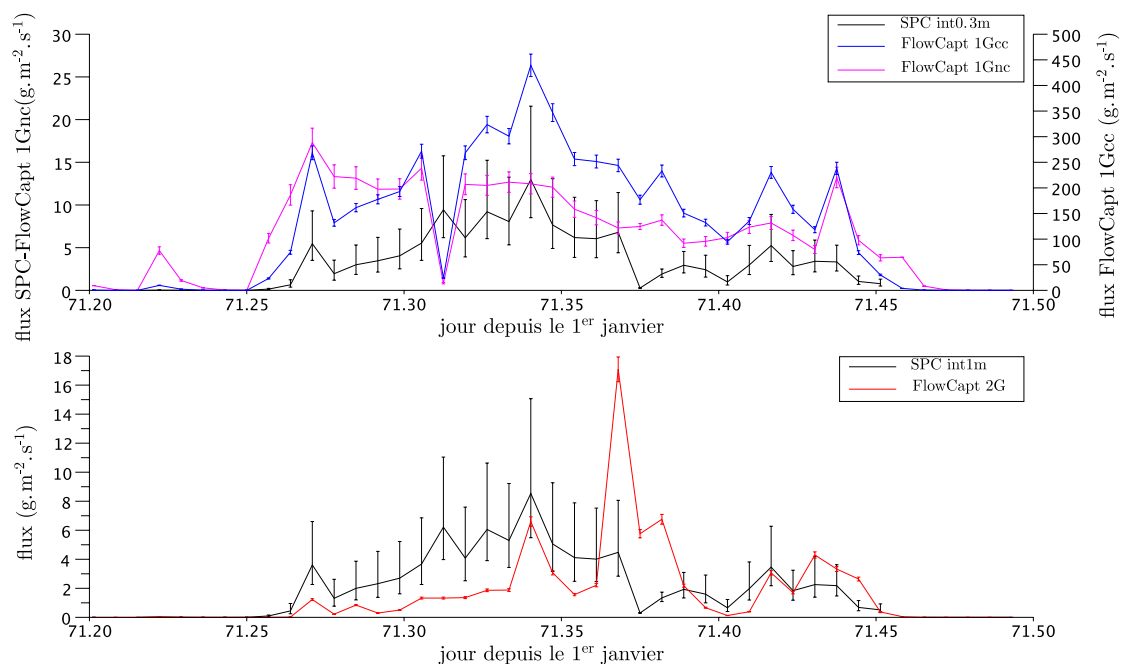


Figure 46 : épisode de chasse neige du 11 mars 2012. Bas : flux des SPCs intégrés sur 0.3 m de hauteur (SPC int0.3m et flux du FlowCapt première génération avec la calibration constructeur (FlowCapt 1Gcc) et avec la nouvelle calibration (FlowCapt 1Gnc). Les flux du FlowCapt avec la nouvelle calibration sont représentés sur un deuxième axe vertical. Haut : flux des SPCs intégrés sur 1 m de hauteur (SPC int1m) et flux du FlowCapt seconde génération (FlowCapt 2G)

Flux et vitesse de vent

Les flux sont comparés à la vitesse des vents à la hauteur équivalente pour l'épisode du 11 mars 2012 (Figure 47).

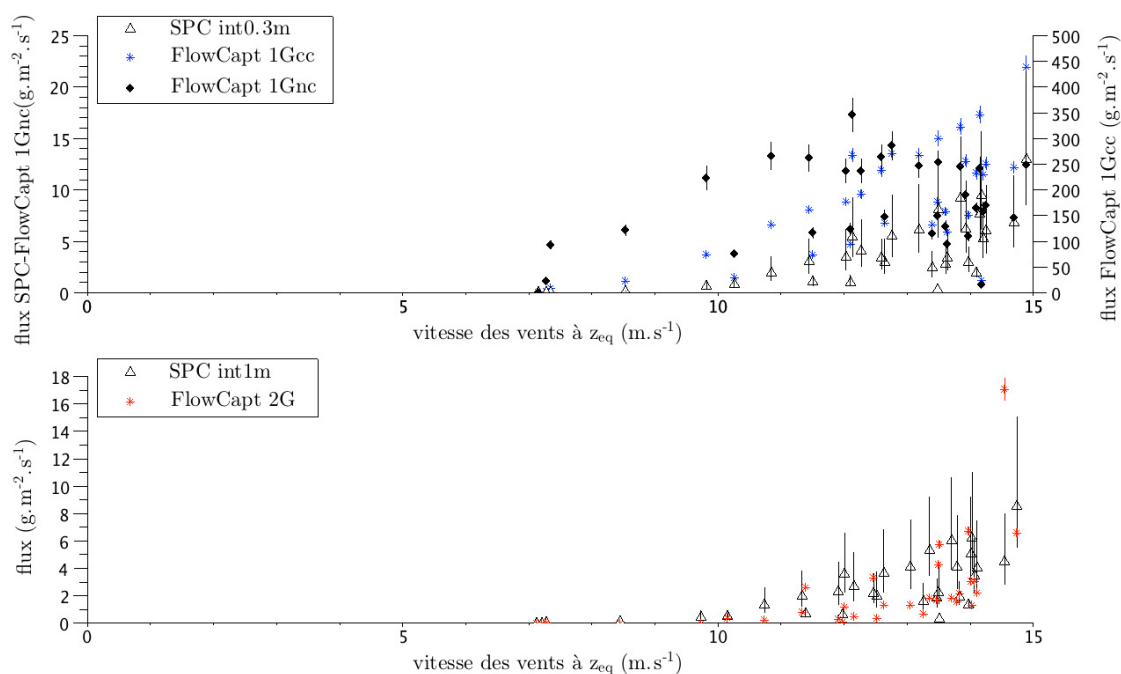


Figure 47 : épisode de chasse neige du 11 mars 2012. Haut : flux des SPC intégrés sur 0,3 m (SPC int0.3m), FlowCapts première génération avec la calibration constructeur (FlowCapt 1Gcc) et la nouvelle calibration (FlowCapt 1Gnc) par rapport à la vitesse des vents à la hauteur équivalente du flux équivalent au flux intégré sur 0,3 m. Bas : flux des SPC intégrés sur 1 m (SPC int1m) et du FlowCapt seconde génération (FlowCapt 2G) par rapport à la vitesse des vents à la hauteur équivalente du flux équivalent au flux intégré sur 1 m

Le *FlowCapt* première génération avec la calibration constructeur, si nous omettons sa surestimation, semble avoir une bonne dynamique en fonction de la vitesse des vents. Avec la nouvelle calibration, la dynamique semble être moins bien prise en compte avec une diminution de la surestimation et une bonne estimation des flux à partir d'une vitesse équivalente de 13 m.s⁻¹. Pour la seconde génération, le comportement en fonction de la vitesse des vents est bon hormis en un point. Il semble donc que les *FlowCapts* seconde génération soient capables de renseigner sur le comportement des flux en fonction de la vitesse des vents.

Quantité de neige transportée

Enfin, la neige transportée durant l'intégralité de l'épisode peut être calculée. Elle permet de renseigner sur la capacité des capteurs à correctement quantifier les flux et les erreurs qui sont associées à cette mesure. La neige transportée horizontalement par le vent est calculée à partir du taux de transport pour l'épisode du 11 mars 2012 en kilogramme de neige par mètre (Figure 48).

Dans le cas de la première génération, la quantité estimée par le *FlowCapt* première génération avec la calibration constructeur est près de cinquante fois plus importante que celle quantifiée par les SPCs. La nouvelle calibration permet de limiter fortement cette surestimation mais ne l'empêche pas. Dans le cas de la seconde génération, Les valeurs de quantité de neige transportée se situent dans la marge d'erreur de la quantité calculée par l'intégration des flux des SPCs. Il semble sur un épisode de transport sans précipitations associées, tel que celui du 11 mars 2012, que le *FlowCapt* seconde génération soient capable de quantifier la neige transportée.

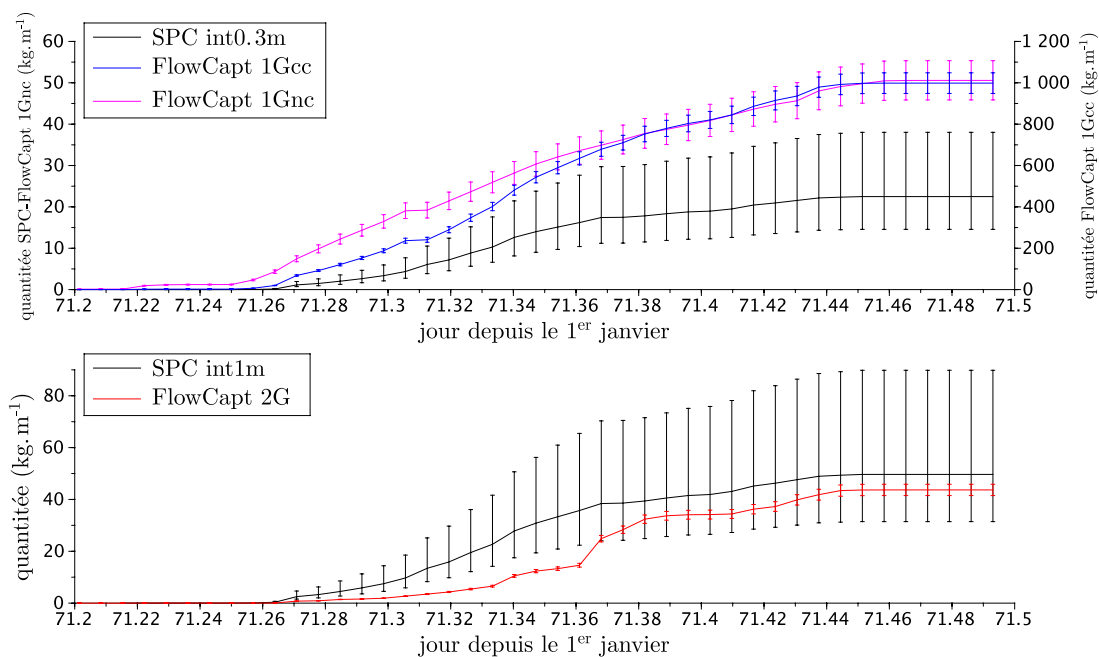


Figure 48 : quantité cumulée de neige transportée horizontalement par le vent lors de l'épisode du 11 mars 2012

Comportement sur l'ensemble de la saison

Nous allons reprendre le même raisonnement que celui que nous avons fait pour l'épisode du 11 mars 2012 mais en l'appliquant cette fois-ci à l'intégralité des 56 jours de la saison. De nombreuses conditions météorologiques se sont produites durant la saison (précipitations, transport avec et sans précipitations associées).

Intercomparaison des flux

Si nous considérons maintenant l'intégralité de la saison, nous allons séparer les flux intégrés des SPC en deux classes : les flux inférieurs à 20 g.m⁻².s⁻¹ et supérieurs à cette valeur (Figure 49). Cette dernière a été choisie en fonction du comportement des *FlowCapts* sur l'intégralité de la saison.

Pour les faibles flux, aucune tendance claire n'est visible sur les deux générations quelle que soit la calibration de la première génération. La première génération avec la calibration constructeur surestime très fortement les flux avec des valeurs pouvant atteindre 400 g.m⁻².s⁻¹ pour des valeurs

de flux intégrés des SPCs de $2 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Avec la nouvelle calibration, la surestimation s'est fortement réduite mais elle est toujours présente pour la majorité des flux intégrés. Pour la seconde génération au contraire, c'est principalement une sous-estimation qui se produit. A partir d'une valeur de flux intégrés supérieure à $9 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, les valeurs de flux de la seconde génération sont systématiquement sous-estimées.

Pour les flux importants, à partir d'une valeur de $70 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ des flux intégrés, la première génération avec la calibration constructeur sous-estime les flux. Entre 50 et $70 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, les flux peuvent être sous-estimés ou bien surestimés, jusqu'à trois fois la valeur intégrée. Avec la nouvelle calibration au contraire, les flux sont très fortement sous-estimés avec des valeurs jusqu'à 200 fois moins que la valeur intégrée. La nouvelle génération sous-estime également le flux de manière quasi linéaire. La régression linéaire sur ses valeurs donne une pente de $0,12$ avec un coefficient de détermination de $0,76$.

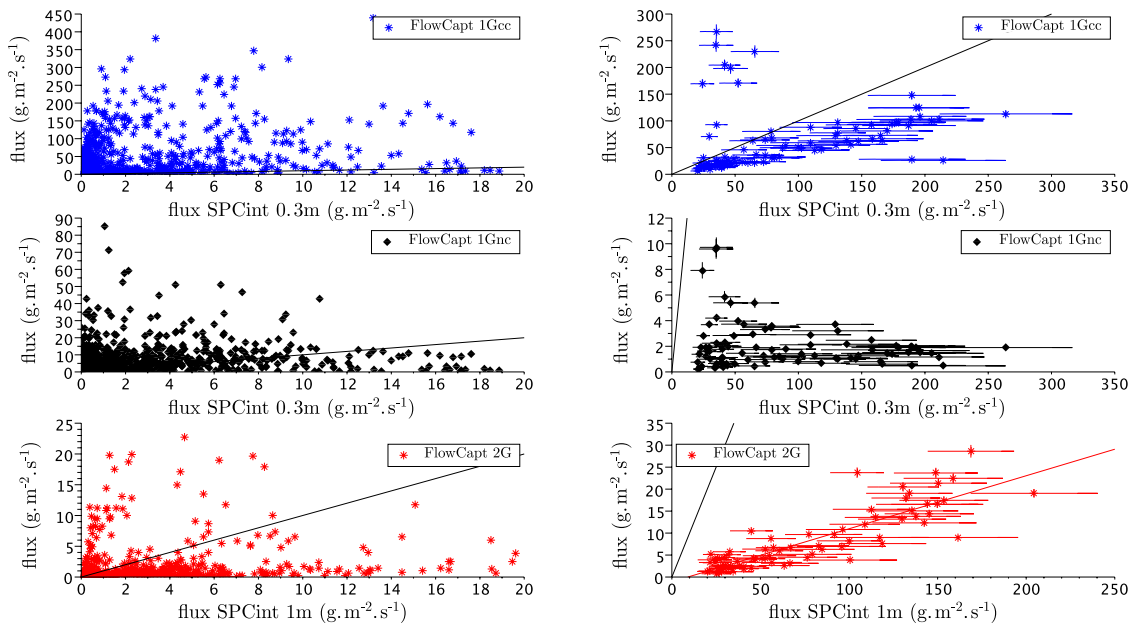


Figure 49 : flux des SPCs inférieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à gauche et supérieurs à droite. Haut : comparaison des flux du FlowCapt première génération avec la calibration constructeur (FlowCapt 1Gcc) par rapport aux flux intégrés des SPCs sur 0.3 m (SPCint 0.3m). Milieu : comparaison des flux du FlowCapt première génération avec la nouvelle calibration (FlowCapt 1Gnc) par rapport aux flux intégrés des SPCs sur 0.3 m (SPCint 0.3). Bas : comparaison des flux du FlowCapt seconde génération (FlowCapt 2G) par rapport aux flux intégrés des SPCs sur 1 m (SPCint 1m). Les droites noires représentent la formule $x=y$. La droite représente la formule $y=0,12x-1,09$ issues d'une régression linéaire sur les flux supérieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour les FlowCapts deuxième génération avec un coefficient de détermination de $0,76$. Par souci de lisibilité, les barres d'erreurs n'ont pas été représentées pour les flux inférieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

Cette comparaison affine les résultats tirés de l'épisode du 11 mars, des valeurs de flux plus importantes étant enregistrées. Les FlowCapts première génération avec la calibration constructeur surestiment grandement les flux sauf à partir d'une valeur de flux intégrés des SPCs de $70 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Avec la nouvelle calibration, la surestimation est moindre mais toujours présente en moyenne pour les flux intégrés inférieurs à $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Au-dessus de cette valeur, la sous-estimation est systématique et d'autant plus importante que la valeur de flux intégrés est grande. Pour la deuxième génération, les flux intégrés supérieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ sont toujours sous-estimés ; en dessous de cette valeur, ils sont majoritairement sous-estimés (88 %).

Pour la première génération, les valeurs les plus importantes de flux sont obtenues pour des valeurs intégrées des flux des SPCs faibles, inférieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Ils ne peuvent donc pas servir d'indicateurs d'intensité du flux, les faibles flux pouvant correspondre aussi bien à des valeurs très importantes que faibles. Cette génération est donc à considérer uniquement comme un détecteur de transport.

Pour la seconde génération, les valeurs les plus importantes sont obtenues pour les valeurs de flux intégrés les plus fortes. Au dessus d'une valeur de $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ mesurées par le *FlowCapt*, les valeurs de flux intégrés sont supérieures à $100 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ sauf pour une valeur.

Flux et vitesse de vent

Nous allons comparer les flux par rapport à la vitesse des vents sur l'ensemble de la saison en mettant l'accent sur l'augmentation des flux avec l'augmentation de la vitesse des vents (Figure 50). En effet, si une génération de *FlowCapt* détecte des flux qui augmentent avec la vitesse des vents tout comme les flux intégratifs des SPCs, cette génération est capable d'avoir une bonne dynamique des flux par rapport à la vitesse des vents.

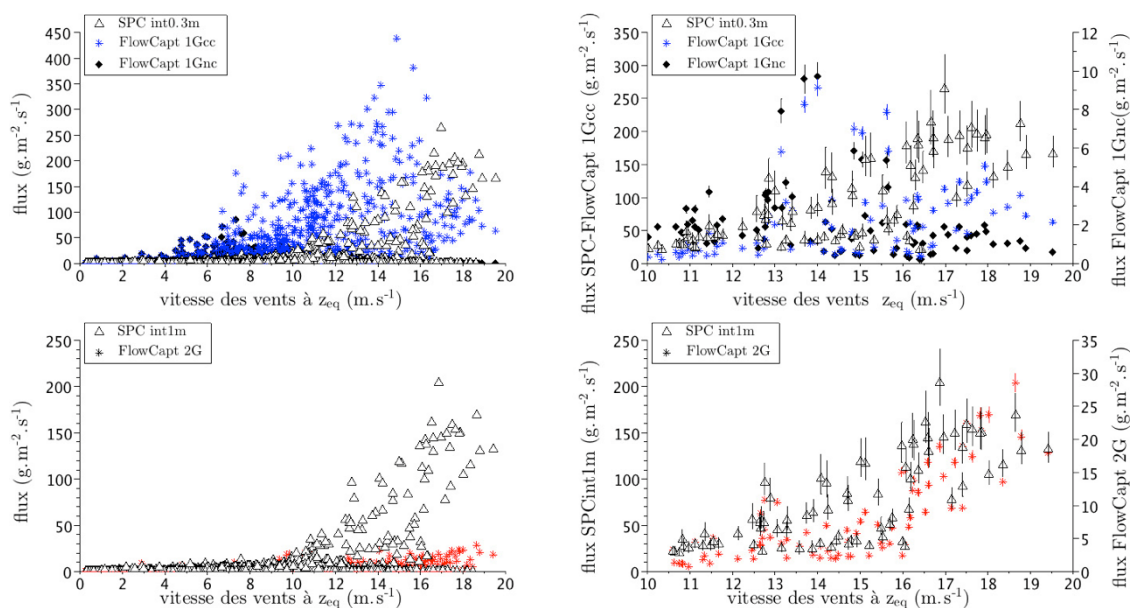


Figure 50 : Gauche : l'intégralité de la saison. Droite : les valeurs de flux intégrés des SPCs supérieures à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et les valeurs associées des *FlowCapts*. Haut : comparaison des flux intégrés des SPCs sur $0,3 \text{ m}$ (SPC int0.3m), des *FlowCapts* première génération avec la calibration constructeur (*FlowCapt 1Gcc*) et la nouvelle calibration (*FlowCapt 1Gnc*). Bas : comparaison des flux intégrés des SPCs sur 1 m (SPC int1m) et des *FlowCapts* deuxième génération (*FlowCapt 2G*). Par soucis de lisibilité, les barres d'erreurs n'ont été représentées que pour les flux intégrés des SPCs supérieures à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$

Le comportement des *FlowCapts* première génération avec la calibration constructeur est croissant avec la vitesse des vents jusqu'à 16 m.s^{-1} . Au delà de cette valeur, les valeurs sont, au contraire, sous-estimées. La nouvelle calibration avait été faite sur des valeurs de vents comprises entre 6 et 15 m.s^{-1} , elle n'a pas pu prendre en compte ce changement de comportement. La relation avec la vitesse des vents ne semble pas bonne car la nouvelle calibration sous-estime fortement les valeurs de flux intégrés et ce d'autant plus fortement que la vitesse des vents est élevée. Pour la seconde génération, la sous-estimation forte mise de côté, le comportement des flux en fonction de la vitesse des vents est la même que pour les SPCs.

Quantité de neige transportée

Si nous nous intéressons à la neige totale transportée durant la saison de 56 jours, la quantité de neige transportée détectée sur la hauteur intégrative de mesures peut être calculée à partir du taux de transport (Figure 51). La hauteur intégrative ne comprend pas l'essentiel de la couche de saltation car la hauteur des capteurs au-dessus du manteau neigeux est de 30 cm en moyenne.

L'erreur des *FlowCapts* première génération est moindre que pour l'épisode du 11 mars avec un peu plus de quatre fois plus de neige transportée contre plus de cinquante fois. Avec la nouvelle calibration, les erreurs de surestimation et de sous-estimation en fonction de la vitesse des vents se compensent, la quantité est maintenant sous-estimée d'un peu moins de la moitié. La seconde génération détecte une quantité transportée égale à peu près à 20% de celle détectée par les SPCs.

Les différences entre l'épisode du 11 mars et l'intégralité de la saison s'expliquent par la présence de transport plus important durant d'autres épisodes de la saison. La quantité transportée est

majoritairement due aux flux importants : ces flux sont moins surestimés par la première génération avec la calibration constructeur et sont davantage sous-estimés par la première génération avec la nouvelle calibration et la deuxième génération. Plus le transport sera important, plus la sous-estimation des quantités de neige sera importante par la seconde génération.

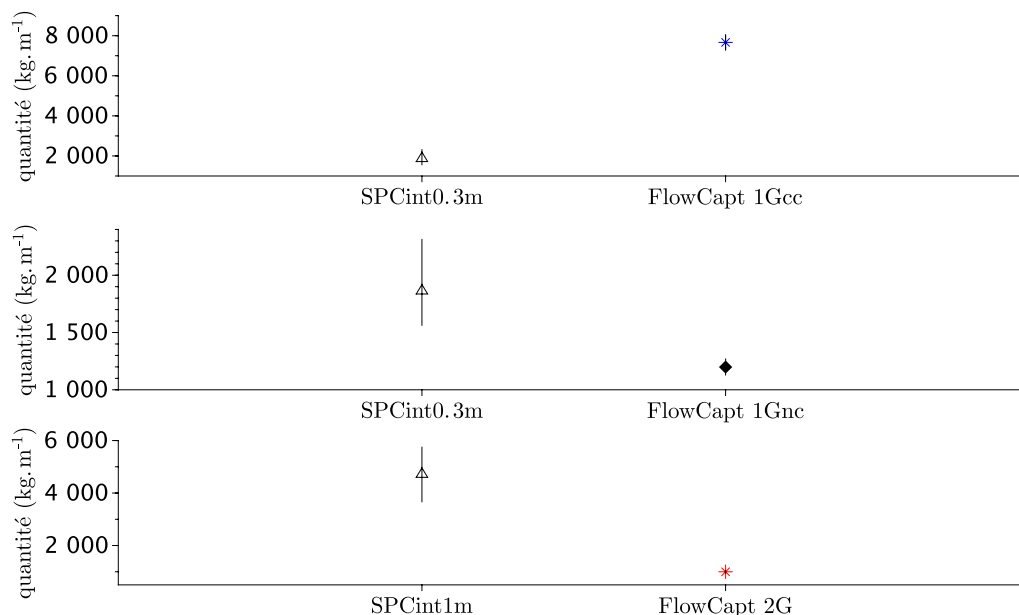


Figure 51 : quantité de neige transportée lors de la saison de 56 jours durant l'hiver 2012. Les valeurs sont celles des flux SPCs intégrés sur 0.3 m de hauteur (SPCint0.3m) et sur 1 m (SPC1m), des flux des FlowCpts première génération avec la calibration constructeur (FlowCapt 1Gcc) et avec la nouvelle calibration (FlowCapt 1Gnc) et des flux des FlowCpts de la deuxième génération (FlowCapt 2G)

2.3.5 Résumé de la comparaison

En conclusion, les *FlowCpts* première et seconde génération détectent correctement les épisodes de transport au-dessus de $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La première génération détecte mieux les flux inférieurs mais simule plus souvent des flux non détectés par les SPC. La deuxième génération manque les flux inférieurs mais ne simule quasiment aucun événement non détecté par les SPC. Les *FlowCpts* sont donc de bons estimateurs de l'occurrence de transport. Les *FlowCpts* seconde génération auront tendance cependant à sous-estimer la durée des épisodes de flux inférieurs à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

Les deux générations estiment difficilement la quantité de neige lorsque les flux sont inférieurs à $2 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Ces flux sont associés à des vents faibles et peuvent être parfois associés avec un type de particules qui est différent de celui transporté lors des flux plus importants. Cette difficulté peut aussi être expliquée par la technique d'estimation des flux intégrés des SPCs : la loi retenue n'est pas adaptée aux chutes de neige. Au dessus de cette valeur, deux comportements se détachent. La première génération avec la calibration constructeur surestime les flux d'un voire deux ordres de grandeur. La nouvelle calibration, paramétrée pour limiter cette surestimation, joue bien son rôle. Mais la gamme de vitesse, et donc de flux, pour laquelle cette calibration a été réalisée était limitée (vitesse de vent entre 6 et 15 m.s^{-1}). Et il s'avère que pour des flux intégrés supérieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ cette nouvelle calibration conduit à des sous-estimations d'un ordre de grandeur. La seconde génération a tendance à sous-estimer l'intégralité des flux, et tous ceux au-dessus de $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Son comportement avec la vitesse des vents est cohérent. La comparaison a porté pour des flux de *FlowCapt* seconde génération allant jusqu'à $30 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Pour les flux supérieurs, nous pouvons supposer d'après la tendance que les flux sont toujours sous-estimés. Cependant c'est un point qu'il faudrait vérifier ultérieurement par une autre comparaison.

2.4 Synthèse du Chapitre II

Aucune des campagnes précédemment réalisées en Antarctique ne remplit les contraintes d'une validation d'un modèle climatique régional incluant le transport éolien de neige. Une nouvelle campagne de mesures doit être menée pour acquérir ces données. Aucun instrument de mesures de flux de transport éolien disponible actuellement sur le marché n'est une référence et n'est assuré de fonctionner correctement en Antarctique. Cette question instrumentale reste le point fondamental de toute nouvelle campagne et une amélioration de la mesure doit encore être faite pour parvenir à un appareil robuste avec une faible consommation électrique et permettant de mieux étudier les processus de transport de neige par le vent.

Parmi les capteurs existants, celui qui semble le plus adéquat pour cette campagne de mesures est le capteur acoustique *FlowCapt*. Cependant, ce dernier existe en deux générations et la dernière n'a jamais été évaluée dans des conditions de recherche. Les difficultés rencontrées pour mener une comparaison en Antarctique nous ont amené à réaliser cette comparaison sur le site du Col du Lac Blanc dans les Alpes françaises.

Une comparaison entre les capteurs intégratifs *FlowCapt* et plusieurs instruments optiques de mesure de flux, les *Snow Particle Counter* (SPC), a été réalisée. Elle montre clairement un comportement différent entre les deux générations de *FlowCapt* par rapport aux flux des SPCs qui sont considérés ici comme étant la référence.

La première génération détecte les transports importants et la majorité des événements à faibles flux. Elle génère toutefois des événements que ne détecte pas les SPCs. Elle n'est pas capable, avec la calibration constructeur ou la calibration proposée dans la littérature (Cierco et al., 2007) d'estimer correctement les flux. Les valeurs les plus importantes de flux mesurés par cette génération de *FlowCapts* correspondent à de flux faibles des SPCs. Cette génération ne peut servir que de détecteurs de présence de transport.

La deuxième génération détecte les événements de flux supérieurs à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et sous-estime l'événementiel des flux moins importants. La sous-estimation des flux est constante pour les flux intégrés des SPCs supérieurs à $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La dynamique en fonction de la vitesse des vents est cohérente. Les quantités de neige sont également sous-estimées. Les valeurs les plus importantes de flux mesurées par le *FlowCapt* seconde génération sont obtenues pour les valeurs les plus importantes mesurées par les SPCs et au-dessus de flux de $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ mesurés par les *FlowCapts*, les flux sont généralement forts. Cette génération peut servir de détecteurs de transport mais peut également détecter les événements de transport intense (qui ont des flux importants). Elle fournit également une limite basse de quantité de neige transportée.

Les instruments ont été choisis et les contraintes inhérentes à une comparaison avec des simulations numériques et au milieu polaire ont été présentées. La capacité des capteurs a été évaluée en milieu naturel. Nous pouvons maintenant nous poser les questions suivantes : **Où faire ces mesures en Antarctique ? Comment les réaliser et quels sont les résultats que nous pouvons déduire des mesures ?** C'est ce que nous allons voir dans un troisième chapitre.

3 CHAPITRE III : OBSERVATIONS EN TERRE ADELIE, INSTALLATIONS ET RESULTATS

Les instruments pour réaliser la campagne en Antarctique ont été choisis. Les comparaisons faites dans les Alpes permettent d'identifier les limites des capteurs et de mieux interpréter les données obtenues en Antarctique. Ces dernières vont être présentées dans ce chapitre.

L'Antarctique est un vaste continent qui regroupe différentes régions, appelées « Terres ». Ces Terres ont des caractéristiques différentes qui doivent être prises en compte dans l'établissement de la campagne de mesures. Dans une première section, la Terre choisie pour acquérir les nouvelles données va être présentée ainsi que les différentes études concernant le transport éolien de neige qui y ont été conduites. Les sites de mesures au sein de cette Terre seront choisis. Les stations de mesures déployées à ces sites seront décrites en détails.

Dans une deuxième et dernière section, les différents résultats de l'observatoire découlant de ces mesures seront exposés. Tout d'abord les différences entre l'Antarctique et les Alpes seront exposées. Les précipitations et l'enterrement progressif des capteurs sont les points principaux qui seront abordés. Ces différences peuvent influencer sur la réponse des capteurs et des résultats de l'observatoire. Ensuite les résultats issus de la campagne seront détaillés. Ces résultats concernent l'événementiel de transport en Terre Adélie et la saisonnalité de ce transport. Ils concernent également la valeur de la vitesse de frottement seuil. Les quantités de neige transportée ont pu être évaluées. Enfin des mesures filets en Antarctique et dans les Alpes ont mis en évidence une évolution de la vitesse de chute des particules transportées après une précipitation.

3.1 La Terre Adélie, site idéal de modélisation et de mesures de neige transportée par le vent en Antarctique

3.1.1 Présentation de la Terre Adélie

Pour mener une campagne de mesures de transport éolien de la neige, le premier prérequis est la présence de chasse neige, si possible déjà répertorié lors des précédentes campagnes de mesures. L'un des territoires les plus ventés sur la calotte Antarctique est la Terre Adélie qui se situe en Antarctique de l'Est et s'étend de la côte à l'intérieur du continent. Les vents violents qui dévalent la pente du plateau antarctique à la côte sont d'ailleurs à l'origine des zones libres de banquise, les polynies, qui ont permis aux premiers explorateurs d'accoster sur la côte Est du continent comme Mawson en 1911. Dès les premières expéditions, la fréquence et la puissance des vents catabatiques et du chasse neige associé ont été signalées (Lorius, 1962; Madigan, 1929; Prud'homme et al., 1952).

Le deuxième point important concerne l'altitude : l'augmentation des précipitations en Antarctique de l'Est simulée par les modèles climatiques de circulation générale se situe dans la zone comprise entre les altitudes 0 et 2000 mètres d'altitude (Genthon et al., 2009). Cette zone est également caractérisée par un Bilan de Masse de Surface (BMS) important avec une variation importante à fine échelle (Agosta et al., 2011). Il semble donc que les altitudes inférieures à 2000 mètres et situées en Antarctique de l'Est représentent une zone particulièrement intéressante à instrumenter, les erreurs les plus importantes sur le BMS étant susceptibles de se produire à cet endroit. Mais la Terre Adélie réunit-elle pour autant les critères nécessaires à une bonne modélisation (*cf.* chapitre II) et un suivi régulier des observations ?

3.1.1.1 Localisation

La Terre Adélie représente la revendication territoriale française en Antarctique gelée par le traité de Washington en 1989. Elle couvre une surface angulaire de 432 000 km² comprise entre le pôle Sud et les 350 km de côte proche du cercle polaire d'une part, et le 136^{ème} et 142^{ème} méridien de longitude Est d'autre part (Figure 52).



Figure 52 : représentation de la revendication territoriale française en Antarctique, la Terre Adélie

La Terre Adélie se trouve donc en Antarctique de l'Est et s'étend depuis le haut plateau antarctique à plus de 3000 m d'altitude jusqu'à la côte. La diminution d'altitude est rapide et se fait dans les 250 km précédant la côte. A 100 km, l'altitude est de plus de 1500 m. La surface est homogène et hormis sur le littoral avec la présence du socle rocheux, le sol est entièrement constitué du manteau neigeux. Les seules variations de l'échelle centimétrique à kilométrique sont les formes éoliennes. (Figure 53).



Figure 53 : surface du manteau neigeux en Antarctique à 100 km de la côte (crédit : Trouvilliez)

Cette homogénéité de la surface facilite la modélisation et son interprétation en limitant l'orographie et ses effets associés à fine échelle.

3.1.1.2 Les mesures atmosphériques et de transport éolien préexistantes en Terre Adélie

De nombreuses mesures ont été faites et se poursuivent actuellement en Terre Adélie depuis sa découverte par Dumont D'Urville en 1840. Ces mesures sont principalement atmosphériques mais des mesures de transport éolien ont également été conduites. Ces dernières ont toutes eu lieu au début ou au milieu du XX^{ème} siècle.

Les premières mesures ont été faites à Cap Denison lors de l'expédition de Mawson en 1911-1914 (Madigan, 1929). Lors de cette expédition, Madigan et Hodgeman ont construit le premier instrument de mesures de transport éolien, le caisson « Mawson » (*cf.* chapitre I). Il fut placé près de la base et la neige était pesée plusieurs fois par mois. Le poids et la hauteur de la lame d'eau déduite sont décrits du mois de mars 1912 à celui de mars 1913. La fréquence de neige soufflée n'est pas disponible en tant que telle, mais plusieurs mentions dans le texte évoquent une saisonnalité avec peu d'événements en été voire aucun en janvier 1913 et beaucoup plus en hiver avec plusieurs semaines consécutives de transport. La hauteur du transport est estimée à 200 m de manière approximative.

Les observations suivantes ont eu lieu lors des expéditions polaires françaises menées par Paul-Emile Victor. Une base polaire a été construite à Port Martin à partir du 20 janvier 1950, à une soixantaine de kilomètres à l'Est de Cap Denison et a été maintenue jusqu'à son incendie le 23 janvier 1952. Les observations météorologiques comportent une étude de la neige soufflée faite à partir d'observations et de la construction d'un caisson Mawson identique à celui utilisé par Madigan (Boujon, 1954). Les observations quotidiennes ont permis d'établir un pourcentage mensuel de présence de transport (Prud'homme and Valtat, 1957). Ces mesures ont permis à Boujon et Loewe d'estimer que le transport horizontal moyen sur toute l'année était de 50 g.cm⁻².h⁻¹ à 75 cm au dessus du sol. Le transport de neige perturbait également les communications et Barré étudia les propriétés électriques du blizzard, ces propriétés variant en fonction des cristaux transportés (Barré, 1954). Ces mesures permirent de distinguer deux types de neige transportée : la neige fraîche déposée proche de la base et celle issue du manteau neigeux plus en amont. Ces observations ont été confirmées grâce à des photographies. Loewe a également étudié l'effet de la redistribution de la neige sur le bilan radiatif de la calotte.

Suite à la destruction de la base de Port Martin en 1952, une nouvelle base française, nommée Dumont D'Urville, a été installée en 1956 à une soixantaine de kilomètres à l'Est de Port Martin sur l'archipel des Péterels pour l'Année Géophysique Internationale (AGI). De nouvelles mesures de transport éolien avec des caissons Mawson ont été conduites à Dumont D'Urville à différentes hauteurs lors des années 1958-1959 (Lorius, 1962). Les mesures correspondent au total à un transfert de 400 000 kg de neige par mètre de côte et par an pour un vent moyen de 10,4 m.s⁻¹. Des mesures atmosphériques sont également effectuées quotidiennement depuis l'établissement de la station. Parmi ces mesures, des radiosondages quotidiens sont réalisés par les météorologues hivernants de manière continue depuis 1979 (David et al., 2010). Ces radiosondages sont intégrés dans les réanalyses (ERA-interim) du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Ces données devraient permettre de mieux définir les conditions aux limites d'une modélisation à petite échelle.

Une station française, la station Charcot, a également été construite 320 km à l'intérieur des terres à 2400 m d'altitude dans le cadre de l'AGI. Deux hivernages y ont été conduits en 1957 et 1958 avant son abandon. Lors de ces hivernages, en plus des observations, des instruments de mesures de transport ont été improvisés à partir de boîtes de Nescafé. Trois instruments étaient placés le long d'un mât vertical avec un système d'attache aisé qui permettait d'ajuster la hauteur et la direction des capteurs (Garcia, 1961). 96 mesures ont été faites entre le 13 juillet 1958 et le 31 décembre 1958. Des observations visuelles ont permis d'établir des fréquences plus importantes que celles obtenues à Port Martin avec une fréquence mensuelle pouvant atteindre 97%.

En plus des stations polaires où les mesures de transport et météorologiques ont été conduites, des Stations Météorologiques Automatiques (SMA) ont été installées à plusieurs endroits en Terre Adélie. Deux grandes campagnes d'installation ont eu lieu. La première s'est déroulée de la fin des années 1970 au début des années 1980 où une équipe franco-américaine a installé 5 stations de la côte au Dôme C situé à 3200 m d'altitude et à 1080 km de la mer (Stearns and Wendler, 1988). Une

deuxième a vu le jour en 1992 où 4 stations ont été installées le long de la côte de Dumont d'Urville à Penguin Point (Wendler et al., 1997). Ces mesures atmosphériques ont permis de mettre en évidence des vents catabatiques « extraordinaires », pour reprendre la terminologie utilisée par Wendler, et qu'il définit comme : « les vents les plus forts au monde au niveau de la côte ».

Un instrument optique de mesures de flux a été installé durant l'été austral 1985-1986 sur l'une des SMA précédemment citée, la SMA situé au point nommé D47 (Wendler, 1987, 1989b). Cet instrument, construit en laboratoire, a été précédemment calibré à la station Amundsen-Scott (Wendler, 1989a). Des mesures en trois points de hauteur ont permis de déterminer une relation linéaire entre la vitesse des vents et le logarithme du flux. En intégrant le flux sur la hauteur depuis la hauteur de rugosité jusqu'à l'infini, le taux de transport est déterminé durant les périodes où les capteurs ont fonctionné. Une relation entre le taux de transport et la vitesse des vents est déterminée :

$$\log_{10} Q_{z_0-\infty} = 0,21u_3 - 0,45 \quad (72)$$

Avec $Q_{0-\infty}$ le taux de transport sur l'intégralité de la couche de transport en $\text{g}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ et u_3 la vitesse des vents à 3 mètres de hauteur en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. En considérant la vitesse des vents annuels à 3 m à partir de la SMA de D47, il détermine un taux de transport sur l'intégralité de la couche de transport à D47 de $6,3 \cdot 10^6 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$.

L'observatoire GLACIOCLIM-SAMBA conduit des mesures annuelles à la côte et au Dôme C depuis 2004 (Agosta et al., 2011). Ces mesures portent sur l'accumulation et les conditions météorologiques en Terre Adélie et permettent d'estimer l'accumulation annuelle.

Ce site semble idéal pour valider la modélisation du transport de neige par le vent. En effet, le transport et la fréquence des événements semblent très importants. Cette caractéristique a d'ailleurs conduit Mawson à renommer cette région « *La maison du blizzard* » et Michel Barré a intitulé son livre décrivant le deuxième hivernage à Port Martin *Blizzard*. Cependant les données récoltées ne permettent pas d'avoir accès à l'horaire précis et l'intensité des flux de neige transportée des événements répertoriés. Néanmoins, ces mesures, qui ont toutes été menées avec des appareils de type piège, permettent d'optimiser le choix des points de mesures et seront une référence pour notre propre campagne.

3.1.1.3 L'établissement de la campagne de mesures

Pour réaliser la campagne de mesures, il est nécessaire de pouvoir se rendre sur place pour déployer les instruments. Un suivi pour vérifier leur état et récupérer les données est également indispensable. La station polaire Dumont D'Urville est reliée par bateau 5 fois par an avec le port d'Hobart en Tasmanie (Australie). La station est située à 5 km de la côte. Cependant l'Institut français Paul-Émile Victor (IPEV), en collaboration avec le programme italien de recherches antarctiques (PNRA), maintient durant l'été austral une station sur le bord de la calotte, la station Cap Prud'homme (CP). Cette station a été bâtie initialement pour permettre le ravitaillement en fret de la station franco-italienne Concordia située au Dôme C. Elle accueille également quelques scientifiques qui peuvent se déplacer sur la calotte pendant l'été austral. La route reliant Dôme C est appelée « route du Raid ». Elle est parcourue annuellement sur sa partie la plus proche de la côte par le raid scientifique SAMBA de l'observatoire GLACIOCLIM-SAMBA pour faire le relevé de la ligne de balises s'étendant sur 150 km depuis CP. L'installation des instruments, le contrôle et le relevé annuel des données peuvent ainsi être faits depuis la station Cap Prud'homme jusqu'à une altitude de plus de 1500 m, ce qui correspond à une distance de 150 km depuis la côte. Le programme CALVA (Calibration et validation d'instruments de la côte jusqu'au dôme C) de l'IPEV comporte un volet de mesures du transport éolien. Ce programme s'étend sur plusieurs années et permet l'envoi de personnel et de matériel en Terre Adélie.

Ce travail de thèse s'inscrit dans le programme de recherche FP7 ICE2SEA. Les instances européennes ont souhaité prévoir de manière plus précise l'élévation moyenne du niveau des mers au cours du XXI^{ème} siècle pour que les états membres puissent mieux appréhender les changements à venir. Des ressources substantielles ont ainsi été allouées et bien que ce projet comporte une très

grande part de modélisation, une partie des fonds consacrés à ce projet a permis le lancement de la campagne pluriannuelle de mesures de la neige transportée par le vent. La campagne de mesures ICNES (ICE2SEA Calva Neige Soufflée) a ainsi pu être initiée en Terre Adélie depuis la station de CP à partir de l'année 2009.

C'est dans le cadre de cette campagne que je suis parti lors de deux expéditions polaires de trois mois chacune en 2009-2010 et 2010-2011. Ces expéditions m'ont permis, avec l'aide des personnes présentes sur place, d'installer les stations météorologiques automatiques.

3.1.2 Campagne de mesures avec les stations météorologiques automatiques

Pour mener la campagne ICNES, il a fallu tout d'abord déterminer les emplacements où installer les instruments le long de la route du Raid scientifique GLACIOCLIM-SAMBA. Le code utilisé pour définir les emplacements est celui défini lors des premiers raids sur le continent à savoir une lettre D suivie d'un chiffre qui ne correspond pas à la distance à la côte.

3.1.2.1 Emplacements de mesures

La première caractéristique notable aux alentours du camp d'été CP est la présence de glace bleue. Cette zone est caractérisée par un bilan de masse de surface (BMS) négatif et la glace affleure à la surface. L'érosion de la neige par le vent semble responsable de l'apparition de cette zone (Favier et al., 2011; Genthon et al., 2007). Le point qui correspond à un BMS nul est situé à près d'un kilomètre de Cap Prud'homme au point nommé D3 (Agosta et al., 2011). Pour étudier ce phénomène et voir l'impact du transport sur la zone de glace bleue, nous avons décidé d'y installer des instruments (Figure 54).

Les stations météorologiques installées le long de la route du Raid permettent de déterminer la vitesse de vent mensuel suivant le transect CP-Dôme C (Parish and Wendler, 1991). La vitesse mensuelle la plus importante est obtenue pour la station située à près de 100 km nommée D47. Ce point est situé à une altitude d'environ 1500 m et à 220 km de la station Charcot. La vitesse des vents importante au point D47, supérieure en moyenne annuelle à la station Charcot et les mesures de transport de neige par le vent réalisées durant l'été austral 1985-1986 laissent présager d'un transport important durant toute l'année. Ce lieu est d'ailleurs surnommé le « point de l'enfer » par les conducteurs de tracteurs spéciaux qui parcourent la route plusieurs fois par an en raison des conditions effroyables qui y règnent la plupart du temps. Nous avons donc décidé d'instrumenter les alentours de ce point (Figure 54). Un site à faible accumulation a été choisi d'après les mesures de la ligne de balises de l'observatoire GLACIOCLIM-SAMBA pour éviter un enterrement trop important des instruments en hiver. La station se trouve ainsi 300 m au sud-ouest de la station précédemment nommée D47.

Cent kilomètres séparent les deux stations de D3 et D47. Entre ces deux points il a été décidé d'installer une troisième station pour améliorer la résolution spatiale. La station D47 ne peut être contrôlée qu'une à deux fois par an de part son éloignement. La station D3 peut au contraire être contrôlée quasiment de manière quotidienne lors de la présence de personnel à Cap Prud'homme. Actuellement, les contraintes pour les voyages de plus d'une journée sur le continent sont fortes. Nous avons donc décidé que le point d'emplacement de la troisième station devrait permettre un contrôle des installations sur la journée. Dans une étude précédente, une SMA a été installée sur un point nommé D17 pour étudier les vents catabatiques de manière précise (Wendler et al., 1997). Ce point est situé en BMS positif avec une vitesse de vent mensuelle plus importante qu'à D3 et permet un aller retour dans la journée. Nous avons donc choisi d'y installer une station (Figure 54). Nous n'avons cependant pas utilisé l'emplacement exact de la précédente campagne où une SMA, que nous nommerons SMA D17, est toujours installée (Favier et al., 2011). En effet, SMA D17 se trouve dans une pente à forte accumulation ; nous avons installé notre station 300 m plus au sud-ouest afin d'éviter un enterrement trop important en hiver.

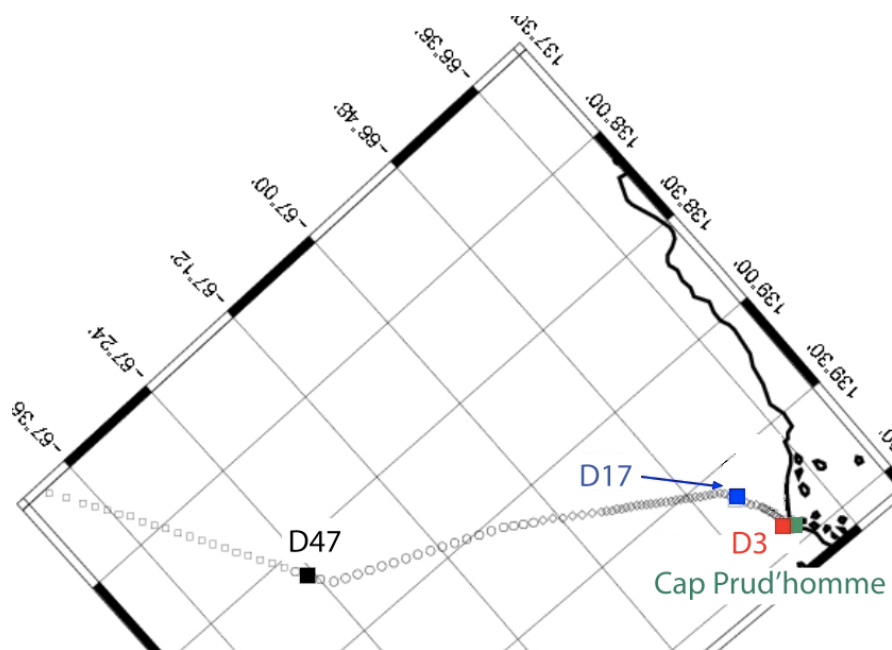


Figure 54 : emplacement des points de mesures retenus (D3, D17 et D47) et des balises installées sur la route du Raid (cercles noirs vides) depuis le camp d'été de Cap Prud'homme

Les caractéristiques de chaque point de mesures sont résumées dans la Table 8. La vitesse des vents annuelle est fournie d'après la publication de (Parish and Wendler, 1991). Les données n'existent pas pour le point D3 et la station la plus proche utilisée est celle de D10 située à 4 km du camp d'été Cap Prud'homme. Pour le point D17, les mesures météorologiques existantes datent de l'expérimentation IAGO (Interaction Atmosphère-Glace-Océan) réalisée en 1985-1986. Sept mois de données sont disponibles contrairement aux neuf années pour les 2 autres points. Les données ne sont pas entièrement comparables mais permettent d'avoir une idée de la vitesse moyenne des vents.

Table 8 : principales caractéristiques des emplacements choisis pour l'installation des instruments

	Point D3	Point D17	Point D47
Positions GPS	66.694 S, 139.898 E	66.724 S, 139.706 E	67.393 S, 138.709 E
	110 m	465 m	1565 m
Distance à la base de CP (km)	0.9	9.7	95
Altitude (m)	110 m	465 m	1565 m
Bilan de masse de surface	Nul	Positif	Positif
Vitesse des vents annuelle ($m.s^{-1}$)	8.3 (D10)	10.5	11.1

3.1.2.2 Les Stations Météo-Nivométriques Automatiques

Les stations mises en place pour la campagne sont du type de celles classiquement installées en Antarctique pour les mesures atmosphériques (vitesse et direction des vents, humidité, température) et de hauteur de neige (Favier et al., 2011). Elles sont complétées par les capteurs acoustiques *FlowCaps*. Ces stations sont appelées des Stations Météo-Nivométriques Automatiques (SMNA). Elles sont alimentées par batteries. Les batteries se rechargent principalement grâce aux panneaux solaires lorsque l'ensoleillement est suffisant. Cependant, l'ensoleillement est parfois trop faible par rapport à la consommation de la station en hiver et une éolienne à axe vertical permet également le rechargement de la batterie.

La station au point D3

La première SMNA à avoir été implantée est la station située au point D3. Elle est nommée « SMNA D3 ». Elle a été installée en février 2009. Elle se compose d'un anémo-girouette Young 05103, d'un thermo-hygromètre Young HMP45C et d'un capteur de hauteur de neige Young SR50-A. En complément, 3 tubes d'un mètre de *FlowCapt* première génération ont été mis en place les uns au dessus des autres et légèrement décalés par rapport à la SMA par rapport aux vents catabatiques (Figure 55). L'énergie de la station est fournie par un panneau solaire et une éolienne à axe vertical FORGEN 1000. La station énergie est située sous le vent par rapport aux instruments de mesures.

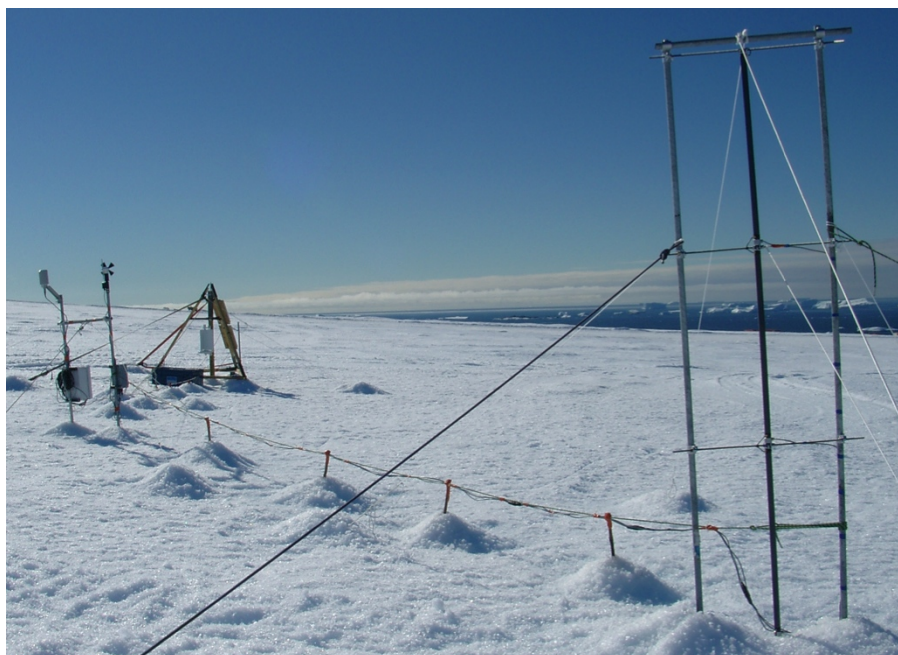


Figure 55 : photographie de la SMNA D3 avec en premier plan les 3 niveaux verticaux de *FlowCapt* première génération. En deuxième plan la station météorologique se trouve sur le support tubulaire et le support triangulaire constitue l'armature de la station énergie (crédit : Trouvilliez)

La station au point D17

La station, appelée « SMNA D17 », a été installée le 3 février 2010. Elle se compose d'un mât de 7 m de haut sur lequel six couples d'instruments (un anémomètre à coupelles et un thermo-hygromètre dans un abri à ventilation naturelle) sont installés sur six niveaux.

Les thermo-hygromètres sont tous des Young HMP45C.

Les anémomètres montés ont changés au cours des observations. Lors de la première année 2010, les anémomètres à coupelles étaient tous des NRG40-C de la marque Texas Instrument. Ce choix était motivé par le fait qu'ils soient installés sur palier sec et qu'ils aient enregistré des vitesses de plus de 90 m.s⁻¹ (données constructeur). Cependant ces anémomètres ont tous cassé les uns après les autres au cours de l'année. Lors de l'année 2011, il a donc été décidé de les remplacer par des anémomètres à coupelles A100R ou A100LK de la marque Campbell.

En plus de ces 6 couples d'instruments, une girouette a été installée au sommet du mât. Deux *FlowCapts* seconde génération de 1 m de long chacun ont également été installés, l'un entre 0 et 1 m au dessus du sol, l'autre entre 4,5 et 5,5 m de hauteur (Figure 56). Le chargement des batteries est assuré par 2 panneaux solaires ainsi qu'une éolienne FORGEN 500.



Figure 56 : photographie de la SMNA D17 avec à droite le mât de mesures, au centre le boîtier d'acquisition déporté sous le vent des vents principaux et à gauche la station énergie (crédit : Trouvilliez)

Une deuxième station, nommée SMNA PWS D17, a été installée également le 3 février 2010 à 20 m plus à l'Est. Cette station était équipée d'un détecteur de temps présent de la marque Campbell appelé PWS100, d'un anémomètre à coupelle NRG40C, d'une girouette NRG200P et d'un capteur de hauteur de neige SR50-A que ne possède pas la SMNA D17. Suite à des problèmes dans le programme d'acquisition et à l'alimentation de la station durant l'hiver austral, la station a été enlevée en décembre 2010.

La station qui a été utilisée pour choisir le point de mesures D17 est nommée « SMA D17 ». C'est la station la plus proche de la côte et elle se trouve à 300 m à l'Est des deux autres stations installées en 2010. C'est une SMA classique composée d'un anémo-girouette, d'un thermo-hygromètre dans un abri à ventilation naturelle et d'un capteur de hauteur de neige SR50-A. Trois stations sont ainsi installées sur 300 m le long de la route du Raid (Figure 57).

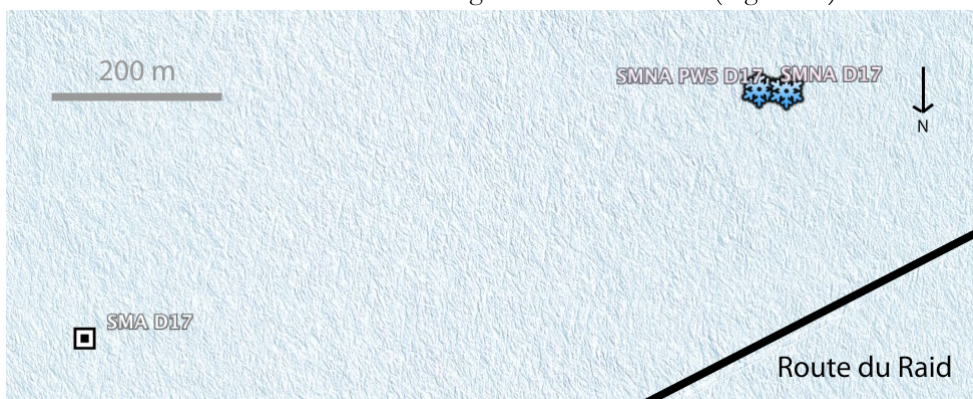


Figure 57 : la SMA D17 et les SMNA D17 et SMNA PWS D17 autour du point D17 par rapport à la route du Route du Raid (source : Google Earth)

La station au point D47

La station, nommée « SMNA D47 », est un portique sur lequel la vitesse et la direction des vents sont mesurées par un anémo-girouette Campbell 05103. La température et l'humidité sont acquises grâce à un thermo-hygromètre Vaisala. La hauteur du manteau neigeux est obtenue grâce à un capteur de hauteur de neige SR50-A. Deux *FlowCaps* seconde génération sont installés l'un au dessus de l'autre de 0 à 1 m et de 1 à 2 m (Figure 58).

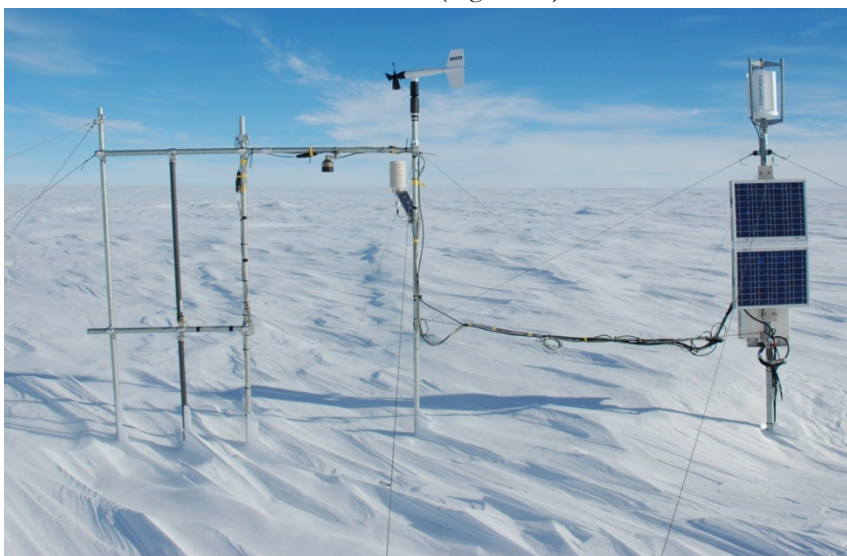


Figure 58 : photographie de la SMNA D47 avec à gauche le portique de mesures et à droite la station énergie (crédit : Trouvilliez)

La sauvegarde des données

Les mesures atmosphériques (vitesse et direction des vents, humidité, température) et de hauteur de neige sont acquises toutes les 10 s et leur moyenne demi-horaire est sauvegardée dans une centrale d'acquisition. D'autres variables sont également enregistrées comme la vitesse maximale (minimale) instantanée des vents sur la demi-heure. En plus de ces mesures, les variables propres aux instruments installés sont enregistrées. Dans le cas des *FlowCaps*, la vitesse et le flux de particules sont enregistrés pour chaque tube.

Une représentation synthétique des stations et de leur emplacement est disponible à la fin de cette section.

3.1.3 Les mesures filets ponctuelles

En plus de ces mesures automatiques qui répondent aux contraintes listées dans le précédent chapitre, j'ai mené des mesures filets durant l'été austral à la SMNA de D3 avec l'aide des personnes présentes sur place. Des hivernants ont également faits ce type de mesures lors de l'hiver à la station Dumont D'Urville.

3.1.3.1 Description des filets

Le faible coût et la facilité des mesures nous ont conduits à échantillonner des profils de flux lorsque cela était possible. Nous nous sommes inspirés des filets « papillons » utilisés dans de précédentes études et pour lesquels la comparaison avec un *Snow Particle Counter* avait donné de bons résultats (Cierco et al., 2007; Lehning et al., 2002; Naaim-Bouvet et al., 2010). La section d'entrée placée face au vent est de 15 cm par 4,5 cm avec un filet s'étirant sur 50 cm après la section d'entrée. Par contre, le type de tissu utilisé était différent. Les tissus utilisés dans la présente étude ont un maillage beaucoup plus fin (maximum 21 μm) que les précédents filets (61 μm) voir Figure 59.

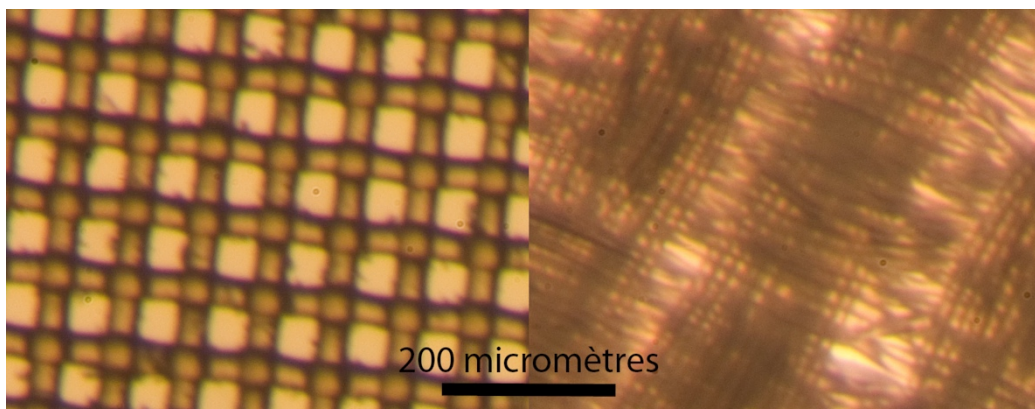


Figure 59 : photographie des deux types de filet utilisés dans la construction des filets papillons. A gauche, le filet utilisé lors de l'étude de (Cierco et al., 2007; Naaim-Bouvet et al., 2010). A droite, le filet utilisé pour les mesures en Antarctique (crédit : Trouvilliez)

Le filet avec un maillage plus fin permet de piéger les petites particules mais entraîne une perte de charge supplémentaire, le filet est donc moins aérodynamique. Une comparaison des mesures de flux de SPC avec des mesures filets avec une même surface d'entrée mais un tissu différent permettrait de mieux caractériser le type de filet à préconiser. Dans la suite de l'étude, nous supposerons que les filets ont une efficacité inférieure à 1 de part le changement de type de maille mais que cette efficacité est constante avec la hauteur.

3.1.3.2 Descriptif des mesures

Les filets peuvent être installés et enlevés rapidement. Le système d'attache permet un ajustement de la hauteur et de la direction des filets en fonction des épisodes. La durée de mesure des filets « papillons » se limite de 7 à 30 min, les observations de 30 min ayant une faible efficacité (Gordon et al., 2010). En effet le remplissage du filet va croissant, ce qui augmente sa résistance à l'écoulement et limite la porosité du tissu ; de plus la neige peut être sublimée ou fondre dans le filet.

La section d'entrée des filets est corrigée selon la direction moyenne des vents pendant la mesure par rapport à la direction d'installation des filets. Pour des raisons de logistique et de sécurité, seule la partie entre CP et D3 pouvait être instrumentée. Nous avons donc décidé de faire six mesures filets à D3 sur le montant des *FlowCpts* première génération pour évaluer le profil obtenu avec les *FlowCpts* et celui obtenu avec les filets durant l'été austral (Figure 60). Les mesures de flux de 30 min avec les filets étaient synchronisées avec les enregistrements des *FlowCpts*.

3.1.3.1 Erreur de la mesure

Le calcul de l'incertitude d'après la différentielle de l'équation (équation 62) est :

$$\frac{\Delta\mu}{\mu} = \frac{\Delta P_p}{P_p} + \frac{\Delta S_p}{S_p} + \frac{\Delta t_p}{t_p} \quad (73)$$

Avec μ le flux de neige en $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, P_p le poids de neige à l'intérieur du piège en g, S_p la surface active de la section d'entrée en m^2 et t_p le temps d'exposition des pièges en s.

Le poids de neige varie grandement avec les mesures. Le poids caractéristique va être pris égal à la moyenne des poids de neige des mesures considérées et vaut 51 g. L'erreur sur le poids de mesure à 0,1 g d'après les caractéristiques de la balance à laquelle on ajoute 2 g pour la neige piégée dans les mailles qui n'a pu être enlevée. L'erreur relative due au poids est ainsi de 4 %.

L'erreur sur la surface de mesure dépend de la construction du filet et de son orientation en fonction de la vitesse des vents. Nous supposons que l'erreur dans la construction du filet est de 0,2 cm sur la hauteur et la largeur. Nous supposons également que la différence entre la direction des filets supposée et réelle est de 5 °. L'erreur relative sur la surface d'entrée se trouve ainsi de 15 %.

Enfin, le temps caractéristique de la mesure est de 30 minutes. L'erreur sur le délai de fermeture des filets est estimée à 5 s, le temps de fermer les surfaces d'entrée. L'erreur relative due à la fermeture des filets est non nulle mais très faible par rapport aux autres erreurs relatives.

L'incertitude sur les flux mesurés par les filets, en ne prenant pas en compte l'efficacité, correspond ainsi à une erreur relative de 19 %.



Figure 60 : photographie des 6 niveaux de mesure filet à la SMNA D3 sur le support des FlowCaps première génération (crédit : Trouvilliez)

3.1.4 Récapitulatif des mesures

Les mesures réalisées dans le cadre de la campagne ICNES sont synthétisées dans la Figure 61. La Table 9 récapitule l'emplacement des mesures et les variables enregistrées. Les hauteurs fournies le sont au moment de l'installation des stations. Elles sont sujettes à variation avec le changement de hauteur du manteau neigeux.

Les stations, leurs emplacements et leurs instrumentations ont été décrits en détails. Ces stations ont fonctionné dans l'ensemble sur plusieurs années. Nous allons maintenant nous attacher à présenter les résultats de ces mesures.

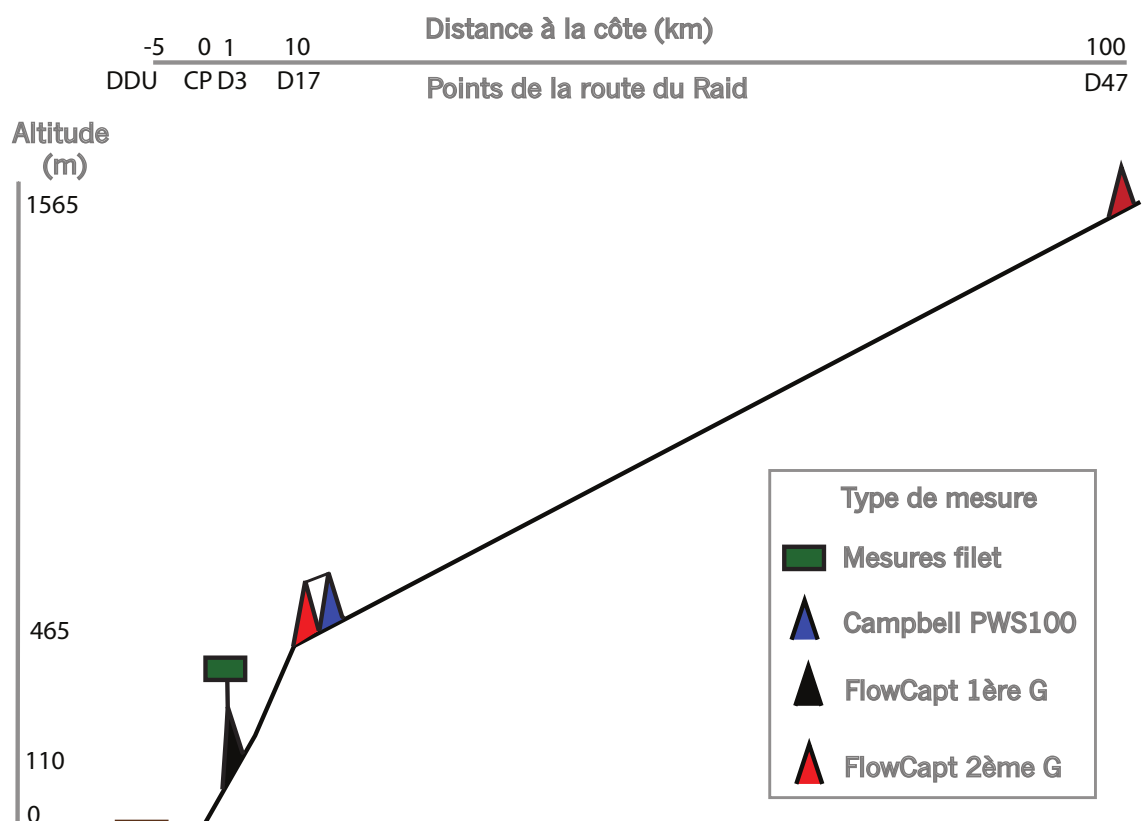


Figure 61 : Les mesures de transport de neige par le vent présentées dans cette thèse aux différents points le long de la route du Raid en Terre Adélie lors de la campagne ICNES 2009-2012

Table 9 : récapitulatifs des stations installées sur le continent Antarctique et de leurs caractéristiques

Point d'emplacement	D3	D17	D47
Nom de la station	SMNA D3	SMNA D17	SMNA D47
Emplacement GPS et altitude	66.694 S, 139.898 E, 110 m	66.724 S, 139.706 E, 465 m	67.393 S, 138.709 E, 1565 m
Date installation	Février 2009	Février 2010	Janvier 2010
Bilan de masse de surface	Zéro	Positif	Positif
Mesures de transport	<i>FlowCapt</i> première génération de 0-1 m, 1-2 m et 2-3 m	<i>FlowCapt</i> seconde génération de 0-1 m et de 4.5-5.5 m (2010)	<i>FlowCapt</i> seconde génération de 0-1 m et 1-2 m
Mesures atmosphériques	Vitesse des vents (2 m) Direction des vents (2 m) Température (1.5 m) Hauteur de neige	6 niveaux de vitesse de vent et de température (de 1 m à 7 m) Direction des vents (7 m) Hauteur de neige mesurée à 20 m des mesures de transport et des autres mesures atmosphériques (2010)	Vitesse des vents (2 m) Direction des vents (2 m) Température (1.8 m) Hauteur de neige
Mesures ponctuelles	Filets papillon		

3.2 Les résultats de l'observatoire de neige transportée par le vent

3.2.1 Les différences de fonctionnement des *FlowCapts* entre les Alpes et l'Antarctique

La capacité des *FlowCapts* à détecter et quantifier les événements de transport a été présentée pour le site du Col du Lac Blanc dans les Alpes françaises. Il existe des différences de conditions et de mesures entre le Col du Lac Blanc et l'Antarctique qui peuvent modifier les données fournies par les capteurs. Nous allons donc caractériser ces différences et voir l'impact qu'elles peuvent avoir sur les valeurs des *FlowCapts*.

3.2.1.1 L'influence du type de particule de neige

L'une des principales différences est le type de transport. Au Col du Lac Blanc, près de 40% des épisodes de transport se passent en même temps qu'une précipitation (Vionnet et al., 2012). En Antarctique, la force des vents et la longueur des épisodes décrits dans la littérature laissent penser que ce pourcentage sera plus faible. Cette hypothèse est confirmée par les précédentes études météorologiques faites sur le continent Antarctique (Prud'homme and Valtat, 1957). Les particules transportées n'auront donc pas exactement la même structure en Antarctique et dans les Alpes.

Les instruments acoustiques et piézo-électriques, dont le *FlowCapt* fait partie, n'ont pas la même réponse suivant le type de grains (Cierco et al., 2007). Pour une même mesure de vitesse, les particules denses (comme celles issues d'un transport de neige par le vent sans précipitations) génèrent un signal plus important que les particules moins denses (comme celles issues des précipitations). Les précipitations étant plus fréquentes dans les Alpes, les conclusions tirées précédemment dans le chapitre II sur les flux sont une borne inférieure des flux qui peuvent être mesurés en Antarctique.

3.2.1.2 L'enterrement partiel et total des *FlowCapts*

La deuxième différence principale est l'enterrement progressif ou total des *FlowCapts*. En Antarctique, au cours de la saison, le *FlowCapt* que nous appelons inférieur, c'est à dire le *FlowCapt* qui est en contact avec le sol, est plus ou moins enterré suivant les variations de hauteur du manteau neigeux. Lors de la comparaison au Col du Lac Blanc, le *FlowCapt* seconde génération a toujours été hors du manteau neigeux.

L'enterrement total

Tout d'abord, il faut vérifier que le *FlowCapt* inférieur n'est pas totalement enterré au cours de la saison, ce qui peut être fait grâce aux capteurs de hauteur au SMNA D3 et D47 (Figure 62). Si cette hauteur devient négative, alors le capteur est complètement enterré.

Dans le cas de la SMNA D17, les hauteurs sont obtenues grâce à la station SMNA PWS D17 située 20 m plus à l'Est. Cette dernière a eu des problèmes d'alimentation en hiver et seule une partie des valeurs est disponible de Mai à Octobre 2010. Il n'est pas possible d'utiliser les données de hauteur de neige de la SMA D17 située 300 m plus au sud notamment du fait des passages de formations éoliennes fréquentes en Antarctique, les sastrugi. Cet argument est également valable pour des mesures espacées de 20 m. Les hauteurs supérieures des *FlowCapts* par rapport au manteau neigeux pour les stations peuvent ainsi être tracées pour les périodes de fonctionnement des capteurs sauf pour la tour de D17 où aucune mesure de hauteur n'a été obtenue suite à la désinstallation de la SMNA PWS D17 en janvier 2011

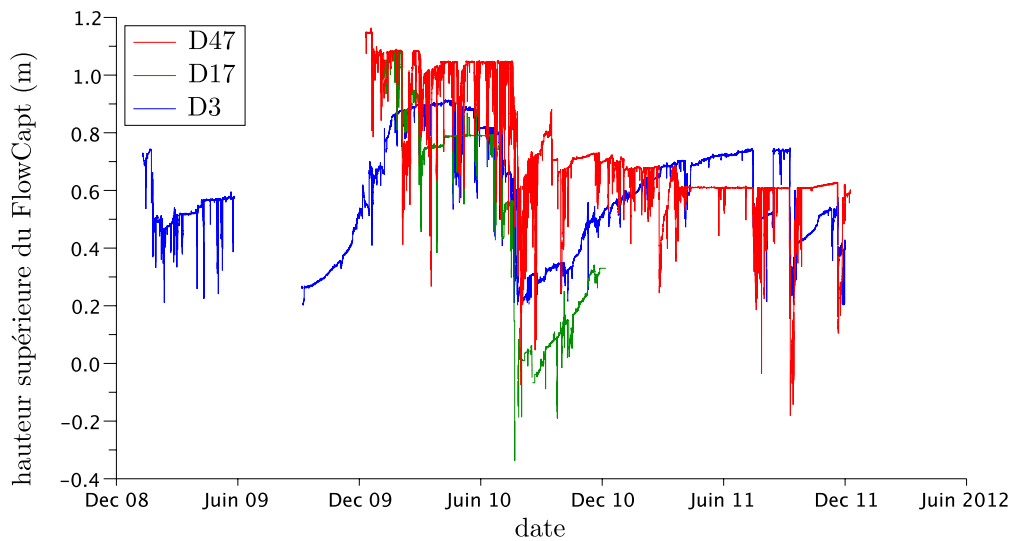


Figure 62 : hauteur supérieure des *FlowCpts* inférieurs par rapport au manteau neigeux pour les SMNA de D3, D17 et D47

Hormis une brève période à D47 qui correspond à moins de 2 jours en cumulé, et une autre à D17 d'un peu plus de 18 jours en cumulé, les *FlowCpts* inférieurs ne sont jamais totalement enterrés. Pour l'année 2011, aucune donnée de hauteur de la station SMNA D17 n'est disponible mais l'accumulation moins forte lors de cette année laisse penser que le *FlowCapt* inférieur n'est que partiellement enterré.

L'enterrement partiel

Une partie de la surface sensible des capteurs est quasiment toujours en contact avec l'atmosphère. La détection des particules peut donc être supposée valable, la pression acoustique étant mesurable. L'enterrement partiel va par contre avoir un effet sur la quantification du flux par les *FlowCpts*. Trois points sont notables :

- tout d'abord, la calibration du capteur ne changerait pas avec son enterrement partiel (Chritin, com. pers.). La fonction qui relie le flux au signal serait toujours la même avec les mêmes valeurs de constante ;
- sur les tubes de 1 m de longueur, les 30 premiers centimètres les plus proches du microphone sont plus sensibles à la quantité de mouvement des particules que le reste du tube et ce d'environ 30% (Chritin, com. pers.). La longueur 1 m représente la longueur critique avant que la différence entre la pression acoustique exercée à une extrémité ou l'autre du tube soit trop importante pour le traitement actuellement utilisé ;
- Plus la surface exposée diminue, plus le flux mesuré par les *FlowCpts* va diminuer.

Pour toutes les SMNAs utilisant des *FlowCpts*, les extrémités où se trouve le microphone sont les plus proches du manteau neigeux. La partie enterrée est la plus sensible. Cela entraînera une sous-estimation des flux sur la longueur émergée par rapport à la calibration initiale du constructeur qui montre déjà une sous-estimation des flux supérieurs à $20 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Cette deuxième sous-estimation est difficile à quantifier et une étude sur la variation de réponse du flux en fonction de l'ensevelissement du capteur pourra être menée à l'avenir.

Par la suite, nous supposons que les capteurs partiellement enterrés continuent de bien détecter l'événementiel de transport et que les flux enregistrés par les *FlowCpts* seconde génération partiellement enterrés sont sous-estimés.

3.2.1.3 Les quantités transportées en Antarctique

L'erreur des FlowCpts première génération

Dans le chapitre II, nous avons vu que les *FlowCpts* première génération surestimaient grandement les flux mesurés. Si nous observons les profils de flux mesurés par les *FlowCpts* de D3, près de 85% des profils de flux sont croissants avec la hauteur. Cette tendance a également été observée à Terra Nova Bay (Scarchilli et al., 2010). Pour confirmer l'hypothèse de surestimation des *FlowCpts* première génération, des mesures filets ont été conduites en même temps sur le même support des *FlowCpts* à D3 (Figure 63).

Le profil croissant avec la hauteur des *FlowCpts* est bien un artefact de la première génération. La tendance des *FlowCpts* à surestimer plus fortement les faibles flux que les flux importants explique un tel comportement. Il n'est donc pas possible de se baser sur cette génération de capteurs pour estimer une quelconque valeur de flux ou de son comportement.

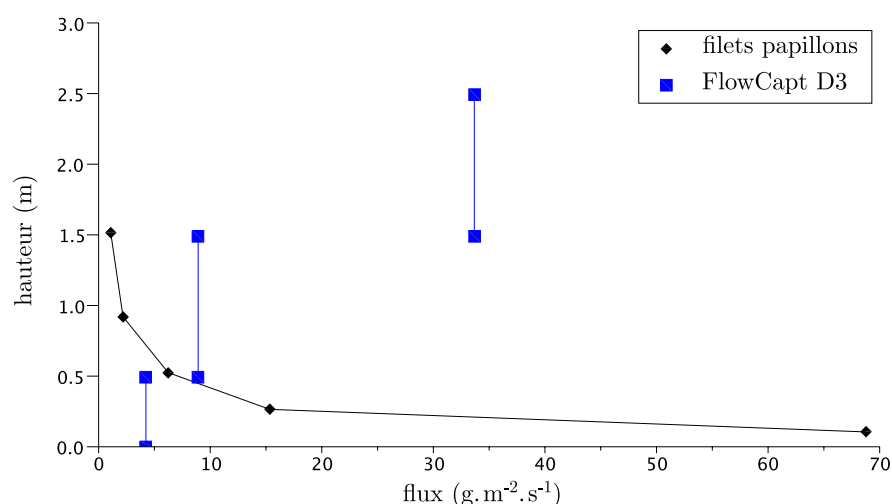


Figure 63 : flux mesurés par 5 niveaux de filet à papillon et par 3 tubes FlowCapt de première génération au point D3 le 18 janvier 2010 de 18h30 à 19h

La dynamique en fonction de la vitesse des vents

Nous avons également vu que les *FlowCpts* seconde génération avaient une bonne dynamique du flux en fonction de la vitesse des vents qu'ils soient partiellement enterrés ou non. En Antarctique, nous n'avons pu comparer cette dynamique avec un autre instrument mais nous pouvons néanmoins le faire en fonction des paramétrisations précédemment établies, notamment celles concernant le taux de transport.

De nombreuses paramétrisations du taux de transport en fonction de la vitesse des vents existent (Budd et al., 1966; Dingle and Radok, 1961; Kobayashi, 1978; Lorius, 1962; Mann et al., 2000; Takahasi, 1985). La majorité de ces lois ont été établies pour une intégration sur une hauteur déterminée. La hauteur d'intégration qui nous intéresse est de deux mètres. Les formulations fournissent le taux de transport sur une hauteur intégrative de dix mètres au minimum pour la plupart. Nous allons donc utiliser les valeurs fournies dans l'annexe E du projet Byrd (Budd et al., 1966) et comparer ces valeurs intégratives des flux de 0 à 2 m de hauteur obtenus par les « fusées Mellors » à celles obtenues par les *FlowCpts* seconde génération à D47 (Figure 64).

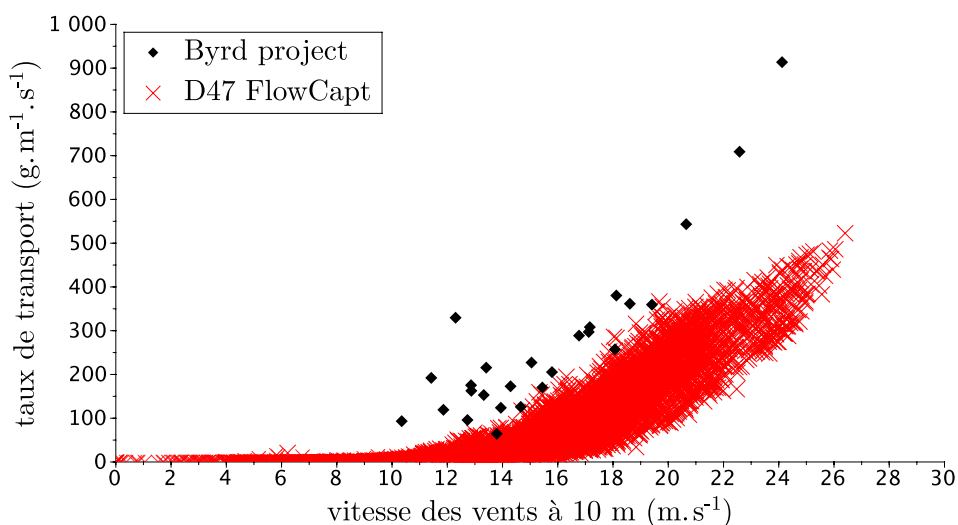


Figure 64 : taux de transport de 0 à 2 m de hauteur obtenus à la station Byrd en 1966 et au point D47 par les *FlowCapts* seconde génération

Les « fusées Mellors » sous estiment le taux de transport (Budd et al., 1966). Les taux de transport obtenus par cette méthode sont supérieurs aux flux des *FlowCapts* seconde génération de près de 100% en moyenne. Ce qui, supposant la même dynamique du transport en fonction de la vitesse des vents, confirmerait l'hypothèse d'une sous-estimation des *FlowCapts* seconde génération obtenue dans les Alpes. Cette sous-estimation est d'autant plus grande que la vitesse des vents est forte. La valeur de flux fournie par les *FlowCapts* seconde génération en Antarctique est donc bien une borne inférieure de flux et du taux de transport.

3.2.2 Variations de la vitesse de frottement seuil et de la hauteur de rugosité

Les *FlowCapts* seconde génération permettent de déterminer l'occurrence de transport et la vitesse des vents obtenue par les anémomètres au moment de l'établissement du transport. Nous rappelons que les *FlowCapts* seconde génération sous-estiment l'événementiel des flux inférieurs à $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et donc peuvent manquer le début de l'épisode et de ce fait la vitesse de frottement seuil exacte (cf. chapitre II).

3.2.2.1 Détermination de la vitesse de frottement seuil

La vitesse de frottement, qui est une expression pratique de la contrainte de cisaillement de l'air, peut s'obtenir de différentes manières. Elle peut être obtenue par une mesure directe de la contrainte de cisaillement à la surface lorsqu'aucun transport n'est présent (Nishimura and Hunt, 2000; Nishimura et al., 1998). D'autres méthodes utilisent la vitesse des vents :

- elle peut être calculée à partir de la méthode d'« eddy corrélation » à partir d'un anémomètre sonique qui mesure la vitesse des vents en trois dimensions :

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (74)$$

où u' et w' sont les composantes turbulentes horizontale et verticale respectivement de la vitesse des vents comme utilisées par (Nishimura and Nemoto, 2005) ;

- elle peut également être calculée à partir de la méthode dite du profil. En supposant que la vitesse des vents varie linéairement avec le logarithme de la hauteur, les valeurs de vitesse moyenne de vent à différentes hauteurs permettent de calculer la vitesse de frottement :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln z - \frac{u_*}{k} \ln z_0 \quad (75)$$

Au moins deux valeurs de hauteur sont nécessaires pour obtenir ce profil :

$$\bar{u}(z_1) - \bar{u}(z_2) = \frac{u_*}{k} (\ln(z_1) - \ln(z_2)) \quad (76)$$

L'ordonnée à l'origine permet de calculer la hauteur de rugosité associée connaissant la vitesse de frottement ;

- enfin la vitesse de frottement peut également être déduite à partir d'une mesure de vitesse moyenne de vent à une hauteur donnée. Il faut dans ce cas faire une hypothèse sur la valeur de la hauteur de rugosité notée z_0 comme réalisé par (Bintanja et al., 2001; Leonard et al., 2011) :

$$u_* = \frac{\bar{u}(z) * k}{\ln \frac{z}{z_0}} \quad (77)$$

Différentes valeurs de vitesse des vents sont utilisées dans les études. Les valeurs peuvent être instantanées (Leonard et al., 2011) ou bien moyennées sur une durée plus ou moins longue (Bintanja et al., 2001; Mann et al., 2000; Nishimura and Nemoto, 2005). Plus la durée utilisée pour moyenniser la vitesse des vents est importante, plus l'incertitude sur la valeur de vitesse de frottement seuil risque d'être importante. Il faut cependant s'assurer que le profil de vitesse de vent est logarithmique pour calculer la vitesse de frottement. Ce profil de vitesse de vent est un profil moyen obtenu par la décomposition de Reynolds et de la K-théorie en supposant la neutralité de l'atmosphère ($\partial\theta/\partial z = 0$). L'opération de moyenne se doit de porter sur une période suffisamment longue pour filtrer les fluctuations turbulentes. En pratique il est nécessaire de faire la moyenne des vitesses instantanées sur une période de l'ordre de 30 min et de vérifier l'existence du profil logarithmique (Stull, 1988).

Une fois la vitesse de frottement déterminée, il faut déterminer le moment où le transport débute (pour obtenir la vitesse de frottement seuil de départ) et le moment où le transport s'arrête (pour calculer la vitesse de frottement seuil de maintien). La détermination de début et d'arrêt de transport varie suivant les études et les instruments utilisés (Shao, 2008).

Les instruments utilisés vont pouvoir détecter le flux à partir d'une valeur seuil et à une hauteur donnée. Plus la hauteur à laquelle le flux détecté est grande, plus la vitesse de frottement seuil est surestimée. En effet, il faut une vitesse de vent plus importante, donc une valeur de vitesse de frottement plus haute, pour amener des particules à une hauteur plus importante. La différence de détection entre des hauteurs de 0,05 m et 1 m est significative (Nishimura and Nemoto, 2005). Lorsque la vitesse seuil dépasse une valeur importante, les particules diffusent rapidement dans l'atmosphère et la différence de hauteur de détection sur des valeurs moyennées sur 30 min entre 1 et 2 m de hauteur joue peu (Gordon et al., 2010).

Les principales valeurs de vitesse de frottement seuil obtenues en Antarctique ainsi que leurs méthodes d'obtention sont synthétisées dans la Table 10. Les valeurs de vitesse de frottement seuil nécessaires au déclenchement du transport (vitesse de frottement seuil de déclenchement) et celles nécessaires à son maintien (vitesse de frottement seuil de maintien) sont présentées lorsqu'elles sont disponibles. Les lieux des emplacements de mesures sont décrits plus en détail dans l'annexe A.

Table 10 : valeur moyenne de la vitesse de frottement seuil de déclenchement dans les campagnes antarctiques et la vitesse de frottement seuil de maintien lorsqu'elle est disponible ainsi que l'instrument, la hauteur de détection et la méthode utilisées pour calculer ces vitesses

Lieu de mesures	Technique utilisée	Capteur et hauteur de mesures	Valeur moyenne
Station Halley (Mann et al., 2000)	Monin-Obukhov, une hauteur de vitesse $z_0 \approx 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ m}$ Vent moy 30min	Optique compteur de particules 3 m	$u_{*td} = 0,36 \text{ m.s}^{-1}$ $u_{*tm} = 0,26 \text{ m.s}^{-1}$
Station Svea (Bintanja et al., 2001)	Monin-Obukhov, une hauteur de vitesse $z_0 \approx 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}$ Vent moy 30min	Impact piézo-électrique 0,2 m	$u_{*td} \approx 0,3 \text{ m.s}^{-1}$
Station Mizuho (Nishimura and Nemoto, 2005)	Eddy corrélation Vent moy 10min	Optique de mesure de flux 0,05 m	$u_{*td} = 0,2 \text{ m.s}^{-1}$
Station McMurdo (Leonard et al., 2011)	Monin-Obukhov, une hauteur de vitesse $z_0 = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ Vent instantané	Optique compteur de particule et piézo- électriques 0,08 m	$u_{*td} = 0,2 - 0,3 \text{ m.s}^{-1}$

Aucune de ces études n'utilise des données issues des *FlowCaps*. L'avantage de ces instruments réside dans leur capacité à être partiellement enterrés ce qui permet la détection du départ du transport dans la couche de saltation. Les valeurs utilisées dans le calcul de la vitesse seront les valeurs de flux et de vitesse moyennées sur 30 min. La vitesse de frottement de seuil de départ est calculée dès que le flux mesuré par le *FlowCapt* au contact du sol dépasse la valeur de $0,001 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Lorsque le flux retrouve une valeur nulle, la vitesse de frottement de maintien est alors calculée.

3.2.2.2 La vitesse de frottement seuil à D17

A la SMNA D17, la méthode par profilage de la vitesse des vents peut être utilisée. Il faut que les hypothèses conduisant à l'équation 75 soient bien vérifiées. En particulier, l'atmosphère doit se trouver dans un état neutre. D'après les valeurs de température issues des mesures de la SMNA D17, la stratification de l'atmosphère est presque toujours suffisamment peu stable pour pouvoir faire l'hypothèse de l'état neutre avec une moyenne des gradients de température demi-horaires de $0,1 \text{ }^\circ\text{C.m}^{-1} \pm 0,1$ au cours des années 2010 et 2011 entre 1 et 5 m de hauteur. Seules quelques demi-heures lors de l'été austral possèdent une structure instable et aucune de ces valeurs ne correspond à un départ ou un arrêt de transport.

Enfin, il faut également que les anémomètres soient cohérents dans leur fonctionnement et leur calibration pour permettre un bon profilage. Les valeurs de vitesse moyenne utilisées pour définir le profil toutes les demi-heures permettant le calcul de la vitesse de frottement seuil sont :

- lors de l'année 2010, les valeurs de vitesse des 4 anémomètres intermédiaires NRG40C entre février et juin 2010 ;
- lors de l'année 2011, les valeurs de vitesse des 4 anémomètres supérieurs A100R.

A chaque demi-heure, la vitesse de frottement peut-être calculée d'après les quatre valeurs de vitesse suivant la hauteur par régression linéaire. La hauteur précise des instruments n'est pas nécessaire, il faut seulement connaître la différence de hauteur entre les anémomètres. Les vitesses de frottement seuil peuvent ainsi être déterminées sur l'année 2010 et 2011. Seules les valeurs dont la régression linéaire a un coefficient de détermination supérieur à 0,98 sont conservées. L'intervalle de confiance par rapport à l'écart des points à la droite de régression est déterminé pour chaque mesure de vitesse seuil (Wilkinson, 1984) :

$$\delta u_* = \pm k * \delta a_{pe} = \pm k * \frac{t_s}{\sqrt{N_a - 2}} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \sqrt{1 - R^2} \quad (78)$$

Avec δu_* les limites de l'intervalle de confiance de la vitesse de frottement en $m.s^{-1}$, a_{pe} la pente de la droite de régression, δa_{pe} les limites de l'intervalle de confiance sur la pente de la droite de régression, t_s le paramètre de Student, N_a le nombre d'anémomètres supérieur ou égal à 2 utilisés pour la régression, σ_x et σ_y l'écart-type de la vitesse des vents et du logarithme népérien de la hauteur respectivement et R_2 le coefficient de détermination de la droite.

Plus le nombre d'anémomètres est important, plus l'intervalle de confiance sera faible. (Wilkinson, 1984) montre que le rapport de $t_s/\sqrt{N_a - 2}$ pour un intervalle de confiance à 95 % varie de $+\infty$ pour 2 anémomètres à 1,39 pour 6 anémomètres. Ce rapport est de 3,04 pour 4 anémomètres.

Les précipitations vont avoir un effet sur la vitesse de frottement seuil : la vitesse de frottement seuil ne renseigne pas sur la contrainte de cisaillement à la surface qui déclenche le transport en présence de chutes de neige. La définition de vitesse de frottement seuil en présence de précipitations ne s'applique donc pas. Pour évaluer la vitesse seuil de frottement des particules du manteau neigeux, nous allons prendre en compte uniquement les épisodes où il n'y a pas eu de chutes de neige. Pour ce faire, nous allons utiliser les données de ERA interim du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme, les instruments n'étant pas capable de faire la différence entre chutes de neige et reprises de particules. Ces prévisions nous semblent les plus fiables car elles allient des observations à des modélisations. Les vitesses de frottement seuil détectées concomitamment à une précipitation pourront ainsi être écartées.

Les résultats pour les années 2010-2011 sont présentés dans la Table 11. La distribution des valeurs de vitesse de frottement seuil de départ et de maintien est gaussienne et nous considérons que ces vitesses sont indépendantes les unes des autres. L'intervalle de confiance à 95 % de la valeur moyenne, noté $\delta \bar{u}_{*t}$, peut ainsi être calculé comme la moyenne quadratique des intervalles de confiance des valeurs de vitesse de frottement seuil, notés δu_{*ti} , d'après la méthode GUM (*Guide to the expression of Uncertainty in Measurements*) :

$$\delta \bar{u}_{*t} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta u_{*ti}^2} \quad (79)$$

Avec N le nombre de valeurs de vitesse de frottement considérée.

Table 11 : vitesses de frottement seuil de déclenchement moyenne et de maintien moyenne durant les années 2010 et 2011 à la SMNA D17 avec les limites de l'intervalle de confiance à 95 %. Le nombre d'épisodes enregistrés est présenté ainsi que le nombre de valeurs de vitesses de frottement seuil qui a pu être calculé à partir du profil et qui se produisent sans précipitations

	Nb épisodes	Nb u_{*td}	Nb u_{*tm}	Moyenne u_{*td} en $m.s^{-1}$	Moyenne u_{*tm} en $m.s^{-1}$
2010-2011	483	165	180	$0,48 \pm 0,09$	$0,41 \pm 0,09$

Le transport de particules a un impact sur le profil de vitesse des vents. En effet, les particules dans l'atmosphère augmentent la densité de l'air et de ce fait stabilisent l'atmosphère. L'effet de cette stabilisation est similaire à l'effet d'une stabilisation thermique de la couche limite. Près de 80 % des profils lors de l'initialisation ou de l'arrêt du transport en 2011 avec des anémomètres fiables suivent un profil logarithmique, c'est à dire avec un coefficient de détermination supérieur à 0,98. Cela suppose que l'effet de la stratification de l'atmosphère due aux particules ne joue pas un rôle prépondérant dans le calcul de la valeur de vitesse de frottement seuil.

Les vitesses seuils sont comprises dans une large gamme de valeurs allant de $0,15 \pm 0,05$ à $0,78 \pm 0,09$ $m.s^{-1}$ pour les vitesses de déclenchement et de $0,05 \pm 0,02$ à $0,65 \pm 0,09$ $m.s^{-1}$ pour les vitesses de maintien (Figure 65). Les valeurs se situent dans l'ordre de grandeur de la littérature mais

sont globalement plus élevées. L'écart-type est important, de $0,12 \pm 0,03 \text{ m.s}^{-1}$ et $0,13 \pm 0,03 \text{ m.s}^{-1}$ pour la vitesse de frottement de départ et de maintien respectivement. Le calcul de l'intervalle de confiance à 95 % de l'écart-type de la vitesse de frottement, noté $\delta\sigma(u_{*t})$, se fait en propageant les limites de l'intervalle de confiance de chaque vitesse de frottement, δu_{*ti} en suivant la méthode GUM (voir annexe B pour le détail des calculs) :

$$\delta\sigma(u_{*t})^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial\sigma(u_{*t})}{\partial u_{*ti}} \right)^2 \delta u_{*ti}^2 \quad (80)$$

$$\delta\sigma(u_{*t}) = \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\frac{u_{*ti} - \bar{u}_{*t}}{N\sigma(u_{*t})} \right)^2 \delta u_{*ti}^2} \quad (81)$$

Avec N le nombre de valeurs de vitesse de frottement u_{*t} , $\partial\sigma(u_{*t})/\partial u_{*ti}$ la dérivée partielle de la fonction de l'écart-type des vitesses de frottement en fonction de la vitesse de frottement i.

Ces écart-types importants qui prennent en compte l'erreur de mesure sont une conséquence des variations de l'état du manteau neigeux. Une différence est notable entre les valeurs de vitesse de frottement seuil de départ et de maintien. Cependant pour pouvoir conclure, il faut étudier les épisodes un par un et déterminer la dynamique de l'épisode sans chutes de neige.

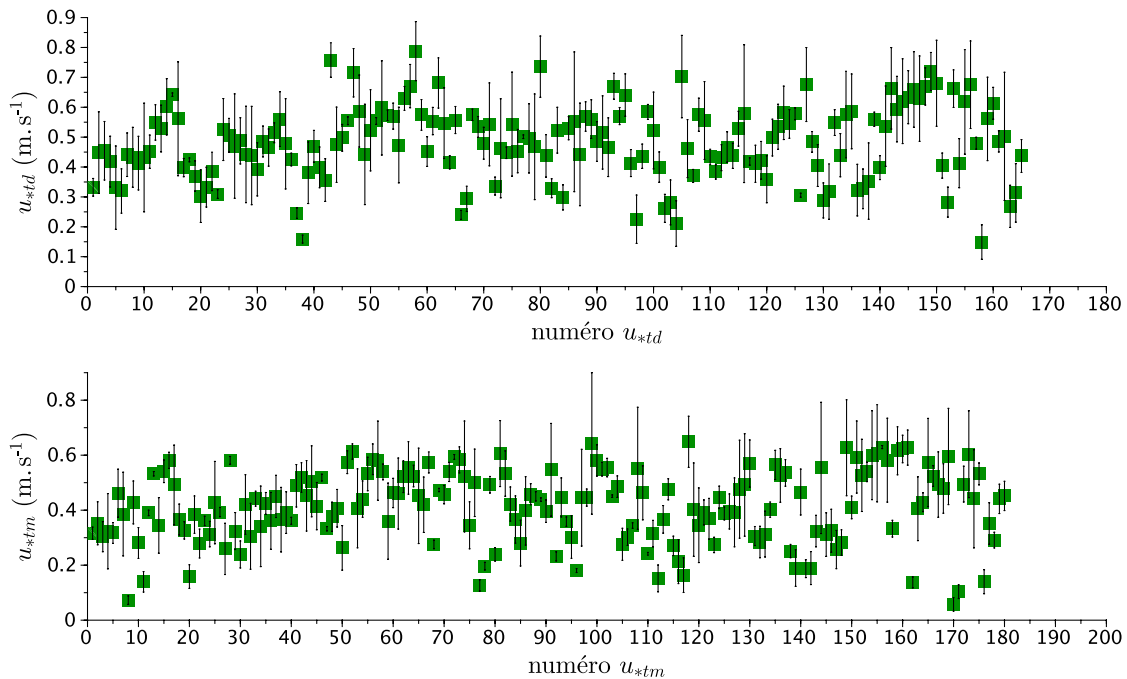


Figure 65 : les vitesses de frottement seuil de départ (haut) et de maintien (bas) lors des années 2010 et 2011 à la SMNA D17. Les barres noires représentent l'intervalle à 95 % de confiance de la valeur de la vitesse d'après la formulation de (Wilkinson, 1984)

3.2.2.3 La hauteur de rugosité

Pour déterminer la hauteur de rugosité, nous allons nous baser sur la méthode de profilage qui nécessite dans ce cas la connaissance de la hauteur exacte des instruments.

A la SMNA D17, les hauteurs sont déduites à partir des mesures du capteur de hauteur de neige installé sur la SMNA PWS D17 situé 20 m à l'Est. Cette station a fonctionné de manière intermittente en hiver. Seules les périodes où les hauteurs des instruments sont disponibles sont

considérées pour le calcul de rugosité. L'intervalle de confiance est déterminé pour chaque mesure de hauteur rugosité d'après la formulation de (Wilkinson, 1984) :

$$\delta z_0 = \pm z_0 \frac{\delta a_{pe}}{a_{pe}} \sqrt{x_{rms}^2 - \ln(z_0)^2} \quad (82)$$

Avec δz_0 les limites de l'intervalle de confiance de la hauteur de rugosité en m et x_{rms} la moyenne quadratique du logarithme népérien de la hauteur. Cet intervalle peut être très important, bien plus que celui sur la vitesse de frottement seuil. (Wilkinson, 1984) recommande l'utilisation d'un intervalle de confiance à 80 % ou moins pour obtenir des limites qu'il qualifie de « raisonnables ». Nous allons donc utiliser un intervalle de confiance de 80 % pour le calcul de limite de la hauteur de rugosité, ce qui fait passer la valeur de $t_s/\sqrt{N_a - 2}$ à 1.33 pour quatre anémomètres. La hauteur de rugosité varie de plusieurs ordres de grandeurs au cours de l'année étudiée (Figure 66).

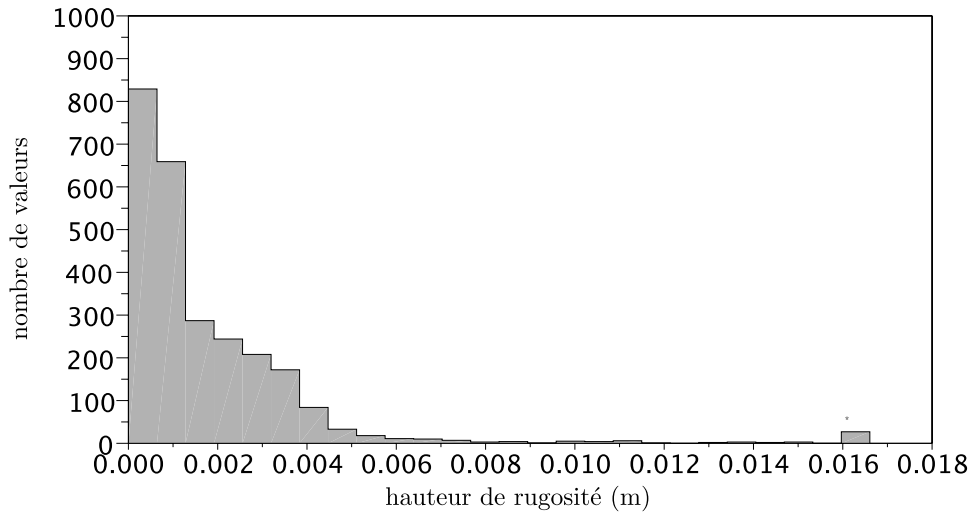


Figure 66 : distribution des valeurs de hauteur de rugosité calculées sur les mois de février à mai 2010 à la SMNA D17. La dernière valeur représente toutes les hauteurs de rugosité supérieure à 0,016 m. La valeur maximale atteint $8,2 \cdot 10^{-2}$ m, la valeur minimale $2 \cdot 10^{-6}$ m

De telles variations ont été précédemment mises en évidence à la station Amundsen-Scott (Jackson and Carroll, 1978). Ces écarts importants sont dus, en Antarctique, aux variations de hauteur des sastrugi, principales structures éoliennes, et à la direction des vents. En effet, les sastrugi sont profilés suivant une direction moyenne de vent et tout changement de la direction des vents va provoquer une augmentation du coefficient de traînée des sastrugi et augmenter la hauteur de rugosité. (Andreas, 1995). La valeur moyenne de hauteur de rugosité est de $1,9 \cdot 10^{-3} \pm 0,6 \cdot 10^{-3}$ m pour un intervalle de confiance à 80 %. L'incertitude de la hauteur de rugosité a été calculée en calculant à nouveau la moyenne quadratique des incertitudes de chaque valeur de hauteur de rugosité. Cette valeur est d'un ordre de grandeur plus important que les mesures obtenues sur la glace de mer (Mann et al., 2000) ou bien sur les stations dont l'altitude est supérieure à 2000 m (Budd et al., 1966; Nishimura and Nemoto, 2005). Elle est proche de la valeur $1 \cdot 10^{-3}$ m obtenue à station Svea située à 1250 m d'altitude (cf. chapitre II).

3.2.2.4 La vitesse de frottement seuil à D3 et D47

Pour les SMNAs D3 et D47, seule la technique supposant la hauteur de rugosité et connaissant la hauteur de la mesure de la vitesse moyenne des vents peut être appliquée. En effet aucun profil d'anémomètre n'est disponible. Il n'existe pas relation physique entre la hauteur de rugosité et la vitesse de frottement (Andreas, 2011). Nous allons donc prendre une valeur fixe de hauteur de rugosité. Cette valeur est égale à la moyenne de la hauteur de rugosité de la SMNA D17 : $1,9 \cdot 10^{-3}$ m. Lorsqu'il sera nécessaire de supposer une hauteur de rugosité dans ce mémoire par la suite, celle-ci

sera utilisée. Les vitesses de frottement seuils pour D3 et D47 peuvent être calculées en ne prenant en compte que les valeurs où il n'y a pas de chutes de neige d'après les données de ERA interim (Figure 67).

Les vitesses de frottement ont des ordres de grandeurs comparables à celles précédemment observées pour la SMNA D17. Le départ de 50 % des épisodes se situe entre 0,3 et 0,45 m.s⁻¹ ce qui est cohérent avec les valeurs de la littérature.

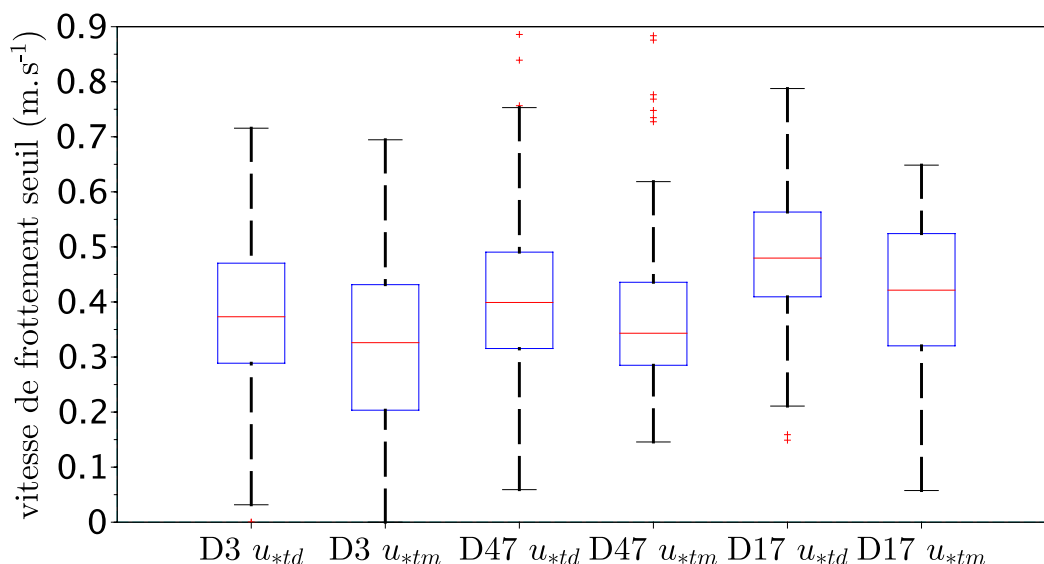


Figure 67 : boîtes à moustache des vitesses de frottement seuil de déclenchement u_{*td} et de maintien u_{*tm} sans chutes de neige associées pour les SMNAs D3 (à gauche) et D47 (à droite) en supposant la hauteur de rugosité égale à $1,9 \cdot 10^3$ m. A titre de comparaison, les valeurs de la SMNA D17, qui ne demandent pas d'hypothèse sur la hauteur de rugosité, sont représentées en ne considérant pas leurs intervalles de confiance. La barre rouge représente la médiane. La borne inférieure de la boîte ($0,3 \text{ m.s}^{-1}$ pour u_{*td} à D3, premier quartile noté $Q1$) correspond à la valeur maximale des 25 % des vitesses de frottement seuils les plus basses. La borne supérieure de la boîte ($0,48 \text{ m.s}^{-1}$ pour u_{*td} à D3, troisième quartile noté $Q3$) correspond à la valeur maximale des 75 % des vitesses de frottement seuils les plus basses. La barre inférieure, d'une valeur de $0,05 \text{ m.s}^{-1}$ pour u_{*td} à D3, représente la valeur du premier quartile moins 1,5 fois l'écart interquartile ($Q3-Q1$). La barre supérieure, d'une valeur de $0,73 \text{ m.s}^{-1}$ pour u_{*td} à D3, représente la valeur du troisième quartile plus 1,5 fois l'écart interquartile. Les observations hors de ces bornes, considérées comme étant exceptionnelles, sont représentées par des croix rouges

Il faut noter que les calculs basés sur une hauteur de rugosité fixe risquent d'engendrer une erreur importante sur la vitesse de frottement seuil. En effet une diminution d'un facteur 10 sur la hauteur de rugosité diminue la valeur moyenne des vitesses de frottement seuil pour les SMNA D3 et D47 de près de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ (Table 12). A cette erreur vient s'ajouter les erreurs dues à la mesure de la hauteur de rugosité. Peu d'études fournissent un intervalle de confiance pour la mesure de la hauteur de rugosité et, suivant la technique de mesures, les erreurs peuvent être très importantes. La vitesse de frottement calculée à partir d'une hauteur de rugosité change de près de $0,04 \text{ m.s}^{-1}$ entre les limites de l'intervalle de confiance à 80 % de la hauteur de rugosité obtenues à la SMNA D17.

Table 12 : variation des vitesses moyenne de frottement seuil en fonction de la valeur de hauteur de rugosité (z_0) aux SMNA D3 et D47

	SMNA D47		SMNA D3	
	u_{*td} (m.s ⁻¹)	u_{*tm} (m.s ⁻¹)	u_{*td} (m.s ⁻¹)	u_{*tm} (m.s ⁻¹)
$z_0 = 1.9 \cdot 10^{-3}$ m	0,41	0,39	0,38	0,32
$z_0 = 1.9 \cdot 10^{-4}$ m	0,31	0,30	0,28	0,23

3.2.2.5 Vitesse de frottement et température

Une relation a été déterminée entre la vitesse seuil de déclenchement du transport et la température (Ôura et al., 1967). Pour ce faire, des observations de présence ou d'absence de transport ont été enregistrées à la base japonaise Syowa (69°S 40°E) située sur la côte antarctique. Les données visuelles des mois d'août, décembre 1961 et janvier 1962 ont été utilisées. La représentation sur un graphique des observations sur la présence du transport selon la vitesse des vents à 5 m de hauteur en fonction de la température montre une limite entre les périodes sans transport et celles avec transport (Figure 68). Une diminution des vitesses seuil avec une diminution de la température entre 0 et -7 °C est observée puis une valeur moyenne de vitesse indépendante de la température entre -7 et -23 °C. En supposant un état neutre de l'atmosphère et une hauteur de rugosité de $4,5 \cdot 10^{-5}$ m, la vitesse de frottement seuil en dessous 7 °C est de 0,22 m.s⁻¹.

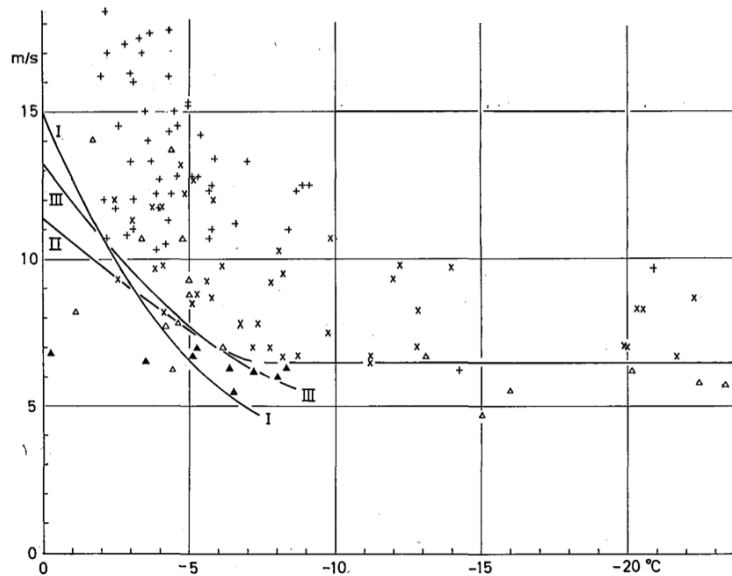


Figure 68 : relation entre vitesse moyenne des vents à 5 m de hauteur et température d'après des observations visuelles obtenues en Antarctique (Ôura et al., 1967)

Les auteurs associent cette variation en fonction de la température aux forces présentes dans le manteau neigeux. Ces dernières seraient plus importantes lorsque la température est proche de 0 °C. Nous allons tester cette hypothèse en estimant directement la vitesse seuil de frottement seuil de maintien en fonction de la température (Figure 69). En effet comme l'étude de (Ôura et al., 1967) se base sur la présence ou l'absence de transport, c'est la vitesse seuil de maintien qu'il est nécessaire de prendre en compte. Nous pouvons aussi considérer la vitesse de frottement seuil de départ qui représente le cisaillement nécessaire pour que les premières particules se mettent en mouvement et donc, qui renseigne sur les forces de cohésion dans le manteau neigeux.

Si nous nous intéressons aux valeurs inférieures de vitesse suivant la température, une valeur minimale constante autour de 0,12 m.s⁻¹ semble se dessiner de 5 à -35 °C pour les SMNA D3 et D47 que cela soit la vitesse de frottement seuil de départ ou de maintien. Pour la SMNA D17 les valeurs minimales sont obtenues pour des valeurs de température entre 0 et -10 °C pour les vitesses de maintien, la même valeur minimale autour de 0,12 m.s⁻¹ que pour les autres stations se dégage.

Pour les vitesses de départ entre 0 et -8 °C, hormis une valeur, une décroissance en fonction de la température est notable jusqu'à une valeur de 0,15 m.s⁻¹.

La différence de comportement entre la SMNA D17 et les SMNA D47 et D3 peut être expliquée par le fait que le calcul de vitesse de frottement est indépendant de la hauteur de rugosité à la SMNA D17 contrairement aux SMNA D3 et D47 qui supposent une hauteur de rugosité fixe. Nous aurons donc une meilleure confiance dans les valeurs de la SMNA D17.

Cette double observation montre qu'il est difficile de tirer des conclusions générales sur les la vitesse de frottement seuil suivant la température. En effet, ces dernières varient grandement pour une même température (Figure 69), chaque valeur de vitesse de frottement dépendant peut être de la température mais également de l'historique du manteau neigeux.

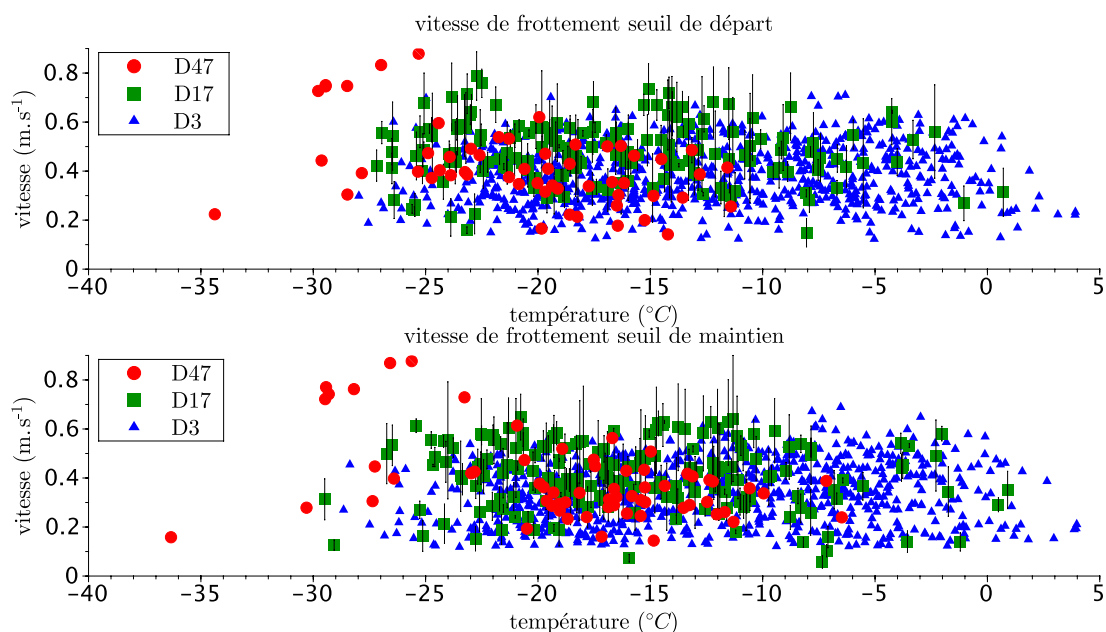


Figure 69 : vitesse de frottement seuil de départ (haut) et de maintien (bas) sans chutes de neige associées en fonction de la température sans chutes de neige associées à la SMNA D3 pour les années 2009 à 2011 et aux stations SMNA D17 et D47 pour les années 2010 et 2011. Les barres noires représentent l'intervalle de confiance à 95 % pour la SMNA D17 d'après la formulation de (Wilkinson, 1984)

3.2.3 L'événementiel du transport éolien de neige en Terre Adélie

Les *FlowCpts* sont de bons détecteurs d'occurrence de transport qu'ils soient de première ou de seconde génération. L'occurrence de transport aux 3 points de mesures peut ainsi être déterminée sur les années où les capteurs ont fonctionnés.

3.2.3.1 Le transport de neige par le vent : occurrence des événement faibles et importants

Dès qu'un transport va se produire, il va être détecté par le *FlowCapt* le plus proche du sol. Dès que le seuil de 0,001 g.m⁻².s⁻¹ est dépassé à partir d'une valeur nulle, sur les mesures demi-horaire, un événement de transport est considéré comme étant en cours. Pour les cas où le *FlowCapt* inférieur est complètement enterré, le tube directement supérieur est considéré aux points D47 et D3 (moins de deux jours en cumulés à D47). L'événementiel de transport peut ainsi être calculé sur toute la période de mesures des stations. La fréquence mensuelle de l'occurrence de transport est calculée pour chaque mois. Le nombre de demi-heures où un événement est détecté est divisé par le nombre total de demi-heures dans le mois (Figure 70). D'après le chapitre II, les *FlowCpts* première génération peuvent créer un événement avec un flux très faible sans transport réel dans 6% des cas. Nous considérerons que la barre d'erreur de mesures pour D3 est de 6%, dans le cas des *FlowCpts* seconde génération, cette erreur est ramenée à 1%.

Deux points peuvent être soulignés. Tout d'abord une variation intra-annuelle est visible sur les trois stations avec un minimum lors des mois de novembre à janvier. Le reste de l'année a un événementiel plus important. Une variation interannuelle existe également au sein des trois années instrumentées.

Ensuite, la fréquence du transport éolien augmente à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Les fréquences les plus faibles sont obtenues pour la SMNA D3 avec un maximum de 85 % d'occurrence contre 100% à la SMNA D47. Le moteur du transport éolien de neige est le vent et on rappelle que la vitesse moyenne annuelle de vent augmente elle aussi avec la distance à la côte (Table 8). Ce résultat était donc attendu.

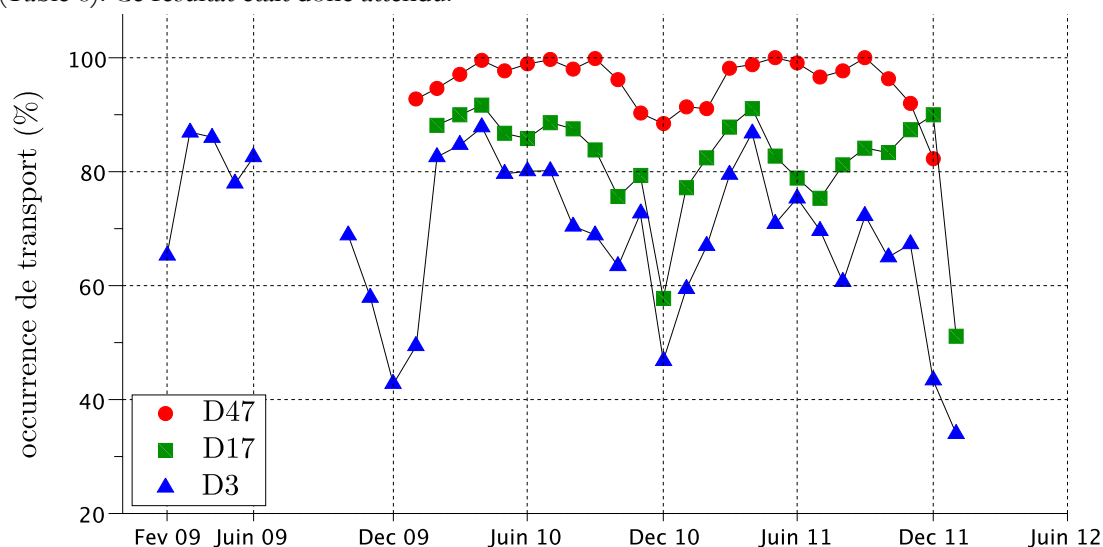


Figure 70 : pourcentage mensuel d'occurrence de transport aux SMNA de D3, D17 et D47

Ces valeurs peuvent être comparées aux valeurs précédemment obtenues par les missions polaires à partir d'observations visuelles. Les valeurs existantes dans la littérature sont celles des missions polaires de Port Martin en 1950-1952 (Prud'homme and Valtat, 1957), des observations obtenues à la station Charcot pour les années 1958-1959 (Garcia, 1961) et des observations faites à la station Amundsen-Scott entre les années 1989 et 2001 (Mahesh et al., 2003). Les valeurs mensuelles d'occurrence sont obtenues en divisant le nombre d'observations avec transport éolien par le nombre d'observations totales par mois. Les observations sont faites à heures fixes et permettent d'avoir une idée de la distribution de l'occurrence sans fournir une valeur exacte. Les valeurs sont synthétisées dans la Figure 71.

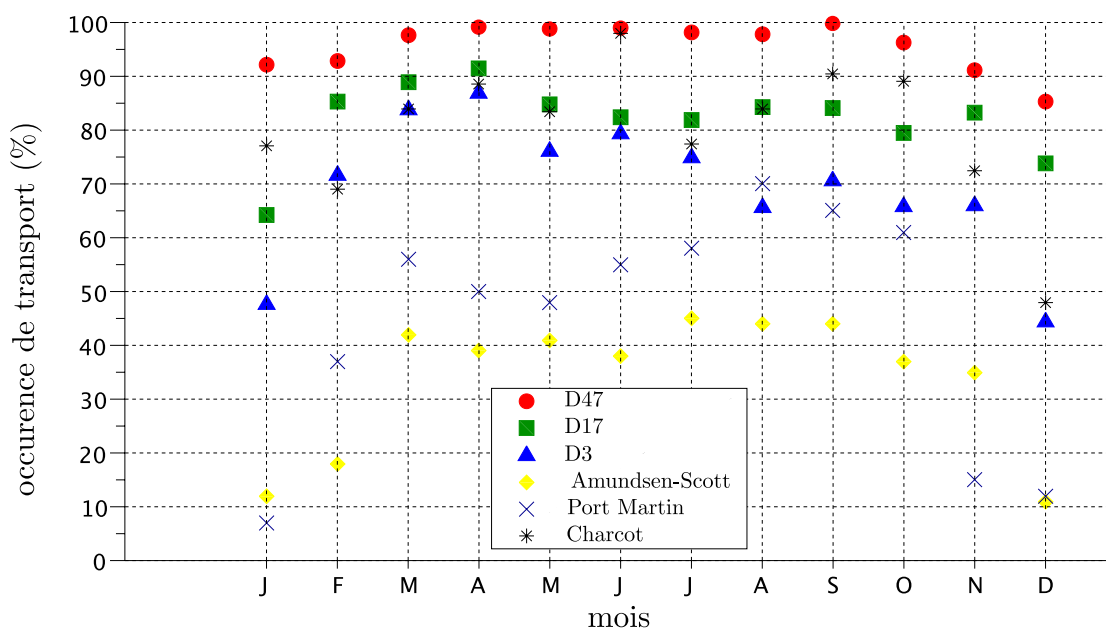


Figure 71 : pourcentage moyen mensuel d'occurrence de transport aux SMNAs de Terre Adélie, observée visuellement à la base Port Martin, la base Charcot et la base Amundsen-Scott

La même variation intra-annuelle est observée sur toutes les stations depuis le plateau Antarctique (la station Amundsen Scott) jusqu'à la côte (la station de Port Martin). Les endroits où les occurrences de transport sont les plus faibles sont situés sur la côte et sur le plateau. Dans la pente, les valeurs sont maximales à D47 et diminuent de part et d'autre.

Les événements de transport importants, c'est à dire les périodes de transport éolien de neige avec un flux supérieur à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, peuvent être déterminés aux stations où des *FlowCpts* seconde génération sont installés (cf. chapitre II). La même démarche est appliquée que précédemment sauf que le seuil de détection de transport passe de $0,001 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour les SMNAs D17 et D47 (Figure 72).

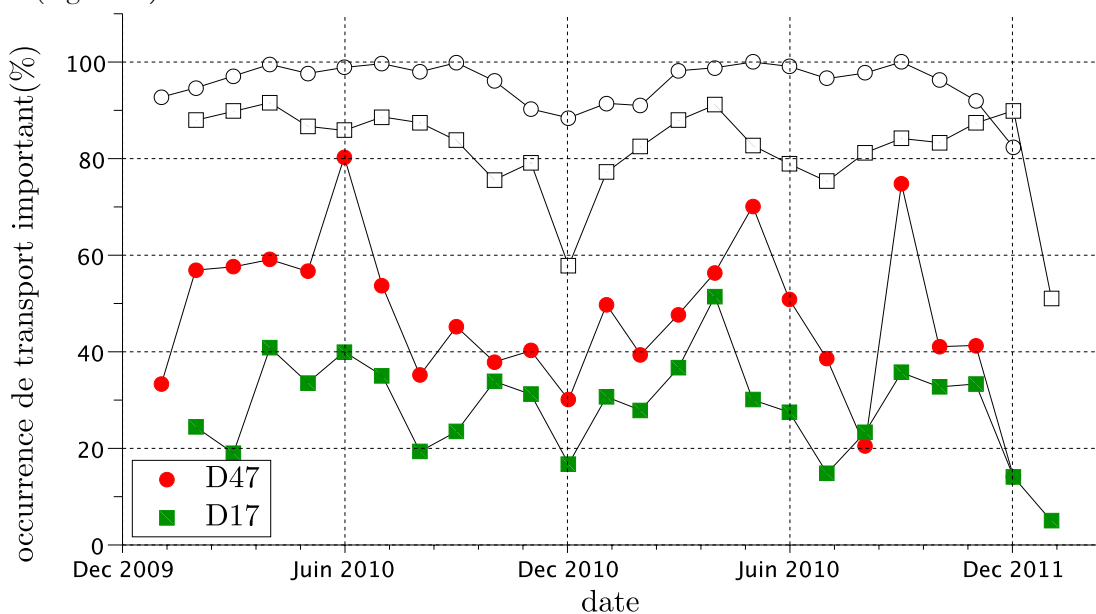


Figure 72 : pourcentage mensuel d'occurrence de transports éoliens de neige importants (flux mesurés par les *FlowCapt* seconde génération supérieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) aux SMNAs D17 et D47. Les valeurs d'événementiel total présentées précédemment sont représentées en formes noires non remplies

La variation intra-annuelle est moins marquée que pour l'intégralité des transports éoliens. Certains mois en hiver possèdent une occurrence de transport importante mais aucune variation claire n'est distinguable. La SMNA D17 possède des valeurs inférieures à celles de D47 et les valeurs mensuelles restent importantes.

Le transport se produit très fréquemment en Terre Adélie. Une variabilité intra-annuelle existe avec un minimum lors des mois de novembre à janvier. Cette variabilité ne se retrouve pas dans l'occurrence des chasses neige importantes. Certains mois hivernaux peuvent avoir une occurrence de chasse neige importante de plus de 80 %. Ces derniers vont avoir une forte influence sur la redistribution de la neige.

3.2.3.2 Détermination des événements de chasse neige bas

(Prud'homme and Valtat, 1957) définissent la distinction entre le blizzard et le chasse neige. Elle tient en la présence ou l'absence de précipitations. Dans le cas du blizzard, une chute de neige est balayée par le vent alors que dans le cas du chasse neige, c'est la reprise d'anciennes particules du manteau neigeux par le vent. Cette distinction est quasiment impossible à faire entre un fort blizzard et un chasse neige dit « dense » comme le rappelle André Prud'homme et cela vaut encore actuellement avec le matériel disponible en Terre Adélie. La distinction entre chasse neige faible et chasse neige dense se fait sur la visibilité :

- si la visibilité au niveau de la tête de l'observateur n'est pas gênée, alors le transport est considéré comme un chasse-neige faible (ou drifting snow en anglais) ;
- au contraire si la visibilité est gênée, alors le transport est considéré comme un chasse neige dense (ou blowing snow en anglais).

Cette définition est utilisée dans les rapports des missions polaires (Leonard et al., 2011; Mahesh et al., 2003). Météo France utilise le terme chasse neige basse et chasse neige élevée avec la même définition et c'est celle que nous allons conserver par la suite. Cette distinction met en jeu des notions subjectives et n'est reliée à aucune distinction physique proprement dite entre la couche de saltation et de diffusion. Elle est par contre aisée à mettre en pratique par les observateurs sur le terrain et elle peut également être obtenue dans une certaine mesure avec les SMNAs et permettre une comparaison avec les anciennes données obtenues en Terre Adélie.

Le *FlowCapt* installé juste au-dessus de celui en contact avec le sol permet de distinguer le chasse neige bas de celui élevé. En effet, la séparation entre les deux *FlowCpts* est située, selon l'enterrement du *FlowCapt* inférieur, entre 0 à 1 m de hauteur.

La hauteur de séparation entre les deux *FlowCapt* est inférieure à la hauteur moyenne supposée de la tête d'un observateur. Cependant elle permet toujours, par moment, de distinguer les événements de transport faible qui se produisent uniquement dans la première dizaine de centimètres des autres transports plus importants. Nous utiliserons donc cette définition : le chasse neige bas ne se produit que dans les premières dizaines de centimètres et le chasse neige élevé se produit au moins à cinquante centimètres et peut diffuser plus haut. Pour cela, nous n'utiliserons que les données où la séparation des *FlowCpts* au contact du sol et celui placé juste au-dessus est situé entre 0,5 m et 1 m de hauteur. Le nombre de chasse neige bas est divisé par le nombre de chasse neige total pour obtenir le pourcentage d'occurrence de chasse neige bas par rapport à tous les événements de transport sur les années 2010 et 2011 au SMNAs de D3 et de D47 (Table 13).

Table 13 : occurrence de chasse neige bas par rapport à tous les événements de transport lors des années 2010 et 2011 aux SMNAs D3 et D47 et occurrence des chasse neige dont la hauteur maximale est inférieure à 4,5m à la SMNA D17 pour 2010

Période de mesures	Occurrence de chasse neige bas		Occurrence de chasse neige inférieurs à 4,5m
	SMNA D3	SMNA D47	SMNA D17
2010-2011	6,7 %	6,8 %	-
2010	-	-	17 %

L'occurrence de transport de chasse neige bas est de l'ordre de 7% aux deux stations où cette comparaison peut être faite. Cette valeur est proche de celle de 5% déduite à Amundsen-Scott par des observations visuelles (Mahesh et al., 2003). Ces deux valeurs sont plus basses que celles obtenues par les Expéditions Polaires Françaises (EPF) dont les mesures fournissent une occurrence de 58% à Port Martin pour les années 1950 à 1952 et de 28% à la station Charcot pour les années 1958-1959. La différence provient sans doute de la définition de chasse neige bas et élevé. Pour les EPF, la définition du chasse neige bas et élevé varie suivant les observateurs et aucune définition claire n'est précisée si ce n'est que la visibilité « horizontale ou verticale » lors de chasse neige élevé « est relativement importante » (Prud'homme and Valtat, 1957). Cette définition laisse à penser que la distinction entre les chasse neige bas et élevés se situe à une hauteur plus importante que 1 à 2 m. La SMNA tour peut nous renseigner dans ce cas. La hauteur de séparation entre les deux *FlowCaps* se situe entre 4,5 et 6 m sur l'année 2010. L'occurrence de transport dans les seules couches inférieures entre 4,5 et 6 m de hauteur (suivant la hauteur inférieure du *FlowCapt* supérieur de la SMNA tour) est de 17 % ce qui est plus proche des valeurs des EPF et confirme l'hypothèse d'une séparation faite par les observateurs à une hauteur plus importante.

La valeur d'occurrence de chasse neige bas n'est pas constante et varie au cours de l'année. Un maximum d'événements de chasse neige bas par rapport aux chasse neige élevés est présent durant les mois de novembre-décembre-janvier-février qui sont également les mois où la durée du transport est la plus courte par rapport aux autres mois.

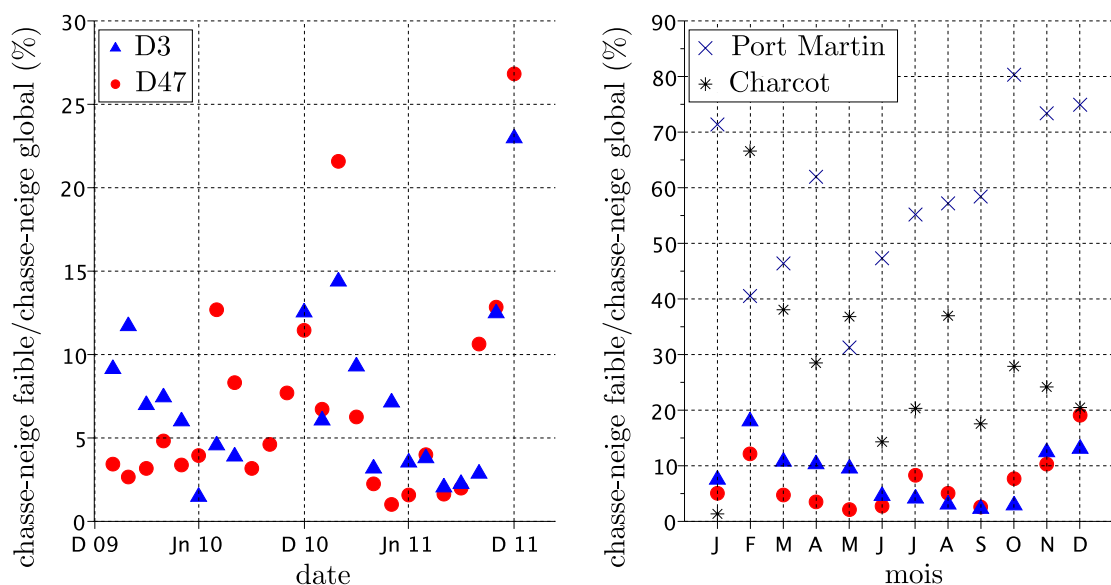


Figure 73 : occurrence mensuelle de chasse neige bas par rapport à l'ensemble des épisodes de chasse neige (à gauche) pour les SMNAs D3 et D47 lors des années 2010 et 2011 obtenue à l'aide des observations visuelles à Port Martin pour les années 1950 et 1951 et à la station Charcot pour l'année 1959 (à droite)

3.2.4 Evènementiel et vitesse des vents

L'occurrence du transport pour une vitesse de vent donné peut renseigner sur la capacité de ce vent à générer du transport (Mann et al., 2000). La vitesse mensuelle moyenne des vents peut dans un premier temps être comparée à l'occurrence de transport mensuel. L'ensemble des transports est pris en compte, qu'il s'agisse de chasse neige bas ou élevés. Pour que la comparaison ait un sens, les vitesses des vents à 2 m de hauteur pour toutes les stations vont être comparées avec l'occurrence de transport. La vitesse moyenne des vents est calculée en supposant un profil logarithmique de l'atmosphère et en supposant la hauteur de rugosité égale à $1.9 \cdot 10^{-3}$ m. L'occurrence de transport peut ainsi être comparée à la vitesse des vents à 2 m de hauteur lorsque l'on dispose de la donnée de hauteur (Figure 74).

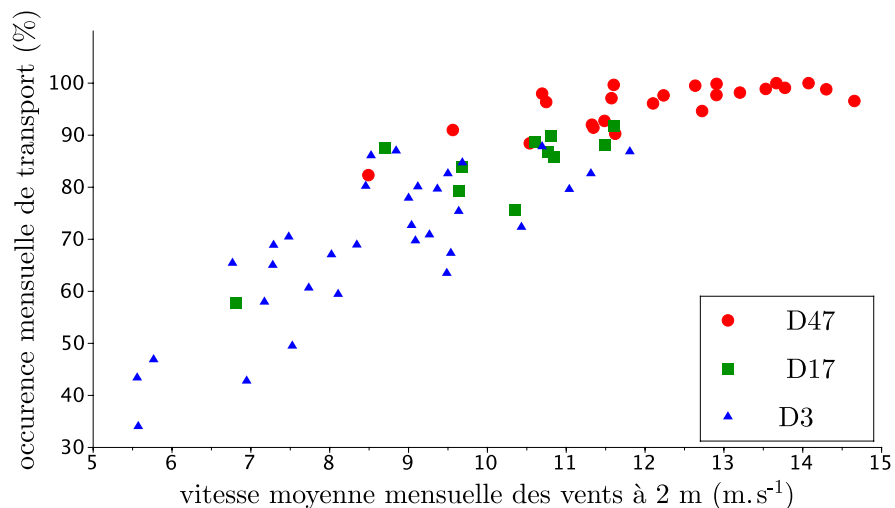


Figure 74 : occurrence mensuelle de transport en fonction de la vitesse mensuelle des vents à 2 m de hauteur pour les SMNAs D3, D17 et D47. Tous les épisodes de transport sont considérés. La SMNA D17 ne comprend qu'une année de mesures, l'année 2011 n'ayant pas de référence de hauteur

L'occurrence est proportionnelle à la vitesse mensuelle jusqu'à une valeur de 12 m.s⁻¹. Passée cette valeur, la fréquence est maximale et oscille entre 90 et 100%.

Si nous revenons aux valeurs demi-horaires, à chaque vitesse de vent, la présence ou l'absence de transport est déterminée pour une vitesse donnée. Le rapport entre le nombre de pas de temps avec transport sur le nombre de pas de temps total de cette vitesse de vent permet de déterminer l'occurrence de transport.

Comme pour les vitesses de frottement seuil, nous allons enlever les périodes où les valeurs de précipitations fournies par les réanalyses de ERA intérim ne sont pas nulles. Cette contrainte revient à ne considérer qu'environ 30 % des observations faites au niveau des stations. Le seuil de valeur nulle sur les données de ERA intérim est sûrement trop faible mais il permet d'éliminer de manière la plus stricte possible les épisodes de chutes de neige et de ne considérer que les épisodes de transport sans précipitations associées. Les vitesses sont regroupées dans la valeur supérieure par tranche de 1 m.s⁻¹. Les résultats sont présentés dans la Figure 75.

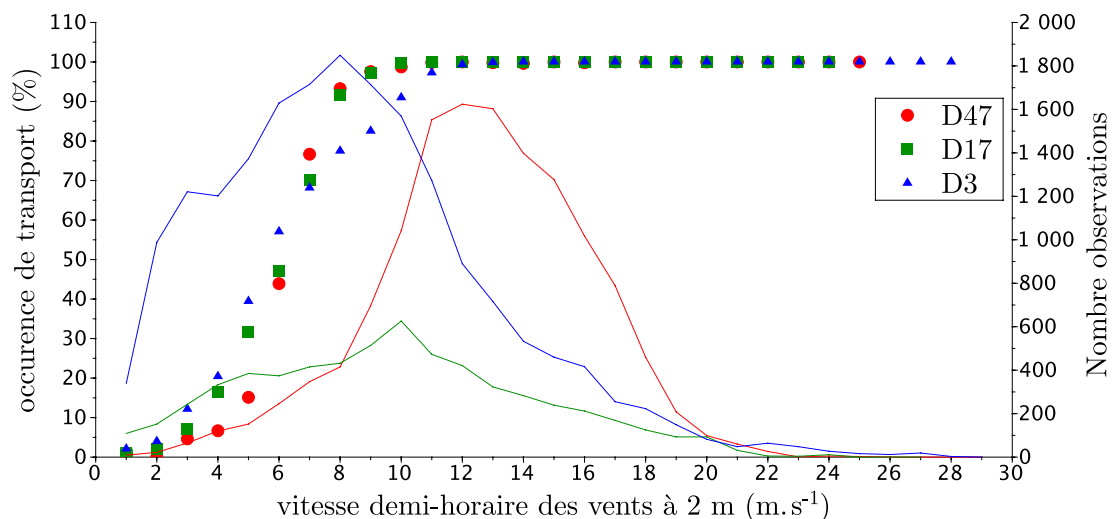


Figure 75 : occurrence de transport sans chutes de neige en fonction de la vitesse des vents demi-horaire à 2 m de hauteur pour les SMNAs D3, D17 et D47. La SMNA D3 regroupe 2 années et demie de données, celle de D47 deux années et celle de D17 une année. La courbe rouge représente le nombre d'observations pour la classe de vitesse de vent donnée de la SMNA D47, la verte D17 et la bleue D3

Passée 14 m.s^{-1} , les vitesses moyennes de vents demi-horaires sont quasiment toujours associées à un transport de particules. En-dessous de cette valeur, l'occurrence de transport est associée à une valeur croissante de vitesse de vent. Cette relation entre vitesse des vents et occurrence de transport varie spatialement le long de la route du raid mais également de manière saisonnière. Si nous considérons les mois de novembre, décembre et janvier comme les mois d'été et les autres comme les mois d'hiver, nous pouvons tracer l'occurrence du transport suivant la saison (Figure 76).

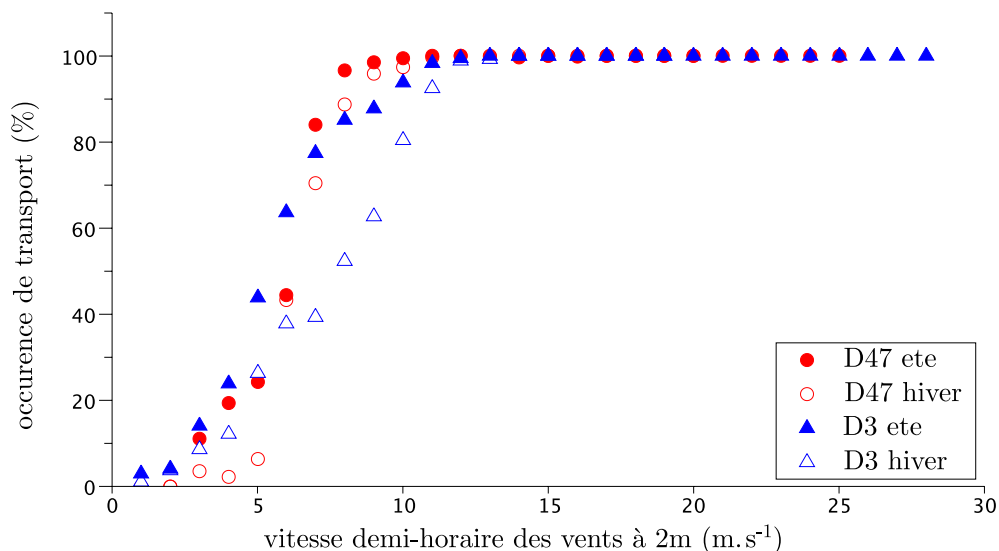


Figure 76 : occurrence de transport sans chutes de neige en fonction de la vitesse des vents à 2 m de hauteur pour les SMNAs D3 et D47 pour l'été (novembre-décembre, janvier) et l'hiver (le reste de l'année)

En été, les particules de neige sont plus facilement mobilisables pour une même vitesse de vent qu'en hiver. Le fait que le comportement de D3 en hiver et de D47 en été soit assez proche laisserait à penser que la température joue un rôle dans ce phénomène, les températures estivales de D47 étant proches de celles hivernales de D3. Cependant les travaux de la section 3.2.2.5 ont montrés qu'il n'y avait pas de liens directs entre la température et la vitesse de frottement seuil. L'état du manteau neigeux et son historique doivent être également pris en compte au moment de la mesure.

Pour les deux saisons, la vitesse de 14 m.s^{-1} , correspondant à une vitesse de frottement de $0,82 \text{ m.s}^{-1}$, semble être le seuil à partir duquel la vitesse des vents est constamment associée à du transport.

Le même raisonnement peut également être appliqué à la relation entre vitesse des vents et occurrence de chasse neige important, flux mesurés par les *FlomCaps* seconde génération supérieurs à $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, (Figure 77).

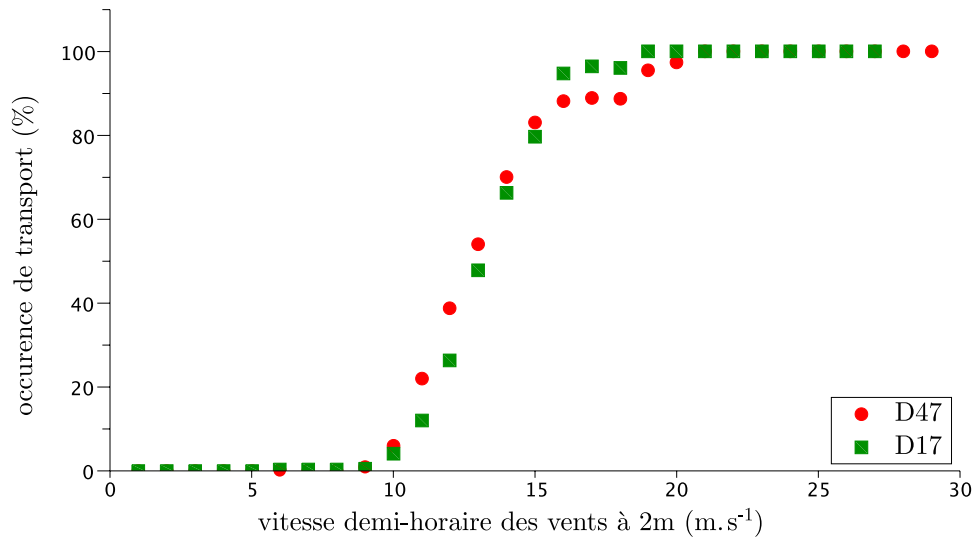


Figure 77 : occurrence de chasse neige importants (flux mesurés par les FlowCpts seconde génération supérieures à $20 \text{ g.m}^{-2}.s^{-1}$) sans chutes de neige associées en fonction des vitesses de vents à 2 m de hauteur pour les SMNAs D17 et D47. La SMNA D47 regroupe deux années de mesures et celle de D17 une année

Sans surprise, l'occurrence de chasse neige important se produit pour des valeurs de vitesse de vent plus élevées que pour l'ensemble des chasse neige. La vitesse de vent à 2 m de hauteur pour obtenir une valeur d'occurrence supérieure à 1% est de 10 m.s⁻¹ et pour une occurrence égale 100% de 20 m.s⁻¹. Au vu des imprécisions liées notamment à l'enfouissement des capteurs, les deux courbes peuvent être considérées comme semblables. Les différences ne sont pas suffisamment marquées pour pouvoir tirer une quelconque tendance. De même, la différence d'enfouissement à la SMNA de D47 entre été et hiver ne permet pas de pouvoir comparer la saisonnalité du transport en fonction de la vitesse des vents.

3.2.5 Quantités transportées

Les stations de D17 et de D47 peuvent fournir, en la sous-estimant, la quantité de neige qui est passée en un point durant une période donnée grâce aux FlowCpts seconde génération (cf. chapitre II et section 3.2.1.3). Le fait qu'ils soient enterrés sur une partie de leur hauteur introduit également une sous-estimation des flux. Les variations de hauteur du manteau neigeux au cours de la saison ne permettent pas de représenter la variation mensuelle de la quantité de neige transportée. Elles peuvent être faites sur une année en gardant à l'esprit que les capteurs lors de la deuxième année de mesures sont plus enterrés que lors de la première et ont donc une sous-estimation plus importante. Les valeurs intégrées des flux mesurés près de la surface suivant les stations sont présentées dans la Table 14.

Table 14 : quantités transportées mesurées par les FlowCpts seconde génération aux points D17 et D47 pour les années 2010 et 2011

Point de mesures	quantités en kg.m^{-1} de 0 à 1 m de hauteur	
	2010	2011
D17	1 037 236	1 120 744
D47	1 555 435	1 114 683

Ces valeurs importantes de plus d'une kilotonne de neige par mètre carré par an, et ce uniquement sur le premier mètre, confirment l'importance de la redistribution de la neige en Terre Adélie. Ces valeurs sont de 50 à 75% plus élevées que les précédentes estimations faites par les premières expéditions polaires françaises faites sur le premier mètre à la station Charcot (Lorius, 1962).

Le taux de transport de 0 à 2 m de hauteur peut être calculé à la SMNA D47. Une formulation du taux de transport de 0 à 2 m de hauteur est obtenue par régression exponentielle entre le taux de transport de 0 à 2 m de hauteur et la vitesse des vents à 10 m de hauteur, les deux variables sont obtenues expérimentalement et citées dans l'annexe E du projet Byrd (Budd et al., 1966). Le coefficient de détermination est égal à 0,72 pour cette régression exponentielle (Table 15). La quantité totale transportée calculée par la formulation de Wendler (1989) est déterminée. Pour prendre en compte la notion de vitesse de frottement seuil qui n'est pas intégrée dans les deux formulations, le transport n'est possible que lorsque la valeur de vitesse de frottement seuil est supérieure à la valeur moyenne à la SMNA D47 égale à 0,41 m.s⁻¹.

Table 15 : quantités transportées pour les années 2010 et 2011 à la SMNA D47 observées de 0 à 2 m d'après les *FlowCpts* seconde génération et calculées d'après la formulation issues de (Budd et al., 1966) qui fournit le taux de transport en g.m⁻¹.s⁻¹ en fonction de la vitesse des vents à 10 m de hauteur en m.s⁻¹. Dans le cas de la formulation de (Wendler, 1989b), le taux de transport sur toute la couche limite en g.m⁻¹.s⁻¹ est fonction de la vitesse des vents à 10 m de hauteur en m.s⁻¹. Le transport ne peut se produire si $u_* < 0.41$ m.s⁻¹ pour les formulations

publications	formulations	Quantités transportées en t.m ⁻¹	
		2010	2011
Cette thèse	-	1 842	1 435
(Budd et al., 1966) annexe E	$Q_{z_0-2} = 20,298 e^{0,153 u_{10}}$	7 184	8 262
(Wendler, 1989b)	$\log_{10} Q_{z_0-\infty} = 0,21u_3 - 0,45$	20 233	46 424

Les *FlowCpts* seconde génération sous-estiment le flux par rapport à la formulation déterminée à partir des « fusées Mellor ». Cette sous-estimation est logique dans la mesure où les *FlowCpts* sous-estiment le taux de transport par rapport aux mesures de (Budd et al., 1966) et ce d'autant plus que les vents sont forts. Les valeurs obtenues par la formulation de Wendler (1989) sur l'intégralité de la couche limite sont très importantes, d'un ordre de grandeur supérieur à son estimation de 5,6 10³ t.m⁻¹ par année. Cette différence peut être expliquée par le fait qu'il utilise des vitesses de vents horaires et non demi-horaires comme dans notre cas. La moyenne sur un temps plus important a tendance à lisser les maxima de vitesses et ceux sont ces maxima qui sont responsables des quantités transportées les plus importantes. Il faut être vigilant à la valeur moyennée de vitesse utilisée dans le calcul du taux de transport.

Ces valeurs de quantité transportée par mètres horizontaux sont très largement supérieures l'accumulation moyenne de neige en Terre Adélie : celle-ci est calculée comme étant la quantité d'eau équivalente qui se dépose à la surface, donc sur une surface horizontale, par an et qui est égale en Terre Adélie à 300 kg.m⁻² (Agosta et al., 2011). La neige soufflée est donc un facteur primordial dans la distribution de la neige et elle met en jeu des quantités très importantes.

3.2.6 Evolution de la vitesse de chute des particules après une précipitation

3.2.6.1 Les mesures en Antarctique

Profil avec et sans précipitations

Le profil de concentration des particules de neige sans précipitations peut être approximé par l'équation (cf. chapitre I) :

$$\frac{\eta_z}{\eta_{ref}} = \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{-\frac{U_F \sigma_s}{k u_*}} = \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{-\gamma_c} \quad (83)$$

Le profil de flux peut être déduit de ce profil de concentration en utilisant un profil logarithmique des vents :

$$\mu_z = \eta_z * u_z = \eta_{ref} \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{-\gamma_c} * \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (84)$$

Lorsqu'un transport éolien de neige est associé à une précipitation, connaissant la concentration des particules précipitantes η_{chute} , le profil de concentration dû aux transport éolien des particules reprises du sol peut être exprimé par (Naaim-Bouvet et al., 1996) :

$$(\eta_z - \eta_{chute}) = (\eta_{ref} - \eta_{chute}) \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{-\gamma_c} \quad (85)$$

La pente du profil de concentration de particules reprises du sol permet de calculer la valeur de vitesse de chute multipliée par le nombre de Schmidt, connaissant les valeurs de vitesse de frottement et de la constante de Von Karman. Certaines études se basent sur le flux et non la concentration pour déterminer un exposant que nous nommerons γ_μ . Une évolution des profils de flux en fonction de l'état de la neige (neige ancienne ou neige fraîche) entre 1 et 30 cm a été mis en évidence dans les Alpes japonaises (Takeuchi, 1980). Les valeurs de pente de flux suivant l'instrument utilisé et le lieu sont présentés dans la Table 16.

Table 16 : les différentes valeurs de la pente du profil de flux γ_μ dans la littérature

Publications	Lieu de mesures	Instruments	γ_μ
(Takeuchi, 1980)	Hokkaido (Japon)	Filets	1,4-3,3
(Takahasi, 1985)	Mizuho (Antarctique)	Filets	1,3-3,3
(Nishimura and Nemoto, 2005)	Mizuho (Antarctique)	SPC-S7	0,7-1,2
(Gordon et al., 2010)	Iqaluit (Nord Canada)	Filets	2,5

Les pentes calculées à partir des mesures filets se situent toutes dans la même gamme. Les valeurs obtenues à l'aide d'un instrument optique de mesures de flux, le *Snow Particle Counter*, au même endroit qu'une des études utilisant des filets sont par contre plus faibles pour une même valeur de vitesse de frottement (Nishimura and Nemoto, 2005; Takahasi, 1985). La technique d'instrumentation doit avoir un effet sur les valeurs mesurées.

Takahashi (1985) a mesuré directement la vitesse de chute des particules lors de transport avec et sans précipitations. Il montre que les particules transportées avec une chute de neige ont une vitesse de chute plus faible que les particules transportées durant un épisode de reprise de particules uniquement. Il explique cette différence de vitesse par la forme des cristaux. En effet, les particules reprises par le vent juste après une précipitation conservent pendant un certain temps la structure des cristaux précipitants. Ces cristaux sont constitués de dendrites et de particules reconnaissables qui n'ont pas eu le temps de se métamorphoser. Dans le cas du transport de neige ancienne, les particules ont eu le temps de se métamorphoser et sous l'effet du transport et des chocs répétés, les particules tendent vers des sphéroïdes avec une taille plus petite que les dendrites (Figure 78). Aucune étude n'évoque le temps que prend cette modification de comportement des particules.

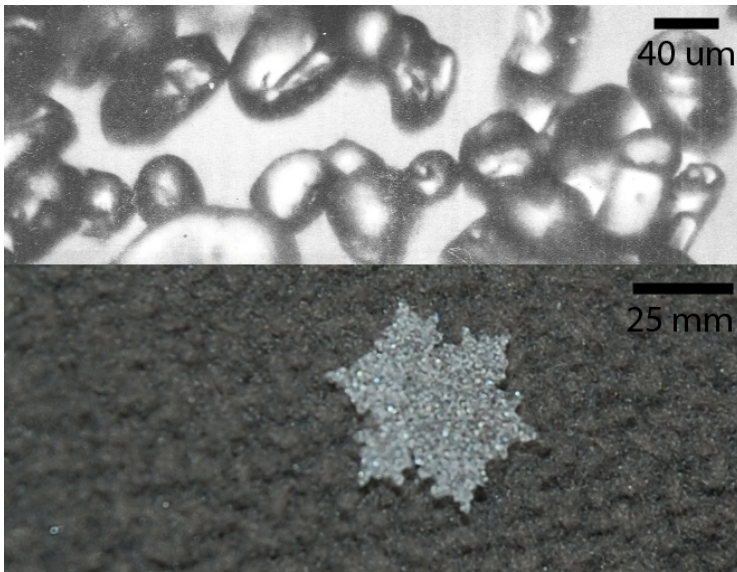


Figure 78 : haut : sphéroïdes de particule de neige transportées par le vent pris en photo en 1951 à Port Martin (Boujon, 1954). Bas : dendrite de particule de neige précipitante pris en photo à Cap Prud'homme en janvier 2010 (crédit : Trouvilliez)

Les mesures filets

Au total, 23 mesures filets ont été conduites à D3 sur le montant des *FlowCaps* durant les étés boréaux de 2009-2010 et 2010-2011. Ces mesures ont été faites suivant différentes conditions : en condition de chasse neige bas et durant des précipitations ventées. La distinction entre les conditions est faite par le personnel sur place. Il n'a pas été possible de faire des mesures lors de blizzards ou de chasse neige avec un transport important sur toute la hauteur. Les mesures filets sont distinguées suivant les conditions de mesures : mesures faites pendant une précipitation ou bien pendant un chasse neige bas.

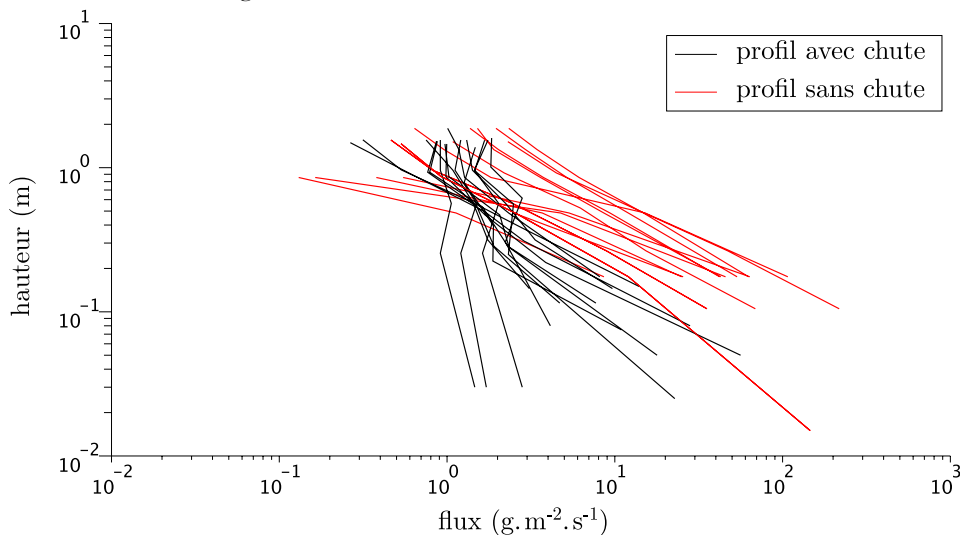


Figure 79 : ensemble des profils de flux réalisés par les filets papillons avec et sans chutes de neige

Les deux groupes ne suivent pas le même profil de flux. Les profils réalisés en présence chasse neige bas suivent tous une décroissance en loi puissance suivant la hauteur contrairement au profil avec chute. Un tel comportement a déjà été observé en Antarctique par des mesures filets (Takahasi, 1985). Il est dû à la concentration de la précipitation plus ou moins importante. En effet, les filets supérieurs captent à la fois le transport dû à la reprise des particules mais également les particules précipitantes, la décroissance sur la hauteur est ainsi moins marquée.

Dans le cas de précipitations ventées, le filet le haut capte également des particules qui ont été reprises au niveau du sol. Il n'est donc pas possible d'utiliser ce filet pour estimer la concentration

de chutes de neige. Nous allons nous intéresser uniquement aux profils lors des événements de chasse neige bas. Une distinction peut être faite entre les différents profils de chasse neige suivant le temps de début de la mesure par rapport à la fin de la précipitation. Les profils de chasse neige sont classés en deux groupes, les profils réalisés entre 0 et 6h après la fin de la précipitation (8 mesures), appelés neige fraîche, et les profils faits plus de 24 h après (5 mesures), appelés neige ancienne.

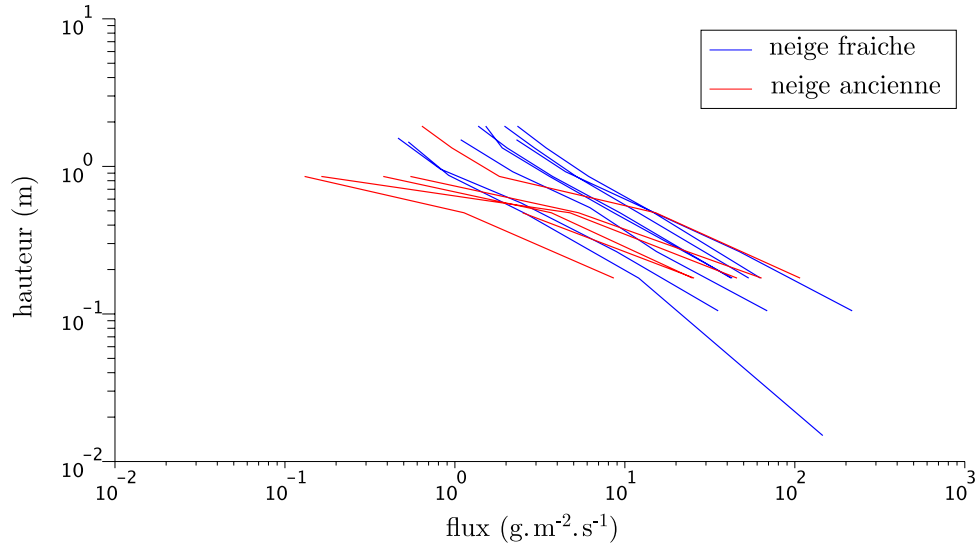


Figure 80 : profil de flux en fonction du type de neige

Pour chaque profil mesuré, la concentration de particules est déduite au niveau de chaque filet en calculant la vitesse de vents supposant un profil logarithmique et une hauteur de rugosité égale à $1,8 \cdot 10^{-3}$ m d'après la valeur moyenne obtenue au point D17. Le profil est ensuite approximé par une loi puissance entre les valeurs des trois filets les plus bas qui sont situés entre 0,1 et 1 m de hauteur. Seuls les profils ayant un coefficient de détermination supérieur à 0,98 sont conservés. Pour comparer les valeurs avec les études précédentes, le même raisonnement est fait pour calculer l'exposant sur les flux γ_μ . Les résultats sont présentés dans la Table 17.

Table 17 : exposant des profils de flux γ_μ , de concentration γ_η et valeur de la vitesse de chute et du nombre de Schmidt $U_F \sigma_S$ pour la neige fraîche et la neige ancienne

Type de neige	$-\gamma_\mu$	$-\gamma_\eta$	$U_F \sigma_S$
Neige fraîche	1,50	1,63	0,33
Neige ancienne	2,70	2,64	0,60

Les valeurs d'exposants des profils d'après les flux sont comprises entre les valeurs précédemment faites avec des filets. Une distinction est également notable entre la neige fraîche et la neige ancienne entre 0,1 et 1 m de hauteur. Cette différence est liée à une différence du produit vitesse de chute et du nombre de Schmidt. La vitesse de chute des particules de transport d'une neige fraîche est inférieure à celle d'une neige ancienne. Ce résultat conforte celui obtenu pour une hauteur de 1 à 30 cm par (Takeuchi, 1980). Il semble que les sphéroïdes qui résultent de la métamorphose et du transport des particules aient une vitesse de chute plus importante que les dendrites et que cette transformation se fasse entre 6 et 24 h pour les conditions rencontrées.

3.2.6.2 Les mesures dans les Alpes

Le calcul de la pente suivant les flux et les concentrations peut également être déterminé par le banc de transport éolien de neige au Col du Lac Blanc, dans les Alpes françaises. Lors de l'hiver boréal 2010-2011, deux SPC étaient installés près de la surface à 1 m d'écart et permettaient d'obtenir les flux de neige.

Des mesures filets ont également été conduites par les scientifiques de Météo-France au col. Les mesures filets étaient réparties sur 6 niveaux entre 1 et 2 m de hauteur. Le filet utilisé pour faire ces mesures est différent des filets utilisés en Antarctique. Nous supposons que son efficacité est constante avec la hauteur. Au total, 75 profils ont été relevés et ont été distingués en fonction de la présence (PAV) ou de l'absence de précipitations (TNV) lors du transport de neige. Le calcul de la pente est fait par régression de loi puissance sur les 4 filets inférieurs compris entre 0,1 et 1 m de hauteur. La concentration est directement déduite de la vitesse de vents mesurée au niveau de chaque section d'entrée de filet (Vionnet, 2012).

Les mesures filets dans les Alpes

Les mesures filets obtenues en Antarctique et dans les Alpes sont comparées (Figure 81). Les valeurs d'exposant des profils de concentration de neige fraîche observées en Antarctique sont similaires à celles des profils de concentration avec précipitations dans les Alpes. De même, les valeurs d'exposant de neige ancienne en Antarctique sont similaires à celles sans précipitations dans les Alpes. Le transport éolien juste après une précipitation détecté en Antarctique peut ainsi être associé aux exposants de transport éolien en ne considérant que l'effet des particules reprises du sol pendant la précipitation détectée dans les Alpes. Les valeurs de vitesse de chute sont cohérentes dans les Alpes et en Antarctique pour des valeurs obtenues à partir de mesures filets.

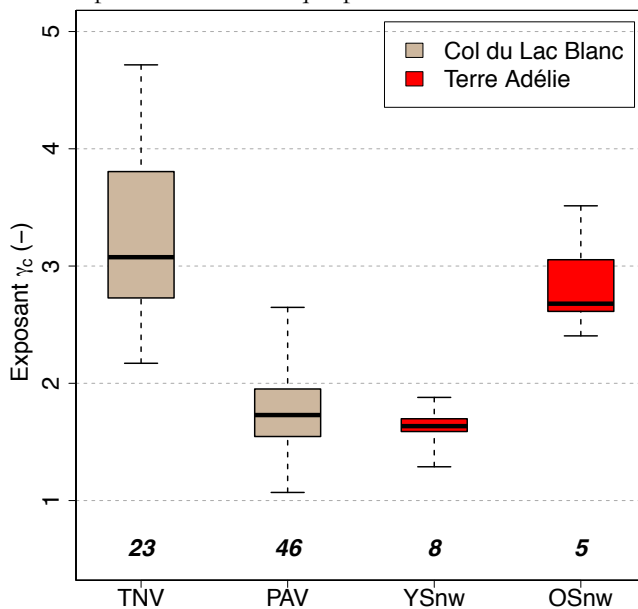


Figure 81 : boîte à moustache des valeurs d'exposant de profils de concentration dans les Alpes sans précipitations (TNV) et avec précipitations (PAV) et en Antarctique pour la neige fraîche (YSnw) et pour la neige ancienne (OSnw)

Les mesures du Snow Particle Counter

Durant un épisode, des mesures filets et les 2 SPC ont fonctionné de manière concomitante après l'arrêt d'une précipitation. Le calcul des pentes en fonction des profils de flux peut être comparé en fonction de la vitesse des vents.

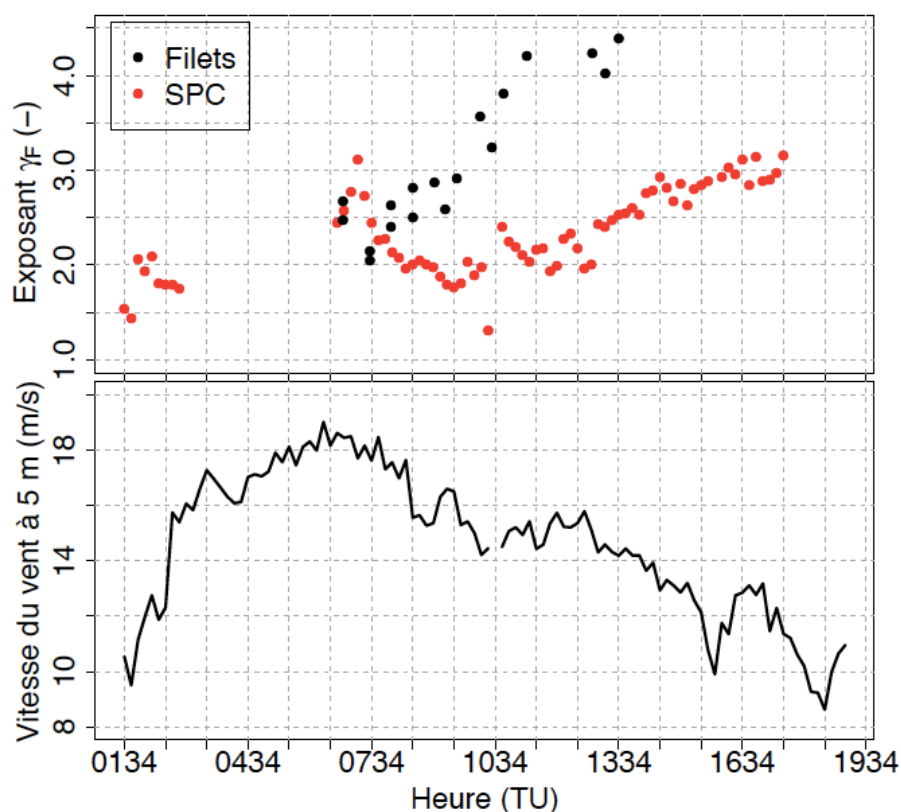


Figure 82 : haut : évolution de l'exposant des profils de flux, noté ici γ_F , lors de l'épisode du 18 mars 2011 mesurés par les SPC et les mesures filets juste après la fin d'une précipitation. La période sans valeurs d'exposant de SPC correspond à une période où le SPC inférieur était enterré. Bas : vitesse des vents mesurée à 5 m de hauteur

Pour une même valeur de vitesse les exposants mesurés par les filets sont plus importants que ceux mesurés par les SPC. Ce résultat confirme l'hypothèse issue de la littérature indiquant une modification des exposants suivant le type d'instruments utilisés. Pour une même valeur de flux dans les basses couches, les filets enregistrent un flux moins important en hauteur que le SPC. Cette différence peut être due à la difficulté du filet de piéger les petites particules qui sont plus présentes lorsque la hauteur augmente. La vitesse des vents augmente également avec la hauteur et la perte de charge générée par le filet sera d'autant plus forte.

A même valeur de vitesse de vent, les exposants du SPC juste après la fin de la précipitation (entre 1,5 et 2) sont inférieurs à ceux mesurés 18 heures plus tard (entre 2,4 et 2,6). Ce qui confirme les résultats obtenus par les mesures filets.

Deux méthodes de mesures différentes montrent une évolution de la pente de flux après une précipitation entre 0,1 et 1 m de hauteur. Cette évolution est liée à un changement dans la vitesse de chute des particules due à une modification du type de grains transporté. Ces résultats sont cohérents avec les conclusions de (Takahasi, 1985) qui observent une diminution de la vitesse de chute en présence de précipitations. Ce changement semble se produire entre 6 et 24 h après l'arrêt de la précipitation.

De nouvelles mesures à partir des SPC devraient confirmer l'évolution de la distribution des particules au cours du temps et permettre de mieux connaître l'évolution des particules après une chute de neige en fonction de la vitesse des vents.

3.3 Synthèse et perspective du Chapitre III

3.3.1 Synthèse

La Terre Adélie est un site idéal pour les mesures de neige transportée par le vent et sa modélisation en Antarctique. J'ai installé dans cette région, avec l'aide des personnes sur place et au LGGE, plusieurs stations automatiques incluant mesures de température, de hauteur, de vitesse et de direction des vents et de flux éolien de neige. J'ai également conduit des mesures filets ponctuelles. Une base de données unique de mesures du transport éolien de neige sur près de trois années a été acquise. Cette base de données permet d'ors et déjà d'obtenir les résultats suivants.

La hauteur de rugosité varie de plusieurs ordres de grandeur au cours de l'année. Sa valeur moyenne est de $1.9 \cdot 10^{-3} \pm 0,6 \cdot 10^{-3}$ m. La vitesse de frottement seuil de départ varie entre $0,15 \pm 0,05$ et $0,78 \pm 0,09$ m.s⁻¹ avec une moyenne autour de $0,48 \pm 0,09$ m.s⁻¹.

Les vents demi-horaires supérieurs à 14 m.s⁻¹ à 2 m de hauteur, ce qui équivaut à une vitesse de frottement seuil de 0,82 m.s⁻¹, sont quasi-constamment associés à un transport qu'il soit fort ou faible. Si les vents dépassent les 20 m.s⁻¹, ils sont associés de manière certaine avec un flux de transport entre 0 et 1 m de hauteur supérieur à 20 g.m⁻².s⁻¹.

Suite au transport après une précipitation, les cristaux de neige précipitante vont petit à petit se transformer pour tendre vers des grains fins ayant une vitesse de chute plus élevée. Cette transformation se produit progressivement entre 6 et 24 h après l'arrêt de la chute de neige.

L'occurrence de transport en Terre Adélie est très importante et ce d'autant plus que l'on s'éloigne de la côte. Elle peut atteindre 100 % du temps à l'échelle du mois et ne descend jamais en deçà de 30 % sur les années d'observations 2010 et 2011. Une variabilité intra-annuelle existe avec des minima lors des mois de novembre à janvier. Les chasses neige bas, les événements de transport dont le haut de la couche de diffusion est inférieur à cinquante centimètres de hauteur, ne représentent que 7 % des épisodes. La quantité de neige redistribuée en Terre Adélie à D17 et D47 est supérieure à 1 000 t.m⁻².an⁻¹. Cette valeur importante confirme l'importance de ce transport par rapport à l'accumulation annuelle moyenne de 300 kg.m⁻² horizontaux.

Une base de données acquise spécialement pour une comparaison avec un modèle numérique a été construite. Cela amène maintenant à se poser les questions suivantes : **Comment comparer les observations à une simulation numérique d'un modèle climatique régional ? Quelle est la qualité de modélisation du bilan de masse du Modèle Atmosphérique Régional avec transport éolien de neige ?** C'est ce que nous allons voir dans un dernier chapitre.

3.3.2 Perspectives

La campagne de mesure de transport éolien de neige, nommée ICNES (ICE2SEA Calva Neige Soufflée), couvre l'installation et l'acquisition de bien plus de données que les seuls instruments qui ont été présentés précédemment (*cf.* Chapitre III). Plusieurs autres types d'instruments ont été installés en Terre Adélie (Figure 83) et au Col du Lac Blanc pour mieux caractériser d'une part le transport et d'autre part pour mieux déterminer les périodes de précipitations et leurs quantités en Antarctique.

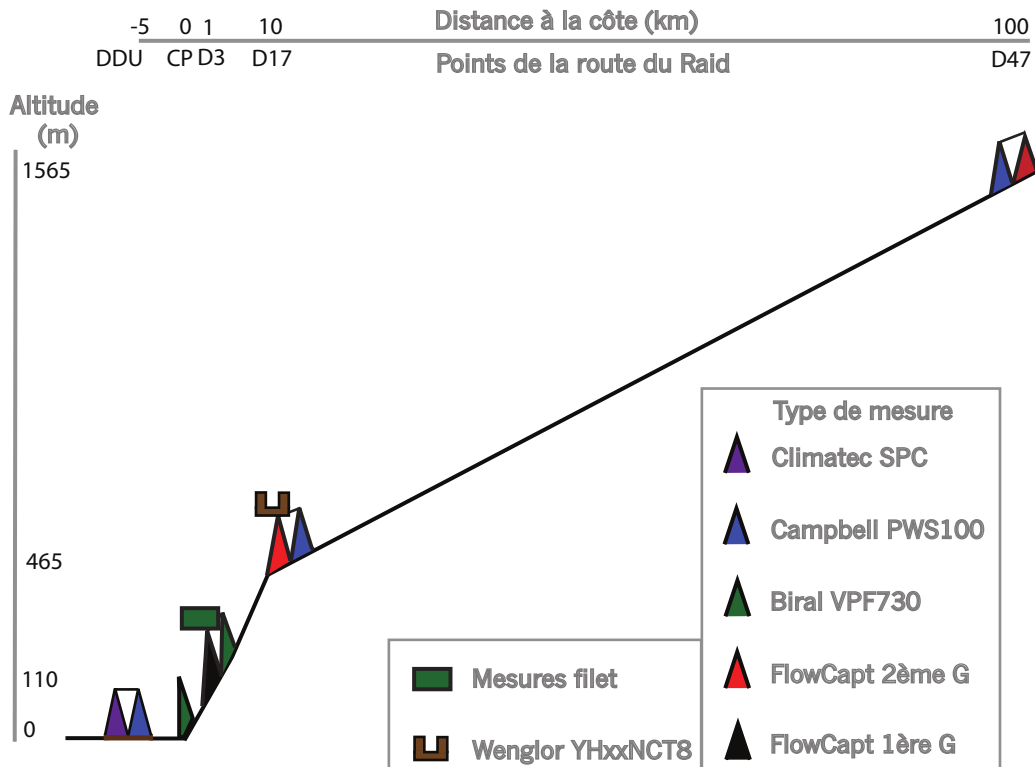


Figure 83 : l'intégralité des instruments dédiés à la mesure de transport de neige par le vent en Terre Adélie depuis 2007

L'un des instruments installé en Terre Adélie est le détecteur de temps présent VPF730 de la marque Biral, nommé également disdromètre. Il est capable, d'après des algorithmes dédiés, de déterminer la taille et la vitesse des particules précipitantes.

Un premier instrument a été installé en Antarctique entre 2007 et 2009 pour tenter de déterminer les précipitations en Terre Adélie. Cependant, la forme de sa zone de mesure, un cylindre de 300 cm³ environ, fait qu'il est également capable de mesurer la neige soufflée. En effet, les particules, qu'elles traversent la zone verticalement ou horizontalement, sont prises en compte dans le calcul de la hauteur d'eau précipitante.

Nous avons donc mené une comparaison de mesures de flux de neige transportée entre un *Snow Particle Counter* et un VPF730 au Col du Lac Blanc durant l'hiver 2010. Cette comparaison a montré que le Biral était bien capable de quantifier grossièrement les flux de neige soufflée en un point mais pas de déterminer la taille et la vitesse des particules. Cette comparaison a donné lieu à une publication (Bellot et al., 2011). Les conclusions de cette intercomparaison sont que le Biral détecte bien les particules transportées par le vent mais qu'il n'est pas capable de déterminer le nombre exact de particules qui passent dans sa zone de mesure : plusieurs petites particules sont détectées comme une seule particule de taille plus importante. Cet instrument permet donc de séparer les épisodes de précipitations sans vent (détection de particule alors que la vitesse de frottement est inférieure à la vitesse de frottement seuil) du transport de neige avec vent (avec ou sans précipitations). Par contre, il n'est pas possible avec cet instrument actuellement de distinguer les épisodes de précipitations avec vent des épisodes de reprise des particules uniquement.



Figure 84 : le disdromètre VPF730 installé à côté de la SMNA D3 en janvier 2010 (crédit : Trouvilliez)

Un autre disdromètre a été installé en Antarctique en 2010. Il s'agit du PWS100 de la marque Campbell. A l'instar du VPF730, il a été développé pour la mesure des précipitations mais avec une discrétisation plus fine des tailles et des vitesses des particules. Contrairement au Biral, sa zone de mesure est composée de quatre plans lasers parallèles les uns aux autres. Des plans parallèles au sol permettent la mesure des particules précipitantes.

Nous avons supposés que si les plans étaient installés perpendiculairement par rapport au sol, ils permettraient de mesurer les particules se déplaçant horizontalement. Une courte installation de deux semaines au Col du Lac Blanc à la fin de l'hiver 2009 nous a permis de confirmer cette hypothèse mais nous n'avons pu faire de comparaison précise avec un *Snow Particle Counter*. Deux stations ont été installées en Antarctique, une au point D17 (cf. chapitre III) et une autre au point D47 (Figure 85). Suite à une erreur dans la programmation de l'acquisition des données et un mal fonctionnement des éoliennes, peu de données sont disponibles pour l'année 2010. Un changement de programme a été fait pour l'année 2011. Cependant ces résultats n'ont pas encore été comparés avec un autre appareil de mesure de transport éolien de neige.



Figure 85 : le disdromètre PWS100 installé au point D47 de telle manière à ce que les plans de mesures soient perpendiculaires par rapport au sol (crédit : Trouvilliez)

Cette comparaison aurait pu être faite en Antarctique durant l'hiver austral 2010 à l'aide d'un SPC à Dumont D'Urville mais ce dernier est tombé en panne avant qu'un épisode de transport conséquent se soit produit. Une comparaison a tout de même pu être faite avec des mesures filets durant l'hiver austral 2011 par les hivernants. Les valeurs brutes issues de la matrice du PWS100 comme dans le cas du VPF730 sont utilisées pour déterminer un volume de neige passée durant une période donnée. Ce volume est calculé toute les cinq minutes et la somme des volumes est faite

sur la période de mesure des filets. Le volume vu par le PWS100 et la hauteur de la lame d'eau fournit par le capteur ont été comparés avec les 43 valeurs de flux des filets obtenus au cours de l'hiver. Aucune tendance claire n'a pu être tirée. Une étude comparative au Col du Lac Blanc avec des *Snow Particle Counters* telle qu'elle a été faite pour les *FlowCaps* permettrait de conclure de manière plus précise sur la capacité de ces capteurs à détecter et quantifier la neige transportée par le vent. S'ils sont capables de bien déterminer la taille et la vitesse des particules, ils permettraient de distinguer les précipitations des épisodes de reprises de particules uniquement.

Enfin des capteurs optiques compteur de particules ont été testés en Antarctique et semblent capables de détecter la neige transportée par le vent pour un coût faible (Leonard et al., 2011). Ces capteurs de la société Wenglor® sont actuellement en test au Col du Lac Blanc (Figure 86). Deux de ces capteurs ont été installés à D17 en janvier 2012 pour évaluer leur comportement en Terre Adélie et comparer leur résultats à un *FlowCapt* seconde génération en occurrence de transport. Il est également prévu d'en déployer en Antarctique de 0 à 70 m de hauteur en utilisant un mât à Dumont D'Urville. Suivant la hauteur de détection du capteur, cela devrait également permettre de séparer les précipitations des épisodes de reprise de particules uniquement sauf dans le cas de chasse neige élevés.



Figure 86 : appareil optique simple de la marque Wenglor® en comparaison au Col du Lac Blanc (crédit : Trouvilliez)

4 CHAPITRE IV : COMPARAISON ENTRE LES OBSERVATIONS EN TERRE ADELIE ET LES SIMULATIONS AVEC LE MODELE ATMOSPHERIQUE REGIONAL

Les données nécessaires à une meilleure comparaison avec le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) ont été acquises. Si nous reprenons les contraintes exposées dans le Chapitre II, nous nous apercevons qu'elles ont pratiquement toutes été respectées. Tout d'abord des données comparables entre-elles ont été obtenues en trois points d'une région avec cent kilomètres d'écart entre les points les plus distants. Ces observations possèdent une résolution temporelle demi-horaire. Ces données sont intégratives sur une hauteur de un mètre au minimum. Une comparaison peut même être faite sur une mesure intégrative de 4 à 5 m de hauteur sur l'un des sites d'observation. Enfin ces données ont été acquises sur une longue période de temps. Deux années complètes sur les trois sites de mesures sont disponibles, et deux années et demi pour le site de D3. (La mission polaire de 2012-2013 a permis la récupération d'une troisième année complète avant la désinstallation de la station installée au point D47).

La quantification précise des flux n'est pas disponible à partir de ces données : les flux mesurés présentent des valeurs des flux de neige sous estimées pour les sites d'observations de D17 et de D47. Pour la station de D3, seul l'événementiel doit être retenu.

Plusieurs comparaisons sont donc possibles avec des simulations numériques issues du Modèle Atmosphérique Régional. Ces comparaisons peuvent porter sur plusieurs critères mais il faut tout d'abord déterminer **la comparaison à mener entre les observations et les sorties d'un modèle numérique**. Et, en fonction des résultats, **évaluer la qualité de modélisation du transport éolien de neige du Modèle Atmosphérique Régional**.

Dans un premier temps, une comparaison entre une simulation du MAR et les observations de la SMNA D3 est faite sur l'événementiel du transport de neige pour un mois de mesures sur un petit domaine à fine résolution. Cette première étude, qui a fait l'objet d'une publication (Gallée et al., 2012), a permis de détecter des processus clefs qui influencent la simulation du transport et a conduit à la programmation de mesures de densité du manteau neigeux.

Dans un second temps, cette comparaison sera complétée par une deuxième étude portant sur l'événementiel du transport de neige aux trois points de mesures et sur les quantités de neige transportées au point D47. La modélisation du transport éolien de neige par le MAR sera ainsi évaluée que ce soit pour la quantité d'eau transportée sous forme solide ou bien pour l'eau transportée sous forme de vapeur. L'évaluation de la densité modélisée sera également faite.

4.1 Comparaison des observations et d'une simulation sur un point de mesure concernant l'événementiel

4.1.1 Rappel du contexte

Sur ce sujet, un premier article a été publié par le journal « Boudary-Layer Meteorology » sur la comparaison du Modèle Atmosphérique Régional par rapport aux observations faites à D3 (Gallée et al., 2012). La comparaison entre les *FlowCaps* et les *Snow Particle Counters* n'avait pas encore été menée (cf. Chapitre II). L'utilisation de ces instruments se base sur notre connaissance des capacités des instruments en 2010, à savoir qu'ils sont un bon détecteur de transport et qu'ils sont un indicateur de l'intensité du transport (aucun, faible, moyen ou important).

Le but de cette première comparaison est d'améliorer notre connaissance du couplage entre l'atmosphère et le manteau neigeux et d'identifier les processus clefs qui influencent ce couplage. La comparaison se faisant en Terre Adélie, Antarctique, certains points sont simplifiés par rapport à une comparaison en massifs montagneux comme le fetch, la couverture neigeuse sporadique, la

topographie accidentée et la turbulence associée. Le MAR a été validé pour le climat en Terre Adélie (Gallée and Pettré, 1998; Gallée et al., 1996).

(Lenaerts et al., 2012b) ont validés un modèle entre une simulation de modèle atmosphérique régional incluant le transport de neige par le vent sur l'intégralité de l'Antarctique et des observations visuelles de l'événementiel de transport en différents points lors de l'année polaire internationale 1957-1958 en plus de données météorologiques. Les données visuelles sont difficilement comparables entre-elles : aucun protocole universel de mesures n'existait à cette époque (*cf.* chapitre III). L'événementiel peut également grandement varier en quelques kilomètres. La modélisation des vents et des paramètres influant sur le transport éolien doit être le plus juste possible. Le passage de 40 km à près de 5 km de résolution horizontale permet d'améliorer la représentation de la vitesse des vents lorsqu'ils sont comparés à des valeurs locales de station (Lenaerts et al., 2012c). Une simulation sur l'intégralité de l'Antarctique à 5 km de résolution horizontale requiert un coût numérique très important.

(Lenaerts et al., 2012c) comparent une simulation à 5 km de résolution sur la Terre Adélie avec des données d'événementiel de neige soufflée obtenues en un point de mesure. Vu la dynamique du transport (nombre et durée des épisodes, *cf.* Chapitre III), une comparaison à la journée est trop grossière pour distinguer si le modèle simule le transport correctement. Il n'est pas possible non plus de faire des estimations des quantités transportées.

Le Modèle Atmosphérique Régional avec le module de transport éolien de neige a déjà été comparé à des mesures en Antarctique en Terre de Wilkes (Gallée et al., 2005). Lors de cette comparaison, la simulation possédait une résolution horizontale de 40 km et 33 niveaux verticaux dont le premier était situé à 10 m de hauteur. Les données alors disponibles représentaient l'accumulation annuelle.

Nous avons décidé de valider le module de transport éolien de neige du MAR en nous basant sur une comparaison sur la Terre Adélie avec une résolution horizontale suffisamment fine pour bien reproduire la vitesse de vent en un point de mesure tout en étant pas trop couteuse en temps de calcul. Pour la résolution verticale, les mesures de D47 couvrent la mesure de flux de manière intégrative de 0 à 2 m de hauteur. Il serait intéressant de simuler le premier niveau à cette hauteur. Les données disponibles ont une fréquence d'acquisition demi-horaire et nous avons décidé de mener la comparaison à cette fréquence.

Dans un premier temps, un bref rappel sur les mesures et leurs emplacements sera fait. Dans un deuxième temps, les grandes caractéristiques du couplage atmosphère-transport éolien de neige-manteau neigeux et ses modifications depuis la dernière publication seront présentées. La simulation sera comparée aux observations de vitesse de vent, température et d'occurrence de transport dans un troisième temps.

4.1.2 Observations

Les observations se situent en Terre Adélie, dans la zone autour de Cap Prud'homme (CP). La comparaison se base sur la seule station D3 où des *FlowCpts* de première génération sont installés. Les données des Stations Météo-Nivométrique Automatiques (SMNA) D17 et D47 n'étaient pas encore disponibles. Nous avons donc décidé de nous concentrer uniquement sur la météorologie et l'occurrence de transport pour cette comparaison, des réserves ayant été faites sur la quantification des flux par les *FlowCpts* première génération (Cierco et al., 2007; Naaim-Bouvet et al., 2010). En plus de la station de D3, nous nous sommes basés sur la Station Météorologique Automatique D17 (SMA D17), pour obtenir les valeurs de la vitesse des vents et de température. La SMA D17 possède les mêmes instruments ainsi que les mêmes méthodes d'enregistrement que la SMNA de D3 hormis les *FlowCpts* : les valeurs de vitesse de vent et de température sont mesurées toutes les 10 s à 2 m de hauteur et les moyennes demi-horaires sont enregistrées. A la SMNA D3, trois tubes de 1 m de long sont placés de 0 à 3 m de hauteur et les valeurs de flux demi-horaire sont enregistrées.

Bien que distantes de seulement neuf kilomètres, les stations D3 et D17 sont bien distinctes en terme de bilan de masse de surface (Agosta et al., 2011). La station de D3 est proche de la ligne

d'équilibre alors que la station D17 est en zone de forte accumulation. Les deux stations fournissent des observations consistantes en termes de météorologie. Les caractéristiques de ces deux stations ainsi que celle de Cap Prud'homme sont décrites dans la Table 18.

Il est nécessaire également d'être certain du placement et du fonctionnement de chaque capteur lors de la période de comparaison. Lors de la période estivale, un suivi hebdomadaire à quotidien des sites D3 et D17 a été mis en place. Cependant, l'ensemble des facteurs influant sur le transport éolien, comme la densité de surface, n'est pas enregistré par les stations de mesures. Cela nous a amené à limiter la comparaison à une période où du personnel était présent sur place, c'est à dire en janvier 2010. Lors de cette période, les données de la SMA D17 ne sont valides que jusqu'au 24 janvier. La comparaison se limitera à la période du 1^{er} janvier au 24 janvier pour cette station.

Table 18 : caractéristiques des stations utilisées lors de la première comparaison

Station	Latitude et longitude	Distance à la côte (km)	Altitude (m a.s.l.)
SMA CP	66.688 S, 139.909 E	0	30
SMNA D3	66.694 S, 139.898 E	1	110
SMA D17	66.720 S, 139.720 E	10	426

4.1.3 Simulation du MAR

4.1.3.1 Description du modèle

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) couplé atmosphère/manteau neigeux/neige soufflée a précédemment été décrit (*cf.* chapitre I). Nous reviendrons ici sur les principales caractéristiques de ce couplage et sur les modifications qui ont été apportées depuis la dernière publication (Gallée et al., 2005).

La partie atmosphérique du MAR est basée sur une approximation hydrostatique des équations primitives. Une telle approximation est acceptable lorsque l'échelle verticale de la circulation, dans notre cas les vents catabatiques, est très inférieure à la taille de la grille de la simulation, 5 km dans le cas actuel. Les processus non-hydrostatiques peuvent être responsables d'une faible décélération des vents catabatiques (Cassano and Parish, 2000). La coordonnée verticale est la pression normalisée avec le sommet du modèle placé à la pression de 1 Pa. La paramétrisation de la turbulence dans la couche limite de surface prend en compte les effets stabilisant de la neige soufflée. La turbulence au-dessus de la couche limite atmosphérique est paramétrée par un modèle local E- ϵ . En particulier, il contient une paramétrisation du transport turbulent des particules de neige conforme aux paramétrisations classiques de vitesse de sédimentation. L'influence des changements de phases de l'eau sur la turbulence est également incluse.

Les équations de conservation sont utilisées pour décrire cinq espèces d'eau que sont l'humidité spécifique, l'eau nuageuse, les cristaux de glace, la pluie et la neige. Une sixième équation a été ajoutée depuis 2004 pour décrire le nombre de cristaux de glace. La paramétrisation de la microphysique des nuages est basée sur les études de (Kessler, 1995; Levkov et al., 1992; Lin et al., 1983; Meyers et al., 1992). L'influence des hydrométéores sur la masse spécifique de l'air est incluse dans le modèle. Cette dernière permet l'augmentation de densité de l'atmosphère due au poids des particules transportées.

Il est important de distinguer la hauteur de sublimation de chaque particule. En effet, les particules de neige soufflée peuvent atteindre une hauteur significative au-dessus de la surface (Mahesh et al., 2003; Scarchilli et al., 2010). Dans le MAR, la sublimation de la neige soufflée est une contribution directe au budget de chaleur et d'humidité de la couche d'atmosphère dans laquelle les particules sont simulées. De même, les pertes de chaleur latente dues à la sublimation des particules de neige transportées sont prises en compte dans le budget d'énergie de la couche atmosphérique dans laquelle les particules se trouvent. Contrairement à (Lenaerts et al., 2010, 2012a, 2012b), cette perte n'est pas incluse dans le budget d'énergie de surface car elle pourrait être responsable d'une sous-estimation de la température de surface, donc d'une sous-estimation de la sublimation de surface et d'une stabilisation parasite de la couche limite atmosphérique.

Dans le MAR, les processus de surface sont modélisés en utilisant le schéma de transfert appelé « Soil-Ice-Snow-Vegetation-Atmosphere Transfert ». L'une des principales modifications du modèle est la prise en compte de l'influence de l'érosion/dépôt sur la hauteur de rugosité suite à la formation des sastrugi. L'effet des sastrugi sur la hauteur de rugosité et plus spécifiquement de son effet d'obstacle à l'écoulement est pris en compte en relevant la valeur de la vitesse de frottement seuil (Marticorena and Bergametti, 1995).

Les sastrugi sont la principale topographie responsable de la rugosité dans cette région de l'Antarctique. Leurs hauteurs et leurs formes ont un impact sur le transport. L'influence de l'érosion/dépôt de neige sur l'état de surface est prise en compte en permettant à la hauteur de rugosité, notée z_0 , d'augmenter linéairement en fonction de la vitesse des vents à 10 m de hauteur lorsqu'ils dépassent 6 m.s⁻¹. Le temps de formation des sastrugi est supposé être égal à une demi-journée comme suggérée par (Andreas, 1995) et la valeur asymptotique de z_0 augmente linéairement en fonction de la vitesse des vents. Par exemple la valeur limite de z_0 pour une vitesse de vent à 10 m de hauteur de 20 m.s⁻¹ est de 10 mm. Les sastrugi, et donc leur effet sur z_0 , peuvent également diminuer lorsqu'une précipitation se produit sans érosion éolienne de neige : la neige fraîchement déposée va progressivement recouvrir les sastrugi. (Andreas et al., 2005), dans leur figure 5, déduisent des valeurs de z_0 entre approximativement 10⁻⁴ et 100 mm pour des vitesses de frottement inférieures à 0,6 m.s⁻¹. La dispersion des valeurs est importante et s'explique par la forte dépendance de z_0 à l'historique des sastrugi comme cela a été montré à la SMNA de D17 (*cf.* Chapitre III). Notre paramétrisation inclut cet effet d'une manière simple et est calibrée pour obtenir la meilleure simulation des vents. La perte d'énergie cinétique due à la hauteur des sastrugi est représentée par une diminution dans le flux éolien de neige et est paramétrée comme dans (Marticorena and Bergametti, 1995). L'augmentation de la longueur de rugosité par la formation de sastrugi est une rétroaction négative et n'est pas incluse dans le modèle utilisé par (Lenaerts et al., 2010, 2012a, 2012b).

La densification du manteau neigeux est permise pour les couches de neige même si ces dernières sont profondes lorsque ces couches ou celles supérieures peuvent s'éroder. Cette paramétrisation permet de rendre compte de la redistribution de la neige à l'intérieur d'une cellule de grille car le modèle régional simule le comportement du manteau neigeux comme une moyenne sur une cellule de grille entière. Ainsi une augmentation de la densité de surface du manteau neigeux est responsable d'une augmentation de la vitesse de frottement seuil. C'est un rétrocontrôle négatif. Contrairement aux précédentes versions du MAR, la densité des particules de neige déposées est paramétrée en fonction de la vitesse des vents comme dans (Kotlyakov, 1961).

$$\rho_{nd} = 104 * \sqrt{\overline{u}_{10}} - 6 \quad (86)$$

Où ρ_{nd} est la masse volumique de la neige déposée en kg.m⁻³ et \overline{u}_{10} la vitesse moyenne des vents à 10 m de hauteur uniquement lorsque $\overline{u}_{10} > 6$ m.s⁻¹.

4.1.3.2 Description de la simulation

La simulation utilisée possède une résolution de 5 km avec un domaine d'intégration d'approximativement 200 km sur 200 km (Figure 87). Ce domaine a été choisi pour permettre une bonne représentation des vents catabatiques le long des côtes de Terre Adélie. Le MAR a été testé avec différents domaines d'intégration comprenant des domaines plus larges mais la sensibilité du modèle sur la vitesse simulée au niveau de la zone concernée par les mesures était très faible. Nous avons choisi un petit domaine pour permettre une simulation réaliste de la vitesse des vents. De plus son coût de calcul numérique est abordable.

Les forçages latéraux du MAR et des conditions de surface de mer, c'est à dire de température de surface de l'océan et la fraction glace de mer/eau libre, sont pris des réanalyses (ERA-Interim) du Centre Européen pour les Prévisions à Moyen Terme (Dee et al., 2011). Le ratio de la taille de grille de ERA-Interim par rapport à celle du MAR est supérieur d'un facteur 10 ce qui aurait pu être une source de distorsion sur notre zone d'étude. Cependant ce n'est pas le cas car le vent simulé n'est pas sensible à la taille du domaine pour le domaine choisi.

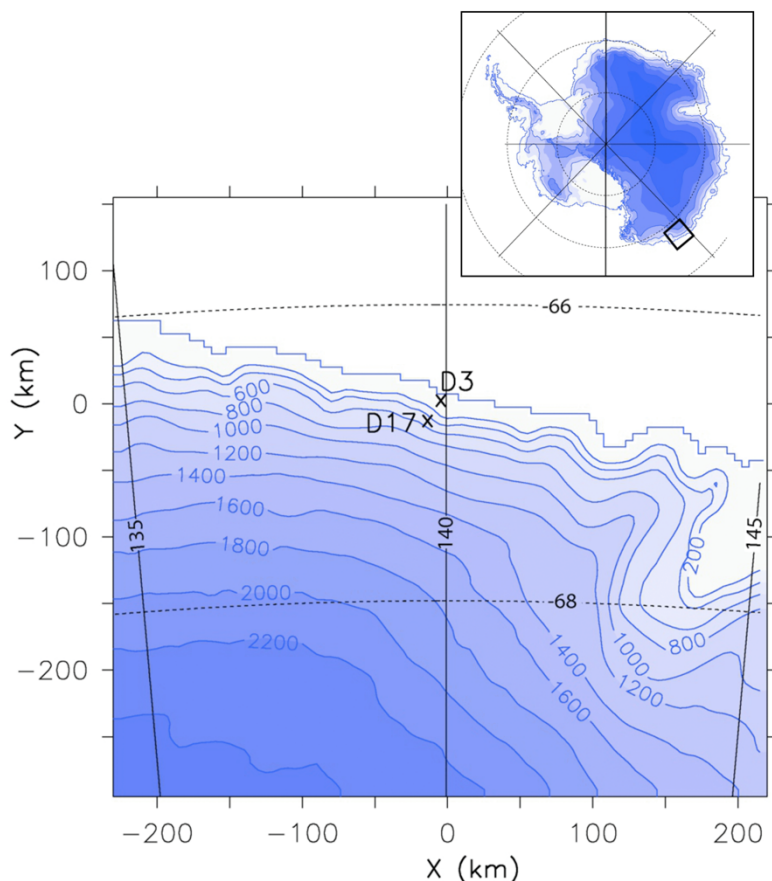


Figure 87 : le domaine d'intégration de la simulation de janvier 2010. Les isocontours sont représentés tous les 200 m

La simulation possède soixante niveaux verticaux dans le modèle atmosphérique avec une forte résolution verticale dans la basse troposphère. L'espacement entre les douze premiers niveaux est de 2 m et le premier niveau est situé à 2 m au-dessus du niveau du sol. La discrétisation verticale grossière proche de la surface ne permet pas de représenter la concentration élevée de la couche de saltation (*cf.* Chapitre I). Afin d'évaluer l'influence de ce choix de simulation sur la détection de la neige soufflée par le modèle, une étude préliminaire a été menée avec une discrétisation verticale beaucoup plus fine : Deux simulations à deux dimensions ont été faites. L'une avec une discrétisation identique à la simulation en trois dimensions utilisées et une deuxième avec une discrétisation verticale beaucoup plus fine dont les niveaux de calculs les plus bas se situent à 0,1, 0,2, 0,4 et 0,8 m au-dessus de la surface. Cette étude a permis de déterminer que les concentrations en particules de neige soufflée à 2 m de hauteur étaient comparables entre les deux simulations. Une simulation avec un premier niveau à 2 m de hauteur peut être utilisée pour la détection d'occurrence du transport mais elle risque de manquer les épisodes de transport dont la hauteur maximale est inférieure à 1 m.

La simulation a été initialisé le 1^{er} décembre 2009 et dure deux mois, le premier mois, celui de décembre servant à l'initialisation. Le deuxième mois, celui de janvier 2010, est utilisé pour la comparaison. Le mois d'initialisation est dû au fait que la température de surface nécessite une durée d'initialisation plus longue que pour celle de la température atmosphérique. Les couches de neige du manteau neigeux proches de la surface peuvent ainsi s'ajuster aux conditions météorologiques. Cette initialisation est d'autant mieux mise en place que le manteau neigeux près de la surface dans le modèle est très rapidement renouvelé par les précipitations et l'érosion qui sont responsables de la formation de nouvelles couches et de la disparition des anciennes. Le fait que le modèle ne présente pas de dérive de température (voir section 4.1.4.1) peut être lié à cette durée longue d'intégration mais également à la petite taille du domaine et à la bonne qualité des champs météorologiques de grande échelle.

4.1.4 Résultats

Le test de (Nash and Sutcliffe, 1970) est utilisé pour évaluer les performances du modèle par rapport aux observations :

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=t}^T (X_i^o - X_i^m)^2}{\sum_{i=t}^T (X_i^o - \bar{X}^o)^2} \quad (87)$$

$$E_{NS} = 1 - \frac{EQM^2}{\sigma_o^2} \quad (88)$$

Où X_i^o est la valeur observée au temps i , X_i^m est la valeur simulée au temps i , \bar{X}^o est la valeur moyenne des observations entre t et T , σ_o et EQM sont respectivement l'écart-type des observations et l'erreur quadratique moyenne de la variable simulée.

Le test peut varier entre $-\infty$ et 1. Une efficacité de 1 correspond à une parfaite simulation de la variable observée, à savoir une erreur quadratique moyenne égale à 0. Une efficacité de 0 indique que le modèle est aussi performant que la moyenne de la variable et une efficacité négative signifie que l'erreur quadratique moyenne est plus élevée que l'écart-type des observations. Une telle efficacité suggère qu'un modèle détaillé n'améliorera pas les résultats obtenus par un modèle plus simple fournissant une estimation de variable moyennée sur la période considérée. En résumé, plus le test est proche de 1, meilleure est la simulation.

Une bonne simulation de la vitesse des vents est un prérequis à une bonne simulation du transport éolien de neige. La température à 2 m de hauteur sera comparée dans un deuxième temps : la température va avoir une influence sur le transport car si le point de fusion est dépassé, le transport des couches où de la fonte s'est produite n'est pas possible dans le modèle. Dans un dernier temps l'occurrence de transport sera étudiée. Nous n'analyserons pas la direction des vents, la validation de la divergence des flux de transport éolien n'étant pas le but de cette étude.

4.1.4.1 Vitesse des vents

L'efficacité proche de 0,7 du test aux deux stations dénote un bon accord entre les vitesses des vents simulées et les observations (Table 19).

Table 19 : coefficient de corrélation et test de Nash et Sutcliffe (efficacité) de la vitesse des vents à 2 m de hauteur à la SMNA D3 et la SMA D17

	SMNA D3	SMA D17
Corrélation	0.84	0.86
Efficacité	0.69	0.72

Les variations de la vitesse des vents sont bien simulées pour la SMNA D3 mais il existe une sous-estimation des vitesses simulées durant les épisodes dont la vitesse des vents observée dépasse 12 m.s^{-1} (Figure 88). L'efficacité importante du test peut s'expliquer partiellement par le fait que la zone d'étude est fortement influencée par les systèmes synoptiques et par le fait que les vents soient principalement des vents gravitaires, catabatiques et anabatiques (Gallée and Pettré, 1998). La sous-estimation de la vitesse des vents ne dépend pas de la taille du domaine. Elle est probablement due au schéma de turbulence qui n'est pas performant pour les vents élevés : les tourbillons turbulents ont une grande extension verticale durant les événements de vents importants et fournissent un transfert de moment vertical vers le bas efficace. Ce n'est pas le cas avec le modèle de turbulence E- ϵ .

4.1.4.1 Température

Les températures mesurées lorsque la vitesse demi-horaire des vents est inférieure à 2 m.s^{-1} ne sont pas prises en compte du fait de la mauvaise ventilation des abris qui conduit à une surestimation des températures (Genthon et al., 2011). L'efficacité du test est négative pour les deux stations de mesures (Table 20).

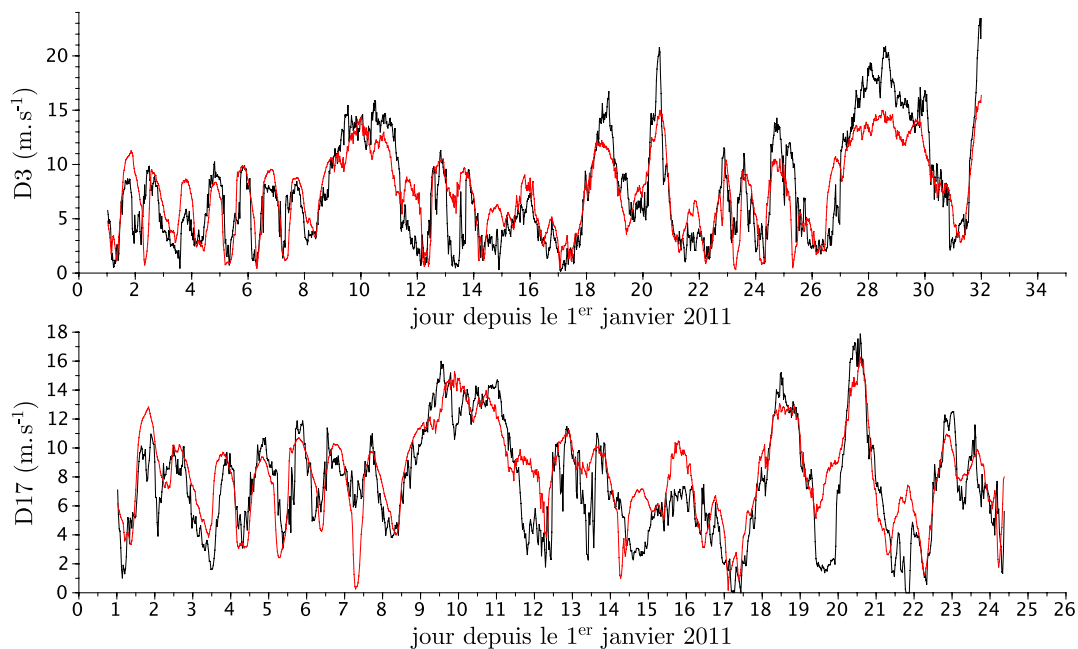


Figure 88 : comparaison entre les vents observés (courbe noire) et simulés (courbe rouge) à 2 m de hauteur durant le mois de janvier 2010 à la SMNA D3 (haut) et la SMA D17 (bas). Les données de la SMA D17 s'arrêtent au 24 janvier

Si nous observons les températures à la SMNA D3 simulées et observées, ces mauvais résultats peuvent être expliqués par une surestimation de l'amplitude du cycle diurne, principalement entre le 14 et le 21 janvier (Figure 89). Cette surestimation est due à une différence marquée entre les grandes longueurs d'ondes incidentes observées et simulées à la station de Cap Prud'homme durant cette période : une augmentation significative est observée dans les observations ce qui n'est pas le cas dans la simulation. Une telle augmentation suggère la présence de nuages durant cette période et ces derniers sont sous-estimés.

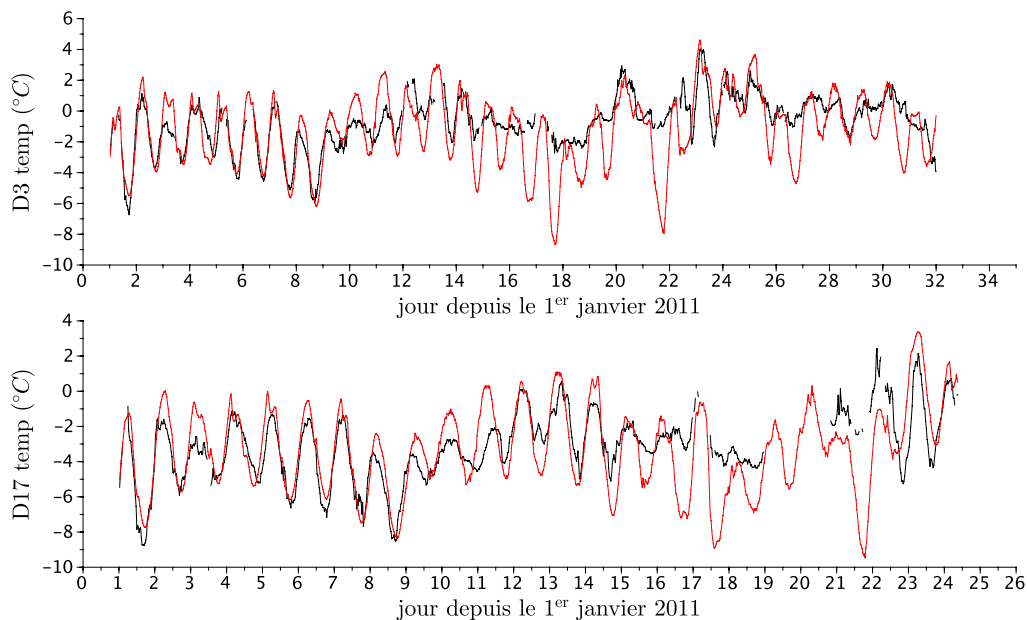


Figure 89 : comparaison entre les températures observées (courbe noire) et simulées (courbe rouge) à 2 m de hauteur durant le mois de janvier 2010 à la SMNA D3 (haut) et la SMA D17 (bas). Les données de la SMA D17 s'arrêtent au 24 janvier

Pour comparer les températures lorsque le modèle simule une bonne couverture nuageuse, des tests statistiques ont à nouveau été faits en utilisant uniquement les valeurs où la différence entre les

longueurs d'onde incidentes modélisées et simulées sont inférieures en valeur absolue à 90 W.m⁻². 1017 et 773 périodes de comparaison sont considérées contre 1373 et 1374 précédemment pour les SMNA D3 et SMA D17 respectivement. Dans ce cas, l'efficacité du test est bien meilleure, proche de 0,5 aux deux stations (Table 20).

Table 20 : coefficient de corrélation (Corrélation) et test de Nash et Sutcliffe (Efficacité) à la SMNA et la SMA D17 D3 à 2 m de hauteur pour le mois de janvier 2010 pour toute la période considérée (janvier) ou uniquement lorsque la couverture nuageuse simulée répond au critère $|DLW| < 90$

	SMNA D3 janvier	SMA D17 janvier	SMNA D3 $ DLW < 90$	SMA D17 $ DLW < 90$
Corrélation	0.67	0.68	0.78	0.82
Efficacité	-0.16	0.09	0.46	0.54

Le personnel présent sur place a confirmé qu'il n'y avait pas de dépôt de neige sur les abris ventilés des thermo-hygromètres durant la période concernée, probablement à cause des vitesses élevées de vitesse de vent, ce qui aurait pu expliquer une amplitude observée plus faible que celle simulée. Le MAR sous-estime d'ailleurs la couverture nuageuse au Dôme Concordia en été d'après une simulation sur l'intégralité de l'Antarctique avec un maillage de 80 km, à peu près égal à celui utilisé dans ERA-Interim (Gallée and Gorodetskaya, 2008). Ce problème était persistant malgré l'utilisation d'un maillage plus fin à 20 km de résolution horizontale.

4.1.4.2 Détection des particules de neige transportées par le vent

Une validation préliminaire du module de transport éolien de neige est faite en comparant l'occurrence observée et simulée des hydrométéores transportés par le vent. Durant le mois de janvier, les 30 centimètres inférieurs du *FlowCapt* le plus proche du sol étaient enterrés dans la glace d'après les observations du personnel présent sur place.

Un événement est considéré se produire lorsque le *FlowCapt* le plus bas, dont la zone de détection est en contact avec le sol, détecte un flux supérieur à une valeur seuil. Suite à une comparaison sur le mois de janvier 2010 entre les données d'un détecteur de temps présent de la marque Biral (Bellot et al., 2011) et les données du *FlowCapt* le plus bas, cette valeur a été fixée à 0,001 g.m⁻².s⁻¹. A l'époque, nous n'avions pas encore réalisé la comparaison dans les Alpes durant laquelle la même valeur de seuil a été déterminée (cf. chapitre II). Une valeur de 0,001 g.m⁻².s⁻¹ correspond environ à une concentration en hydrométéore de 0,0002 g.kg⁻¹ pour un vent de 5 m.s⁻¹. Le profil vertical de concentration en particules de neige simulée à la SMNA de D3 est comparé aux observations de flux du *FlowCapt* le plus bas (Figure 90).

Sur le mois de janvier, 4 événements simulés ont une concentration en particules de neige qui dépassent les 0,2 g.kg⁻¹. Ils sont simulés les 10, 18-19, 20-21 et 28 janvier et ils correspondent à des périodes où les vents simulés sont supérieurs à 10 m.s⁻¹ et où les flux mesurés par le *FlowCapt* en contact avec le sol sont les plus importants. Ces événements correspondent à de forts vents mesurés et simulés et à des flux de neige importants. Par contre deux événements avec des flux de neige observés importants ne sont pas simulés les 23 et 25 janvier.

Si nous prenons temporellement les épisodes, des chutes de neige ont été observées par le personnel sur place pour les trois premiers événements simulés. L'événement du 10 janvier a été difficilement détecté et les rapports de mission font trace d'une légère chute de neige avec peu de neige piégée dans les filets. Un événement est détecté le 16 janvier à la fois dans les observations, dans la simulation et les rapports de terrain. Il s'est produit avec de faibles vents et a été considéré par les observateurs comme un événement de précipitation ventée pure. Dans les observations, l'événement du 18-19 janvier a commencé par une précipitation avec un léger vent mais le vent forçant, le transport éolien de neige du manteau neigeux a commencé à partir 16 h heure locale le 18 janvier comme le suggère le changement de profil de flux dans des mesures filets faites à la SMNA D3 à cette période. Le modèle montre le même type de comportement d'après les hautes concentrations simulées dans la partie inférieure du profil. L'événement du 20-21 janvier 2010 a été un fort événement de neige soufflée et est correctement simulé. Les deux événements observés

suivant sont caractérisés par un flux de neige observé important les 23 et 25 janvier mais ils n'ont pas été simulés par le modèle qui ne détecte aucune particule de neige dans l'atmosphère. Le dernier épisode observé qui s'est produit les 27-30 Janvier est sous-estimé en terme de durée par le modèle contrairement aux épisodes qui se sont produits les 18-19 et 20-21 janvier.

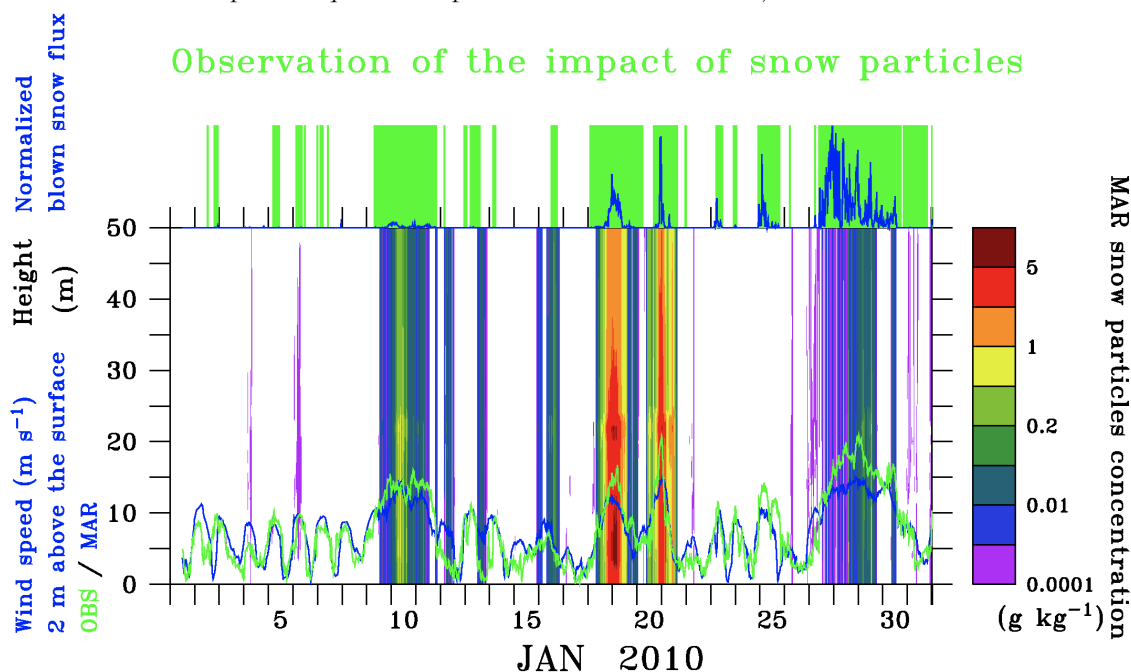


Figure 90 : comparaison entre les vents observés (courbe verte) et simulés (courbe bleue) à 2 m au-dessus du sol, la concentration en particule simulée dans l'atmosphère (code couleur) et la détection de transport éolien de neige (histogramme vert supérieur) où les barres vertes représentent une détection de transport à l'intérieur desquelles le flux mesuré par le FlowCapt en contact avec le sol est représenté (courbe bleue supérieure) (Gallée et al., 2012)

Le modèle ne semble donc pas en mesure de reproduire l'occurrence de transport et son intensité passé le 21 janvier alors qu'il y parvenait auparavant. Aucune précipitation ne s'est produite après le 21 janvier d'après les rapports de mission. Les températures observées et simulées dépassent le point de fusion entre le 21 et le 25 janvier puis diminuent significativement. Des observations de la couche de surface durant les 10 derniers jours de janvier notent la formation d'une croûte de regel le 22 janvier. La neige en surface à partir de cette date était lisse avant d'être progressivement couverte par des sastrugi qui se sont formés grâce aux particules transportées par le vent depuis l'intérieur de l'Antarctique jusqu'au site de mesure.

Cet état de surface observé peut expliquer l'absence de transport dans la simulation du MAR les 23 et 25 janvier : le modèle ne permet pas l'érosion des couches où de la neige a fondu, même après son regel. C'est un processus non linéaire qu'il est difficile de simuler précisément. De plus, la concentration en particules de neige dans l'atmosphère simulée augmente avec le temps durant l'épisode du 27 au 30 janvier alors que les flux observés diminuent. Cela suggère que la sous-estimation du maximum des vitesses des vents par le MAR après le 25 janvier peut être responsable de la sous-estimation du transport éolien de neige et de son dépôt sur le site réduisant fortement de ce fait la neige disponible à une nouvelle érosion au niveau du site au début de l'événement. Les chutes de neige semblent par contre bien simulées par le modèle d'après les données qui ont été confirmées par les rapports de mission.

4.1.5 Conclusion de la première comparaison

Le but de cette étude préliminaire était de décrire une stratégie pour valider le transport éolien de neige simulé par un modèle régional. Le MAR prend en compte l'influence de l'érosion sur la stabilité verticale de la couche de surface et donc de l'influence de la stabilité sur le flux d'érosion. Le module de transport éolien de neige du MAR a été modifié pour mieux rendre compte des

processus de transport. Tout d'abord il introduit une densification du manteau neigeux par le vent comme fonction de la vitesse des vents et donc de la dépendance de la vitesse de frottement seuil avant l'érosion d'après les propriétés du manteau neigeux. Ensuite il introduit l'influence de l'érosion/dépôt sur la rugosité et de l'influence de la rugosité sur l'érosion/dépôt. Les trois rétrocontrôles cités sont des rétrocontrôles négatifs dont la représentation est probablement nécessaire pour contrôler le comportement hautement non linéaire du transport de neige par le vent.

Nous avons décidé d'étudier le comportement du modèle sur un petit domaine d'intégration à fine échelle permettant tout de même une bonne représentation des forçages de grandes échelles dont les vents catabatiques font partie.

Nous avons tout d'abord comparé les variables météorologiques que sont le vent et la température. Les résultats montrent une bonne simulation de la vitesse de vent en général, ce qui est le facteur le plus déterminant dans l'étude du transport éolien de neige. Les températures sont moins bien simulées, probablement à cause d'une mauvaise représentation de la couverture nuageuse. L'occurrence du transport seule a pu être comparée car l'étude ne portait que sur des *FlowCaps* première génération à un point de mesure. Le modèle semble bien simuler l'occurrence de transport tant que la température de surface n'atteint pas le point de fusion. Lorsqu'il est atteint, le modèle ne détecte pas de transport ou sous-estime son occurrence. Il serait intéressant d'étudier la réaction du manteau neigeux simulé à des observations. Une comparaison entre des valeurs de flux observées et simulées représente l'étape suivante.

4.2 Comparaison des observations et d'une simulation sur trois points de mesure pour l'événementiel et la quantification

La précédente section a permis d'établir une approche de comparaison entre les observations et une simulation. Une validation préliminaire du module transport de neige par le vent a été faite avec les connaissances que nous avons en 2010. Cette méthode est appliquée à une nouvelle simulation sur les trois points de mesure présentés dans le chapitre III. Dans la précédente étude, la précision des données instrumentales sur le flux ne permettait pas de conclure sur la capacité du modèle climatique régional à simuler les flux de transport éolien de neige. Avec la nouvelle génération d'instruments acoustiques installés à D17 et D47, cette capacité va pouvoir être évaluée. Le rôle de la modélisation du manteau neigeux dans la simulation des événements de transport a également été mis en avant dans la précédente comparaison avec un arrêt du transport lorsque le point de fusion était atteint. Les densités simulées et observées vont être comparées pour évaluer la formulation de densification du manteau neigeux.

4.2.1 Données de comparaison

4.2.1.1 Observations disponibles

Le site et les mesures ont précédemment été décrits dans les chapitre II, III et dans la section précédente. Les Stations Météo-Nivologiques Automatiques (SMNA) possédant des *FlowCaps* seconde génération permettent d'avoir une borne inférieure du flux de neige transportée (cf. chapitre III). Les SMNAs D17 et D47 ont fonctionné sans interruption depuis le mois février 2010. Nous avons décidé pour les mêmes raisons que précédemment de comparer aux données mesurées une simulation du MAR lorsque du personnel était présent sur le terrain. Le mois de janvier 2011 correspond à la période où les stations ont toutes fonctionné, où des rapports quotidiens sont disponibles et où des mesures de densité ont pu être faites. Les données de la SMNA D17 commencent au 6 janvier 2011, période où les anémomètres et les thermo-hygromètres défectueux ont été remplacés. Par contre la hauteur de rugosité ne peut pas être calculée d'après les données à la SMNA D17, la valeur de hauteur des instruments n'étant pas disponible.

Les mesures de densité du manteau neigeux ont été faites à deux emplacements. Tout d'abord sur le premier mètre du manteau neigeux à l'aide d'un carottier en 4 points espacés de 500 m autour de la SMNA D47. Elles ont également été conduites au pied de la SMNA de D3 pendant trois jours où un cycle de fonte-regel avait lieu. Une pelle à densité construite spécialement pour la mesure de densité de surface a été utilisée. Elle permet de n'échantillonner que les trois centimètres supérieurs de manteau neigeux. Pour évaluer la densité du manteau sur une hauteur intégrative plus importante, un tube vertical de 6 cm de hauteur est également utilisé.

4.2.1.2 Description du modèle et simulation

Les évolutions du module de transport éolien de neige depuis 2005 ont été décrites dans la section précédente. La même version du Modèle Atmosphérique Régional est utilisée pour réaliser cette simulation.

La simulation du MAR a été faite sur le même domaine d'intégration (450 km par 450 km) en Terre Adélie, cette simulation comprenant également la SMNA D47 (Figure 91). Le modèle climatique régional a une résolution verticale de 2 m dans les 20 premiers niveaux et possède 60 niveaux. La résolution horizontale est de 5 km. Le MAR est forcé latéralement par les réanalyses (ERA-Interim) du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT).

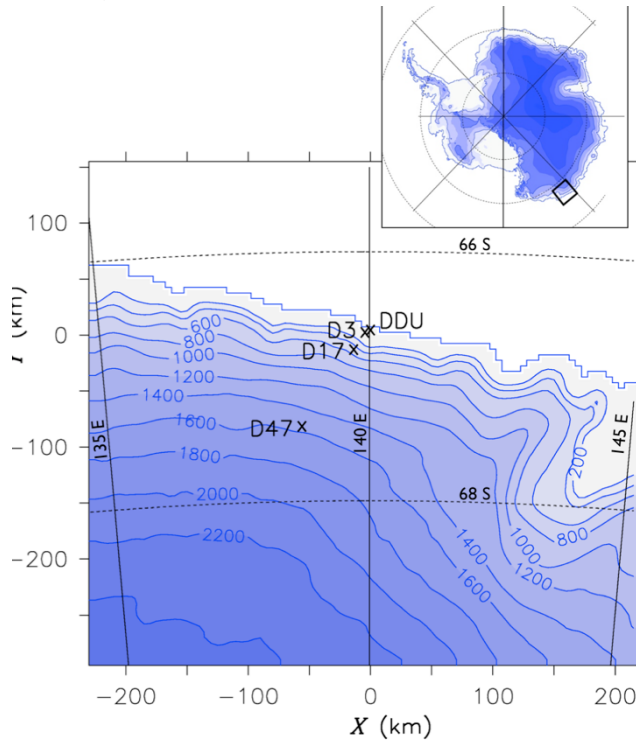


Figure 91 : domaine d'intégration du MAR. Les croix représentent l'emplacement de la station polaire Dumont D'Urville (DDU) et des trois SMNAs D3, D17 et D47

Les flux de 0 à 2 m sont calculés dans la simulation pour être comparés aux observations :

$$\mu_{0-2sim} = \eta_{2part} * \rho_{a2sim} * u_{2sim} * (2 + 6 * e^{(-1,5*(2-0,4))}) \quad (89)$$

Avec μ_{0-2sim} les flux de 0 à 2 m, η_{2part} la concentration en particules dans l'air à 2 m en g d'eau par kg d'air, ρ_{a2sim} la masse volumique de l'air à 2 m en kg d'air par m³, u_{2sim} la vitesse de vent simulée à 2 m (en m.s⁻¹) le tout multiplié par un facteur correctif adimensionnel $(2 + 6 * e^{(-1,5*(2-0,4)})$. Ce facteur correctif a été déterminé pour rendre compte de la valeur du flux de transport dans une discrétisation verticale faible. Le flux éolien important proche de la surface ne peut pas être simulé dans la simulation initiale à cause d'une discrétisation verticale trop faible

(premier niveau à 2 m de hauteur). La simulation 1D, qui utilise la même paramétrisation du transport que la simulation initiale, parvient bien à simuler ce flux important avec une discrétisation verticale beaucoup plus fine (avec des premiers niveaux à 0,1, 0,2, 0,4 et 0,8 de hauteur). La différence de valeur de flux entre différentes discrétisations avec les simulations 1D a permis de déterminer ce facteur pour la couche la plus proche de la surface.

L'humidité relative est également calculée pour rendre compte de l'eau transportée sous forme de vapeur dans l'atmosphère et de la saturation de l'atmosphère. Elle est calculée pour les solides à partir de l'humidité spécifique d'après les formulations de (Goff and Gratch, 1946).

La simulation a été initialisée le 1^{er} décembre 2010 sur une période d'intégration de 2 mois. La période du mois de décembre a été simulée pour permettre au manteau neigeux de s'ajuster aux conditions météorologiques et la période de janvier est utilisée pour la comparaison.

4.2.2 Résultats

À l'instar du chapitre précédent (équations 87-88), le test de (Nash and Sutcliffe, 1970) est utilisé. Nous rappelons qu'une efficacité de 1 est atteinte quand les valeurs de la simulation sont égales aux valeurs observées. Une efficacité négative signifie que l'erreur des moindres carrés est supérieure à la déviation standard des observations.

4.2.2.1 Vitesse des vents

Tout comme lors de la première comparaison, l'efficacité importante du test dénote un bon accord entre les vitesses de vent observées et simulées (Table 21). Les mêmes variations au cours du temps sont visibles aux trois points de mesures. Les vitesses de vent observées supérieures à 12 m.s⁻¹ sont toujours sous-estimées par le modèle (Figure 92). Cette sous-estimation des vitesses, en lien avec le fait que les vitesses de vent soient croissantes entre D3, D17 et D47, explique l'efficacité décroissante. La vitesse à D47 est presque constamment sous-estimée de 2 m.s⁻¹ et possède le test le moins bon (0,37).

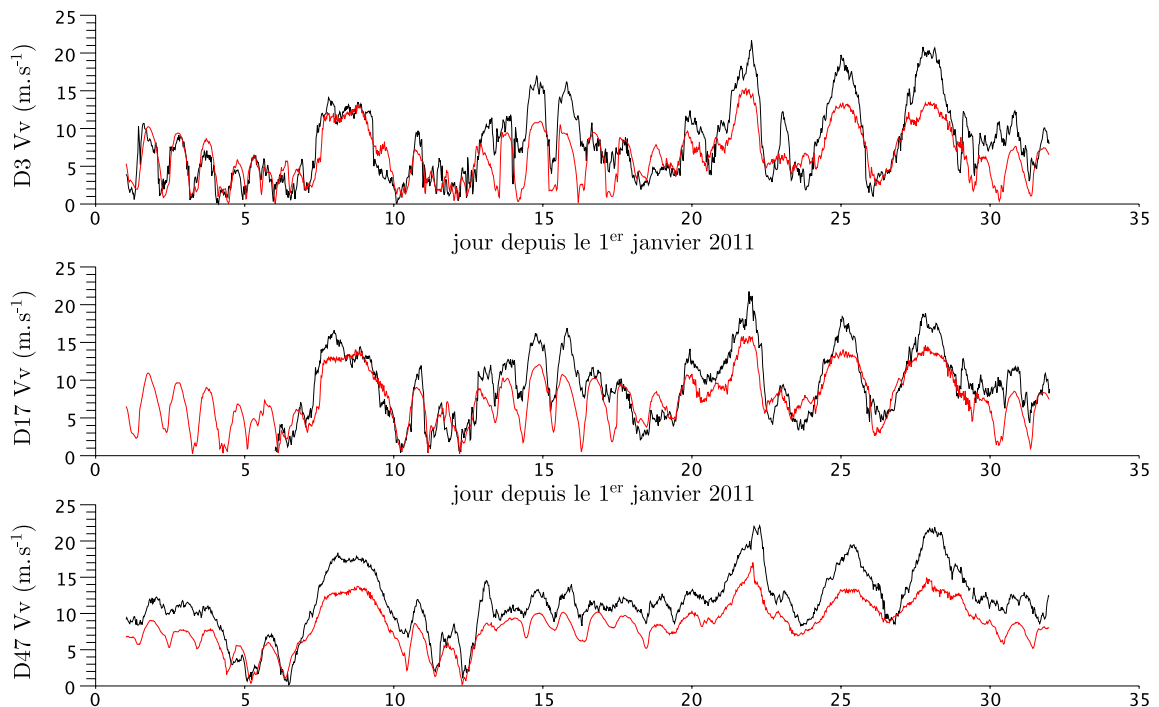


Figure 92 : vitesse des vents observée (ligne noire) et simulée (ligne rouge) à 2 m de hauteur pour les SMNAs D3 (haut), D17 (intermédiaire) et D47 (bas)

Cette sous-estimation des vitesses de vent pourrait venir du modèle de turbulence E- ϵ . En effet, ce modèle de turbulence se base sur la concept des petits tourbillons : il est fait l'hypothèse que le transport turbulent est le résultat d'un mélange local par des tourbillons de tailles bien inférieures à l'échelle caractéristique dans laquelle la quantité moyenne correspondante varie verticalement.. (Baas and Sherman, 2005) étudient des figures de transport appelées « courants éoliens ». Ces derniers peuvent se produire dans le cas du transport de sable ou de neige et représentent les variations importantes de flux visibles à l'œil nu proche de la surface. Ils ont déterminé que les tourbillons verticaux traversant l'intégralité de la couche limite permettent de transmettre efficacement l'énergie à la surface et qu'ils sont responsables de ces « courants éoliens ». De telles figures sont clairement visibles en Terre Adélie lorsque le transport est limité à de la saltation. Ces observations confirmeraient l'existence de ces tourbillons traversant l'intégralité de la couche limite dans cette région. Ces derniers ne peuvent pas être représentés dans un modèle de turbulence E- ϵ alors qu'un modèle « top-down » de turbulence, *e.g.* (Hunt and Morrison, 2000), est capable de reproduire ce processus.

4.2.2.2 La température

Tout comme précédemment, les valeurs de température mesurée lorsque la vitesse des vents est inférieure à 2 m.s⁻¹ ne sont pas prises en compte, les abris à ventilation naturelle ayant des biais significatifs (Genthon et al., 2011). La comparaison des températures donnent de meilleurs résultats que lors de la précédente comparaison avec aucun test négatif sur l'intégralité du mois, seulement une valeur nulle à D17 (Table 21).

Table 21 : coefficients de corrélation (Corr) et tests de Nash et Stutcliffe (N&S) pour la température et la vitesse des vents à 2 m au dessus du sol entre les observations et la simulation pour les trois SMNAs

	D3		D17		D47	
	Corr	N&S	Corr	N&S	Corr	N&S
Température	0,74	0,20	0,69	0,00	0,82	0,48
Vitesse de vent	0,81	0,56	0,84	0,60	0,94	0,37

Le MAR simule de manière correcte le cycle diurne jusqu'au 20 janvier (Figure 93). Il a plus de difficultés à simuler l'atténuation du cycle passé cette date. Deux processus peuvent expliquer cette atténuation. Tout d'abord, comme dans la première comparaison, la couverture nuageuse peut ne pas bien être représentée dans le modèle, ce dernier ne simulant pas la présence de nuages. En effet, les rapports de missions décrivent l'arrivée d'une couverture nuageuse le 18 janvier suivie de transport important et de jour blanc les 27-28 et 29 janvier. Cette atténuation peut également être due à un transport de neige important (Figure 94). Les particules de neige en suspension vont limiter le rayonnement incident et limiter le cycle diurne (Gallée and Gorodetskaya, 2008). La sublimation de la neige présente dans l'atmosphère a également un effet sur la température en réchauffant l'atmosphère. Cependant les humidités relatives durant cette période sont très proches de la saturation et cet effet doit être limité. Aucune photographie ne permet de déterminer qu'un événement de transport s'est produit sans couverture nuageuse ce qui aurait pu déterminer la part de chaque processus dans l'atténuation mesurée du signal diurne.

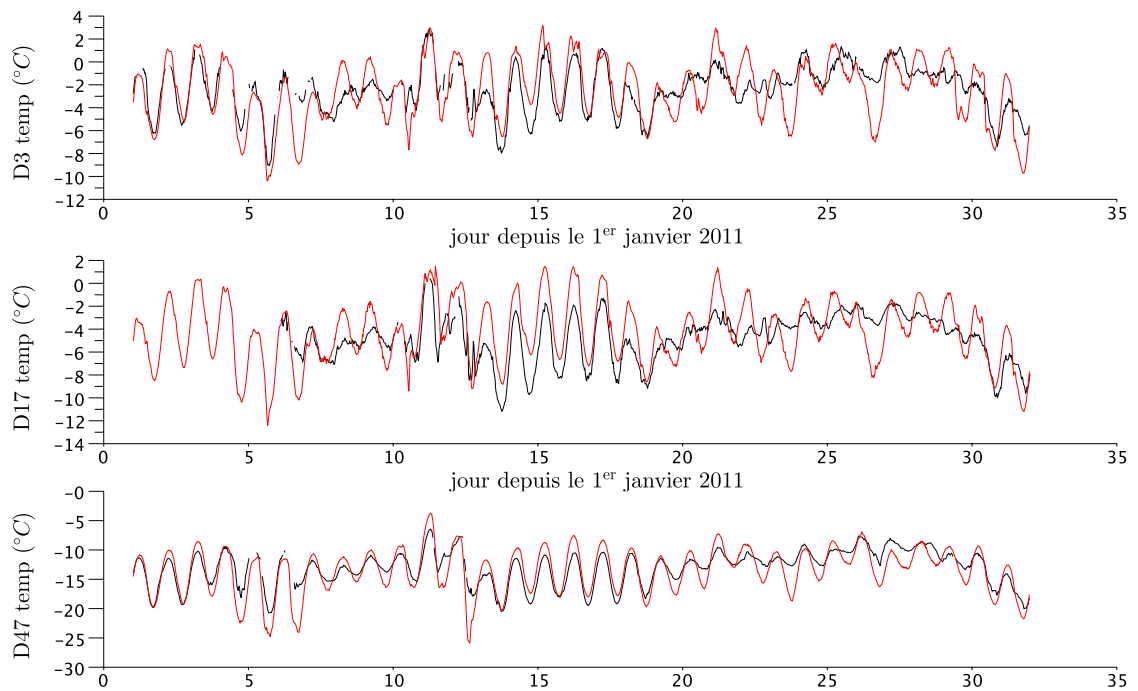


Figure 93 : température observée (ligne noire) et simulée (ligne rouge) à 2 m de hauteur pour les SMNAs de D3 (haut), D17 (intermédiaire) et D47 (bas)

4.2.2.3 L'événementiel de transport éolien de neige

L'événementiel aux trois stations est comparé en utilisant un seuil de $0,001 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour le *FlowCapt* inférieur (en contact avec le sol) et les simulations comme ce qui a été précédemment fait. Les flux de neige soufflée sont représentés pour les stations (Figure 94). Nous rappelons que les flux observés à la station de D3 ne renseignent que sur l'absence/présence de transport. Les flux simulés de 4 à 6 m ont été calculés d'après l'équation 4.1 sans le facteur correctif.

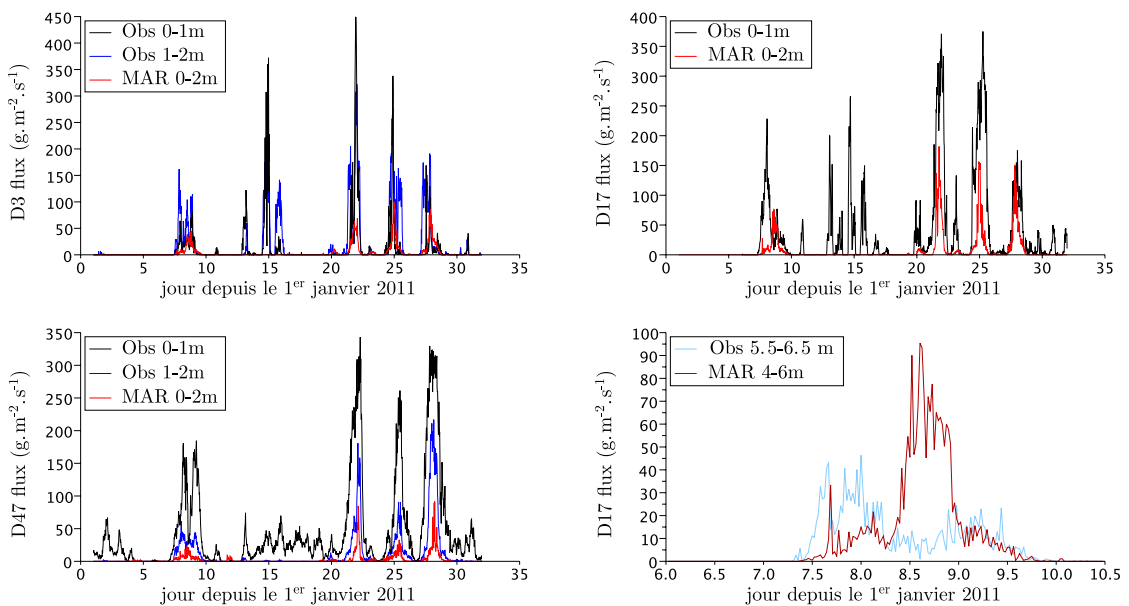


Figure 94 : flux de neige à la SMNA D3 (haut-gauche) observés de 0 à 1 m (ligne noire) et de 1 à 2 m (ligne bleue) avec des *FlowCapt* première génération et simulés (ligne rouge). A D47 (bas-gauche) observés de 0 à 1 m (ligne noire) et de 1 à 2 m (ligne bleue) avec des *FlowCapt* seconde génération et simulés de 0 à 2 m (ligne rouge). A la SMNA D17 (haut-droite) observés de 0 à 1 m (ligne noire) avec des *FlowCapt* seconde génération et simulés de 0 à 2 m (ligne rouge). A la SMNA D17 (bas-

droite) flux de neige observés de 5,5 à 6,5 m de hauteur (ligne bleu ciel) et simulés de 4 à 6 m de hauteur (ligne pourpre) pour la courte période où le FlowCapt supérieur de seconde génération de la SMNA D17 a fonctionné au mois de janvier 2011

Le MAR manque beaucoup d'épisodes lorsque nous considérons le transport de 0 à 1 m de hauteur aux trois SMNAs (les lignes noires). D'après les SMNAs D17 et D47, ces épisodes peuvent représenter des flux allant jusqu'à $250 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Le modèle simule tous les épisodes de transport entre 1 et 2 m de hauteur avec une valeur de flux supérieure à $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (ligne bleue à D3 et D47). A D17, l'événementiel du FlowCapt situé entre 5,5 et 6,5 m ne peut être fait que sur 5 jours. L'événementiel entre les observations (bleu ciel) et la simulation (pourpre) sont identiques. Le MAR ne semble pas capable de détecter les épisodes de chasse neige bas (hauteur de la couche de transport inférieure à 1 m). Ces épisodes représentent près de 7% des événements de transport annuels et ils ne présentent pas de variation intra-annuelle périodique (cf. chapitre III).

Le MAR distingue le transport en deux couches : une couche de saltation et une couche de diffusion (Gallée et al., 2001). La discrétisation verticale avec un premier niveau à 2 m ne permet pas de reproduire les événements dont la hauteur supérieure de la couche de transport est inférieure à 1 m. Une modélisation 1D ou 2D avec une forte discrétisation verticale est capable de reproduire ces épisodes proches de la surface (Xiao et al., 2000).

4.2.2.4 La quantification des flux

Le MAR intègre les flux entre les niveaux verticaux avec un premier niveau à 2 m de hauteur. Seule la SMNA D47 permet de quantifier les flux de 0 à 2 m de hauteur en intégrant les valeurs des deux FlowCpts seconde génération (Figure 95). L'humidité relative va également être comparée pour la quantité d'eau transportée sous forme de vapeur dans l'atmosphère.

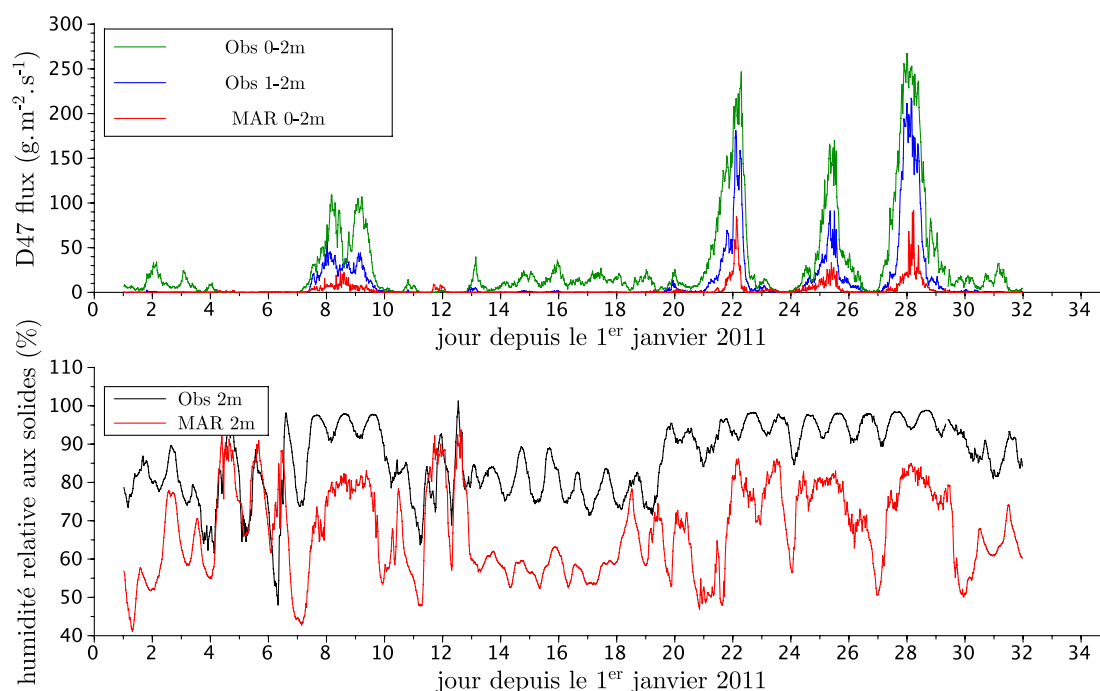


Figure 95 : haut : flux à la SMNA de D47 observés de 0 à 2 m (ligne verte) et de 1 à 2 m (ligne bleue), et les flux simulés de 0 à 2 m (ligne rouge). Bas : humidité relative à 2 m de hauteur à la SMNA D47 observée (ligne noire) et modélisée (ligne rouge)

Le MAR fournit des valeurs de flux qui sont inférieures à la valeur cumulée de flux de 0 à 2 m (ligne verte) mais également au flux de 1 à 2 m (ligne bleue). La valeur positive (0,28) de test pour les flux observés entre 1 et 2 m de hauteur confirme la bonne modélisation des flux de chasse neige élevé, épisodes de transport dont la hauteur maximale est supérieure à 0,5 m (Table 22).

Table 22 : test de Nash et Sutcliffe pour les valeurs de flux entre les observations de 0 à 2 m de hauteur (D47 OBS 0-2m) ou les observations de 1 à 2 m de hauteur (D47 OBS 1-2m) et la simulation de 0 à 2 m de hauteur

	D47 OBS 0-2m	D47 OBS 1-2m
Flux de neige	-0,06	0,28

Les valeurs de flux observées sont déjà une sous-estimation de la valeur du flux (*cf.* chapitre II et III). La quantité transportée sur le mois de janvier est également moindre avec une sous-estimation d'un ordre de grandeur de la quantité transportée détectée par les *FlowCpts* seconde génération.

Table 23 : quantités de neige transportées par mètres horizontaux durant le mois de janvier 2011 au point D47 observées par les *FlowCpts* seconde génération de 0 à 2 m (OBS 0-2 m) ou de 1 à 2 m (OBS 1-2m) et simulées par le MAR de 0 à 2 m (MAR 0-2 m)

	OBS 0-2 m	OBS 1-2 m	MAR 0-2 m
Quantité de neige (kg.m ⁻¹)	151 509	29 550	13 990

L'eau peut être transportée sous forme solide et est représentée alors par le flux de particule, mais elle peut être également transportée sous forme de vapeur dans l'atmosphère. Lorsqu'aucun transport n'est simulé ou observé, les humidités relatives ont des valeurs proches (Figure 95). Lorsqu'un transport est observé, les valeurs d'humidité relative observées sont supérieures à 90 %, et celles modélisées sont inférieures de 20 % en moyenne à celles observées. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'une partie de la neige transportée est sublimée. Cette sublimation augmente l'humidité relative de l'air et diminue la température (Xiao et al., 2000). Le MAR sous-estimant la vitesse des vents donc les épisodes et les quantités transportées, il sous-estime l'effet du transport sur l'humidité relative. Les températures simulées et observées étant très proches, le MAR sous-estime la quantité d'eau transportée sous forme de vapeur dans l'atmosphère.

Les flux de transport éolien dans la couche de saltation sont calculés suivant l'équation 52 qui dépend de $(u_*^2 - u_{*t}^2)$. Cette couche est, de plus, la condition à la limite basse du passage des particules dans le module de microphysique du MAR. La sous-estimation des flux peut venir de la sous-estimation de la vitesse des vents (et donc de la vitesse de frottement) ou de la surestimation de la vitesse de frottement seuil.

Pour évaluer l'influence de la vitesse des vents sur la sous-estimation des flux, la dynamique des flux en fonction de la vitesse des vents est étudiée pour les quatre épisodes de fort transport qui se sont produits durant le mois de janvier 2011. La séparation de la saison en différents épisodes nous permet d'être plus confiant dans le fait que pour un même épisode, la vitesse de frottement seuil et la hauteur de rugosité ne varient peu par rapport à leurs variations durant le mois de janvier entier. Le premier épisode s'est produit du 7 au 9 janvier, le deuxième du 21 au 22 janvier, le troisième du 25 au 26 janvier et le dernier épisode, celui qui possède les plus forte valeur de transport, du 27 au 28 janvier (Figure 95). Le modèle sous-estime dans la plupart des cas les flux de transport (Figure 96).

Le MAR semble avoir globalement la même tendance à l'augmentation entre 0 et 16 m.s⁻¹. Il n'est pas possible de conclure sur les vents supérieurs, le MAR n'en simulant aucun. Quelques points simulés diffèrent assez fortement du comportement simulé général de l'épisode pour les épisodes deux, trois et quatre. Ces points se situent entre les vitesses 13 et 14 m.s⁻¹. Ils ne sont pas associés à des précipitations simulées qui auraient pu expliquer cet écart : le flux des précipitations simulées s'ajoute à celui du transport éolien simulé des particules reprises du sol. Cependant ces valeurs restent inférieures à celles mesurées lors du projet Byrd avec des « fusées Mellor » (Budd, 1966) ce qui laisse penser que le MAR sous-estime toujours bien les flux transportés. La sous-estimation du flux des événements du MAR, au vu de la sous-estimation principale des flux à vitesse équivalente, n'est pas uniquement liée à la sous-estimation de la vitesse moyenne des vents de ces épisodes (et donc uniquement à la vitesse de frottement).

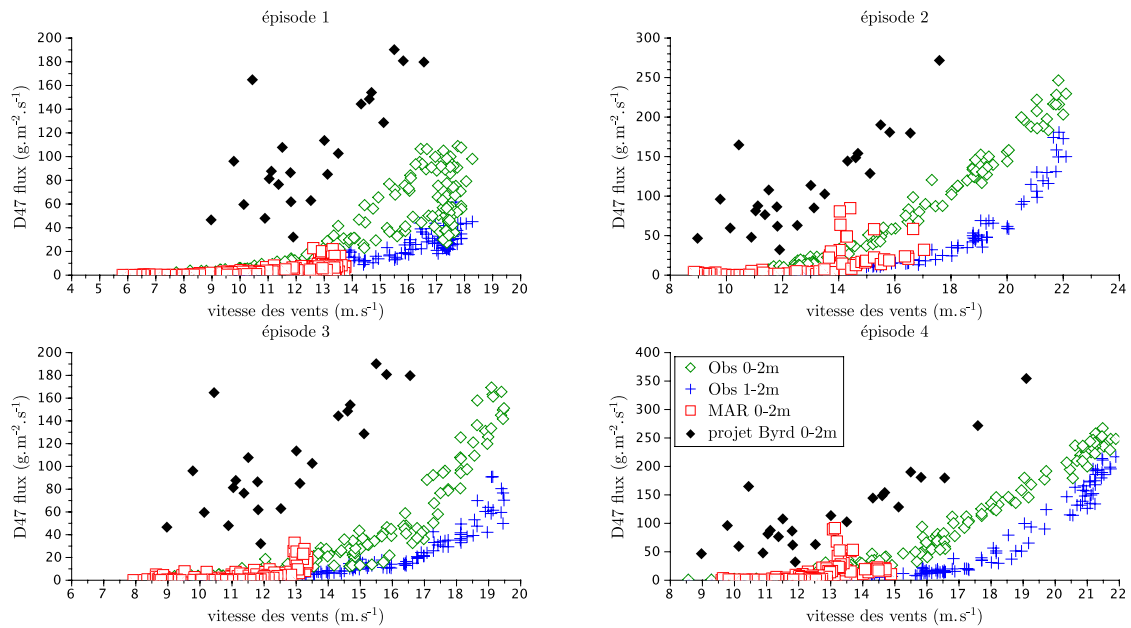


Figure 96 : flux à la SMNA D47 observés de 0 à 2 m (diamants verts) et de 1 à 2 m (croix bleues) en fonction de la vitesse des vents observées à 2 m et flux simulés de 0 à 2 m (carrés rouges) en fonction de la vitesse de des vents simulés à 2 m pour les quatre épisodes de transport important du mois de janvier 2011. Les valeurs obtenues lors du projet Byrd de 0 à 2 m de hauteur sont reportées pour chaque épisode (diamants noirs)

Elle peut également venir de la formulation de la concentration dans la couche de saltation : le MAR utilise une formulation se basant sur (Pomeroy, 1989). Cette formulation sous estime le taux de transport dans la couche de saltation par rapport aux autres formulations existantes, *e.g.* (Sørensen, 1991) et ce d'autant plus que le vent est fort (*c.f.* chapitre I).

4.2.2.5 Densité du manteau neigeux

La sous-estimation peut venir d'une surestimation de la vitesse de frottement seuil, le flux dépendant du rapport $(u_*^2 - u_{*t}^2)$. La vitesse de frottement seuil augmente avec la densité et cette dernière dépend de la qualité de la modélisation du manteau neigeux. J'ai mené avec les personnes présentes sur place deux types de mesures de densité : une série spatiale et une série temporelle.

Densité au point D47

La première série permet de renseigner sur la densité et sa variation à 1 km autour de la SMNA D47. La mesure de la densité a été faite à l'aide d'un carottier et la partie supérieure de la carotte renseigne sur la densité dans le premier mètre qui est ensuite comparée à la valeur du MAR.

Table 24 : Mesure de densité sur le premier mètre du manteau neigeux à 400 m autour de la SMNA D47

	Point 1	Point 2	Point 3	Point 4	MAR
Densité (kg.m ⁻³)	385	393	440	388	380

Les variations de densité sont de l'ordre de 70 kg.m⁻³ sur 500 m à l'intérieur des terres. Une certaine variabilité spatiale existe. La densité du manteau neigeux simulé est légèrement inférieure à la plus petite des mesures de densité. Cependant ce qui est important est la densité de la première couche qui est de 200 kg.m⁻³ pour la simulation et de 338 kg.m⁻³ in situ (valeur disponible pour un seul point). La vitesse des vents simulés étant sous-estimée, la densité modélisée devrait l'être également d'après la formulation de densité de la neige déposée en fonction de la vitesse des vents (Equation 85). Une seule mesure est disponible et de nouvelles mesures permettraient de mieux caractériser la simulation du manteau neigeux sur le premier mètre.

Densité au point D3 après une précipitation

La deuxième série est une série temporelle. J'ai réalisé les mesures à l'aide d'une pelle à densité qui permet de ne mesurer que les trois premiers centimètres du manteau neigeux et à l'aide d'un tube qui permet la mesure des six premiers centimètres. Chaque mesure de densité avec un instrument a été répétée quatre fois sur une surface d'un mètre carré. Il existe une certaine variation des mesures au sein même d'un mètre carré. Cette variation est due aux différentes structures de la neige : l'épaisseur de la croûte de regel lorsqu'elle existe et la quantité en eau liquide (si présente). Les écarts entre les valeurs mesurées sont plus importants de 0 à 3 cm que de 0 à 6 cm (Figure 97).

Les mesures ont été réalisées du 10 au 12 janvier au point D3 suite à une précipitation qui s'est produite le 09 janvier 2011. La précipitation a accumulé entre 15 et 20 cm de neige sur toute la zone de glace bleue avec une densité cumulée de 230 kg.m^{-3} le 10 au matin sur les 6 premiers centimètres (Figure 97). Une période de transport s'est produite les 08 et 09 janvier lors de la précipitation avant de s'arrêter. Le manteau neigeux était caractérisé par une croûte de regel en surface de 4 cm environ la nuit (dernière mesure du 10 janvier et la seule mesure du 12) par une présence d'eau liquide en journée (les autres mesure). Cette croûte de regel est plus dense que les couches qui se trouvent juste en-dessous et qui sont composées de faces planes. Lors de la fonte, l'eau liquide s'écoule par gravité vers les couches inférieures. La couche de surface de 0 à 3 cm est ainsi plus dense que la couche de 0 à 6 cm et cet écart tend à diminuer lors des épisodes de fonte. Le 12 janvier, la glace bleue est revenue sur une grande partie de la zone du point D3 et seuls des sastrugi denses avec une croûte de regel en surface sont présent autour de la station.

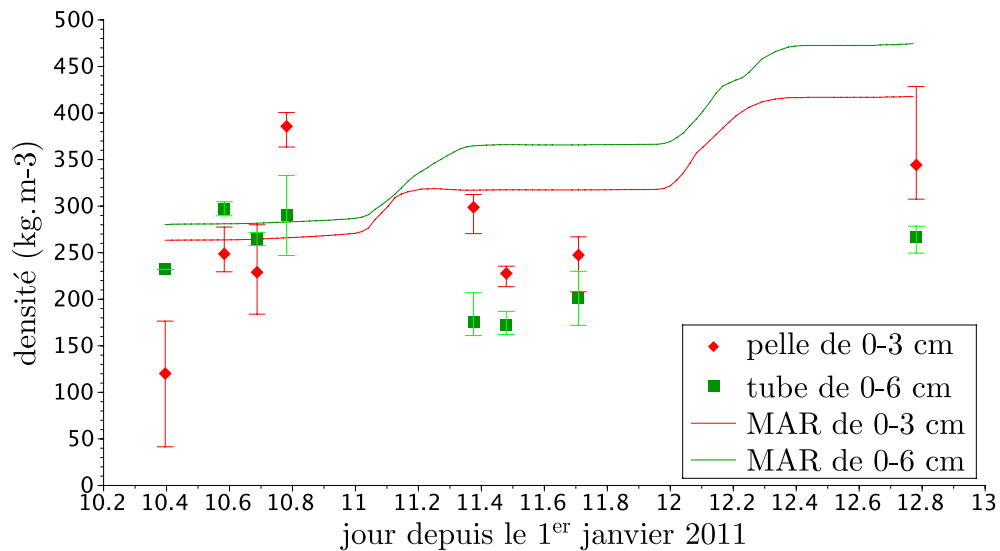


Figure 97 : densité au droit de la SMNA D3 après une précipitation ayant eu lieu le 9 janvier 2011 avec les mesures moyennes de pelle (triangles rouges) et de tube (carrés verts). Les barres représentent les valeurs extrêmes effectuées lors des mesures. Les valeurs simulées par le MAR sont représentées pour la densité de 0 à 3 cm (courbe rouge) et de 0 à 6 cm (courbe verte).

La simulation du manteau neigeux reproduit bien l'épisode de précipitations du 9 janvier 2011 avec une hauteur accumulée de 14 cm légèrement inférieure aux mesures faites sur le terrain (Figure 98). Le modèle n'est par contre pas capable de reproduire une couche de surface plus dense de 0 à 3 cm que de 0 à 6 cm détectée à partir de 18 h le 10 janvier.

Avant les premiers épisodes de regel, c'est à dire la dernière mesure du 10 janvier, les valeurs simulées et observées de densités sont égales. Les vitesses de vents sont bien simulées à D3 lors de la précipitation et des épisodes de transport. La densification du manteau neigeux selon la vitesse pourrait être valide avant les épisodes de fonte et de regel. Il faut cependant mener d'autres comparaisons en différents points où la fonte n'est pas présente sur de plus longues périodes pour pouvoir conclure.

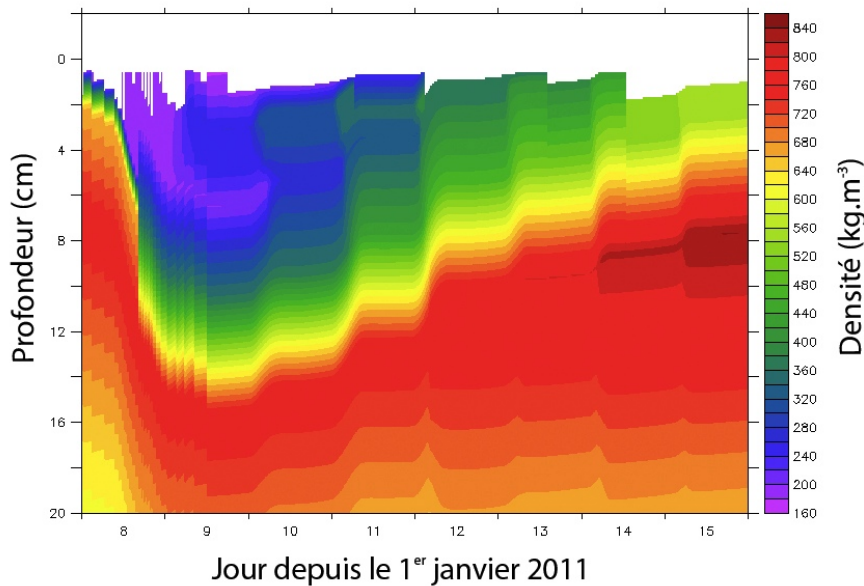


Figure 98 : densité du manteau neigeux de surface simulée en janvier 2011 au point de grille le plus proche de la SMNA D3

Cependant, sans transport et avec une alternance fonte-regel, le modèle surestime globalement la densité de 0 à 3 cm et de 0 à 6 cm. Cette surestimation de densité est inhérente au comportement du module de manteau neigeux. Une meilleure représentation des phénomènes de fonte et de regel dans le manteau neigeux permettrait d'améliorer la densité lors de ces événements qui se produisent principalement sur les zones de glaces bleues en Antarctique de l'Est.

4.2.3 Conclusions de la deuxième simulation

Une simulation du Modèle Atmosphérique Régional avec transport éolien de la neige est comparée avec des observations en trois points lors du mois de janvier 2011. La simulation est faite à fine échelle verticale (60 niveaux) et horizontale (5 km sur 5 km).

Les résultats des tests de Nash et Sutcliffe sur la vitesse des vents sont tous positifs et la température, moins bien simulée dans la précédente simulation est mieux représentée dans celle-ci. Les vitesses de vents au-dessus de 14 m.s^{-1} sont sous-estimées par le modèle dans les deux simulations, la cause semble la même : les larges tourbillons présents dans la couche limite atmosphérique et qui permettent un transfert rapide d'énergie à la surface sont mal représentés.

Le modèle sous-estime le transport éolien de la neige et ce pour deux raisons. Tout d'abord au niveau événementiel, le modèle ne simule pas les épisodes de chasse neige bas (hauteur de la couche de transport inférieure à 0,5 m) mais il simule bien les épisodes de chasse neige élevés (hauteur supérieure à 0,5 m). Les épisodes de chasse neige faible représentent environ 7 % des événements de transport annuels en Antarctique (Mahesh et al., 2003; Chapitre III).

La deuxième raison vient de la sous-estimation du flux de neige transportée de 0 à 2 m de hauteur par rapport aux *FlowCaps* seconde génération qui sous-estiment eux-mêmes les flux de neige soufflée (cf. chapitre III). La sous-estimation des flux et des épisodes conduit à une sous-estimation de la neige transportée de 0 à 2 m à l'intérieur des terres de 20 fois la quantité mesurée par les *FlowCaps* seconde génération. Cette sous-estimation des flux se reporte sur la quantité d'eau transportée sous forme de vapeur dans l'atmosphère. En effet avec moins de neige dans l'atmosphère, moins de particules vont se sublimer et la saturation de l'atmosphère ne sera pas atteinte contrairement aux observations.

La sous-estimation ne provient pas uniquement de la sous-estimation de la vitesse des vents : à vitesse égale, les flux du MAR sont sous-estimés globalement d'un facteur deux par rapport aux flux observés par les *FlowCaps* seconde génération et d'un facteur quatre par rapport aux « fusées Mellor ».

La sous-estimation pourrait venir de la valeur de la vitesse de frottement seuil. Cette dernière dépend de la densité du manteau neigeux et de la hauteur des sastrugi. La densité est liée au dépôt de la neige fraîchement transportée. La paramétrisation dans le MAR se base sur la formulation de (Kotlyakov, 1961) en fonction de la vitesse des vents. Après un épisode de transport éolien de neige avec précipitation et avant un épisode de fonte-regel, la densité simulée est identique à celle observée en surface. La hauteur de rugosité est paramétré pour prendre en compte l'effet des sastrugi selon (Marticorena and Bergametti, 1995). Une surestimation de la hauteur de rugosité du aux sastrugi conduit à une surestimation de la vitesse de frottement seuil. La hauteur de rugosité n'a pas pu être comparée car les données n'étaient pas disponibles sur cette période. Cette hauteur est un facteur clef dans le transport de particules (Gallée, pers. com.). Son estimation est cruciale pour obtenir un ordre de grandeur convenable de neige transportée et une comparaison précise de ces valeurs à l'aide de valeurs obtenues par la SMNA D17 devra être menée à l'avenir.

L'erreur de la sous-estimation du transport simulé à vitesse de vent égale pourrait également être liée à la paramétrisation de la concentration dans la couche de saltation qui sert de conditions à la limite basse de la couche de diffusion. La paramétrisation actuellement utilisée issue (Pomeroy, 1989) sous-estime les flux dans la couche de saltation par rapport aux observations (Nishimura and Hunt, 2000), ce qui n'est pas le cas d'une formulation du type de (Sørensen, 1991).

L'étude du manteau neigeux a également permis de noter que le MAR surestime la densité du manteau neigeux lors des épisodes de fonte-regel. La quantification des événements de transport n'a pas pu être conduite sur un site de fonte. L'effet de cette surestimation n'a pas pu être évalué. Il faut cependant noter qu'une couche de regel ne permet aucun transport, les forces de cohésion étant très fortes. L'impact de cette surestimation devrait donc être limité à la fois en quantité de neige transportée mais également dans le temps et l'espace, ces épisodes de fonte ne se produisant en Antarctique de l'Est que sur des zones de glace bleues proche des côtes.

4.3 Conclusions du chapitre IV

La comparaison est désormais possible entre des simulations d'un modèle climatique régional et la base de données constituée spécialement pour dans cette optique. Une validation du module de transport éolien de neige du Modèle Atmosphérique Régionale est proposée. Elle s'appuie sur la comparaison des données avec une simulation à fine échelle sur un petit domaine. Dans un premier temps des variables météorologiques qui influencent le transport (vitesse des vents et température) sont comparées. La comparaison se base dans un second temps sur l'événementiel de transport et enfin sur sa quantification, que celle-ci soit le transport de neige sous forme de particules (flux de matière) ou bien sous forme de vapeur (humidité relative).

Les simulations à fine échelle du MAR en Terre Adélie possèdent un bon événementiel des événements importants de 1 à 2 m de hauteur. Elles sous-estiment fortement la quantité de neige transportée de 0 à 2 m de hauteur et l'humidité relative. Le modèle va ainsi sous-estimer les effets de la neige transportée par le vent : la redistribution des précipitations, son export hors de la calotte et son effet sur l'albédo.

Il faudrait mener plusieurs autres comparaisons pour affiner les conclusions et les hypothèses qui ont été tirées. Une comparaison sur une année de mesure (*e.g.* l'année 2010 ou 2011) permettrait de comparer les flux de neige sur une année de mesure dans son ensemble. La période hivernale, qui n'a pas été étudiée, est caractérisée par des vents catabatiques plus importants (Parish and Wendler, 1991) et un transport plus fréquent (Garcia, 1960; Mahesh et al., 2003; Palm et al., 2011). Le comportement des flux simulés pour des vents simulés supérieurs à 13 m.s⁻¹ pourra être testé.

Les flux de 0 à 2 m représentent les flux les plus important du transport (Mann et al., 2000). Cependant, le taux de transport de 2 à 300 m de hauteur représente une proportion non négligeable de la quantité totale de neige transportée, d'autant plus que la vitesse du vent est élevée. Pour une vitesse de vents à 10 m de hauteur de 20,50 m.s⁻¹, le taux de transport de 2 à 300 m représente la moitié du taux de transport total (Budd et al., 1966). La comparaison des flux supérieurs à 2 m de hauteur n'a pas pu être faite. Un changement dans l'installation des *FlowCaps* de seconde génération

à D17 de 2 à 4 m de hauteur permettra, couplée avec une autre simulation, d'évaluer le comportement plus en hauteur des flux simulés et observés.

La divergence de flux n'a pas été abordée dans ces comparaisons. Pour évaluer la représentativité du flux mesuré par les *FlowCaps* seconde génération, il faudrait pouvoir obtenir des valeurs fiables de flux en différents points espacés de quelques mètres. Les études menées sur le transport éolien de sable sur les plages montrent que la mesure de flux ponctuelle peut être sujette à une erreur de 50 à 100 % (Baas and Sherman, 2006; Gares et al., 1996; Jackson et al., 2006). Cependant, les instruments de mesure disponibles ne nous ont pas permis l'évaluation de la divergence de flux. C'est un point qui pourrait être amélioré par la suite.

Plusieurs points dans la paramétrisation du MAR peuvent également être étudiés plus en détail pour des meilleures simulations du transport. Au niveau du module de transport éolien, il est nécessaire d'évaluer la paramétrisation de la hauteur de rugosité qui tient compte de l'effet des sastrugi. La paramétrisation de la densité de la neige en fonction de la vitesse des vents devra être comparée à d'autres mesures dans un site avec transport éolien de neige mais sans fonte. Le passage de l'expression de la concentration en particule dans la couche de saltation d'une formulation de (Pomeroy, 1989) vers une formulation de type (Sørensen, 1991) permettrait éventuellement également améliorer la sous estimation du modèle.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Conclusions

Nous avons été amenés au début de ce travail de recherche, de part les paramétrisations numériques des modèles climatiques utilisés pour calculer la hausse du niveau moyen des mers dans le 4^{ème} rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, à nous poser les questions suivantes :

« Quels modèles numériques peuvent être utilisés pour estimer l'incertitude liée à la non-prise en compte du transport éolien de la neige et de sa sublimation en Antarctique sur la hausse du niveau moyen des mers ? Comment les utiliser et les valider ? ».

Nous avons déterminé que les modèles atmosphériques régionaux possédant une paramétrisation du transport de neige par le vent permettent de calculer le bilan de masse de surface de l'Antarctique. Ils sont les mieux à même d'évaluer l'incertitude liée à la non-prise en compte du transport éolien de la neige et de sa sublimation en Antarctique sur la hausse du niveau moyen des mers. Cependant, pour pouvoir utiliser les sorties de ces modèles, une comparaison avec des données de terrain est nécessaire pour évaluer la validité de la paramétrisation du transport éolien de neige. Ces mesures n'étant pas disponibles dans la littérature, une campagne a été menée pour obtenir les données permettant la comparaison avec un modèle numérique.

Obtenir ces données sous-entend utiliser un instrument de mesure de transport éolien de neige. De nombreux instruments existent permettant de quantifier les flux de neige. Tous possèdent des inconvénients et des avantages liés aux techniques de mesure. Le capteur réunissant le meilleur rapport avantages/inconvénients par rapport aux contraintes de modélisation et à celles du milieu polaire nous semble être le capteur acoustique *FlowCapt* qui existe désormais en deux générations d'après les caractéristiques du constructeur.

La validité des données acquises est un facteur crucial pour pouvoir par la suite les utiliser dans une comparaison. Nous avons donc réévalué la capacité des capteurs acoustiques à mesurer le transport éolien de la neige. Cette détermination a pu être faite grâce à la présence d'un banc de transport au Col du Lac Blanc, dans les Alpes françaises. L'intercomparaison avec un autre capteur de transport éolien de neige, le *Snow Particle Counter*, a permis de mettre en évidence que les *FlowCapts* étaient de bons détecteurs de présence de transport éolien de neige, que ce soit la première ou la seconde génération et que seule la seconde génération pouvait servir de borne inférieure à la quantité réelle de neige transportée.

Les données ont été acquises en Terre Adélie, en Antarctique de l'Est, sur trois points de mesure. Ce site a été choisi en raison d'une comparaison aisée avec un modèle numérique dans une zone où l'effet du transport de neige par le vent sur le bilan de masse de surface est très important.

Les données ont permis d'obtenir des résultats sur des paramètres clés du transport éolien de neige. En particulier, la hauteur de rugosité varie de plusieurs ordres de grandeur autour d'une valeur moyenne égale à $1.9 \cdot 10^{-3} \pm 0,6 \cdot 10^{-3}$ m. La vitesse de frottement seuil de départ moyenne est égale à $0,48 \pm 0,09$ m.s⁻¹ avec des valeurs extrêmes de $0,15 \pm 0,05$ m.s⁻¹ et de $0,78 \pm 0,09$ m.s⁻¹. La valeur moyenne de vitesse de frottement seuil de maintien est de $0,41 \pm 0,09$ m.s⁻¹. Les incertitudes sur les vitesses de frottement moyennes, liées à la méthode d'acquisition, ne permettent pas de déterminer s'il existe une distinction entre vitesse de frottement seuil de départ et de maintien. La vitesse de frottement seuil semble indépendante de la température.

L'occurrence de transport en Terre Adélie est très importante avec des mois entiers où le transport se produit sans discontinuer. Il existe une variabilité intra-annuelle avec des minima d'occurrence entre novembre et janvier. Les épisodes de transport dont la hauteur maximale est inférieure à 0,5 m représentent 7 % des épisodes. La quantité de neige transportée de 0 à 1 m de hauteur aux deux stations de mesures dépasse les 1 000 t.m⁻¹.an⁻¹.

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) est un modèle numérique à l'échelle régionale qui possède une paramétrisation du transport éolien de neige. Cette paramétrisation permet de nombreuses rétroactions du transport sur l'écoulement. La hauteur de rugosité est paramétrée pour

prendre en compte l'effet des sastrugi. Deux comparaisons ont été faites avec des simulations sur un petit domaine et avec forte discrétisation verticale pour les mois de janvier 2010 et 2011. Le MAR reproduit bien temporellement les épisodes de transport dont la hauteur est supérieure à un mètre mais, de part la résolution utilisée dans les simulations, ne peut reproduire les événements dont la hauteur est inférieure. Le modèle sous-estime la quantité de neige transportée, qu'elle soit sous forme solide, par des particules de neige, ou bien sous forme de vapeur d'eau par sublimation des particules atmosphérique de neige.

Perspectives

Météorologie

Plusieurs perspectives concernant la météorologie ont été abordées à la fin du *Chapitre III* (3.3.2). D'autres points peuvent être notés.

Il serait intéressant de mener une campagne de mesures du transport avec différentes mesures couplées : mesures de la vitesse de frottement, de la direction des vents, de la vitesse de frottement seuil, de la hauteur de rugosité, du flux transporté dans le premier mètre, de la densité de surface et de la quantité des précipitations si elles sont présentes. Toutes ces mesures couplées à une simulation à fine échelle permettraient de compléter les comparaisons faites dans le cadre de ce travail.

De nouveaux capteurs optiques sont en cours de tests sur le terrain (Nishimura and Ishimaru, 2012). Ils ont une faible consommation électrique et sont spécialement conçus pour la mesure de transport éolien de neige. Il est intéressant de suivre le développement de ces capteurs qui représentent une solution intéressante pour la mesure du transport dans des zones reculées de l'Antarctique.

Le radar à effet Doppler nommé POSS pour *Precipitation Occurrence Sensor System* est capable de détecter les précipitations et de les quantifier. Il sous-estime légèrement les volumes de précipitations mais permet cependant permis de détecter les épisodes de précipitations dans le grand Nord canadien (Sheppard and Joe, 2008). La détection des précipitations, qui pour le moment n'est pas possible avec des détecteurs de temps présent (Bellot et al., 2011), permettrait, couplée aux mesures des *FlowCaps*, de détecter les événements de transport éolien de neige sans précipitations associées. Ces événements permettraient de déterminer plus finement la vitesse de frottement seuil de départ et de maintien localement.

Modélisation

Le point le plus important est la hauteur de rugosité qui est un paramètre clef du transport éolien de neige. Les résultats du modèle sont très sensibles à sa variation. Dans la nouvelle paramétrisation du MAR, la hauteur de rugosité permet de prendre en compte l'effet des sastrugi (Gallée et al., 2012). Cette paramétrisation n'a pas pu être comparée à des données acquises sur le terrain, les installations ne permettant pas le calcul de la hauteur de rugosité pendant les périodes de simulation. Des expériences sont actuellement en cours pour évaluer la paramétrisation de la hauteur de rugosité.

La sous-estimation par le MAR des quantités transportées est importante. Cette sous-estimation peut être due à l'expression de la vitesse de frottement seuil qui dépend, entre autre, de la hauteur de rugosité. Elle peut également être due à la formulation actuellement utilisée pour la concentration dans la couche de saltation (Pomeroy, 1989). Dans le futur, une paramétrisation utilisant une formulation du type de celles utilisées par (Kawamura, 1951; Sørensen, 1991) pourrait améliorer ce point.

Des mesures de densité de surface aux différentes stations avant et après des épisodes de précipitations et de transport éolien de neige permettraient de vérifier la formulation de (Kotlyakov, 1961) et si besoin de modifier l'expression de la densité en fonction de la vitesse des vents.

La vitesse des vents catabatiques est également sous-estimée dans le MAR. Il serait intéressant de paramétrer un schéma de turbulence différent de celui actuellement présent pour mieux simuler les maxima de vents. La modélisation de la vitesse des vents catabatiques et, par suite, la modélisation du transport éolien de neige en serait améliorée.

Ainsi, nous avons montré que le modèle atmosphérique régional, malgré une sous-estimation importante du transport de neige par le vent, est capable d'estimer la différence de bilan de masse de surface entre des simulations sans transport et avec transport et donc d'évaluer l'impact du transport de neige par le vent en Antarctique sur la hausse du niveau moyen des mers. Les perspectives futures sont une amélioration de la représentation du transport éolien de neige dans le modèle numérique afin de mieux connaître l'erreur commise par les modèles climatiques sur le bilan de masse des surfaces neigeuses en ne prenant pas en compte le transport éolien de neige.

ANNEXE A : LES CAMPAGNES DE MESURE DE TRANSPORT DE NEIGE PAR LE VENT EN ANTARCTIQUE

Cette annexe regroupe les différentes campagnes qui ont été précédemment citées dans le manuscrit auxquelles sont rajoutées celles publiées après 2009. Une attention particulière a été portée à l'emplacement, les dates et les instruments utilisés pour faire ces mesures de transport de neige par le vent. Les campagnes menées en dehors de la Terre Adélie sont présentées dans la Table 25 et celles spécifiquement faites en Terre Adélie sont décrites dans la Table 26. Les Figure 99 et Figure 100 permettent de situer les campagnes de mesures sur le continent et la Terre Adélie.

Table 25 : les différentes campagnes de mesures du transport éolien de neige en dehors de la Terre Adélie

Lieu des mesures	Coordonnées Altitude	Dates et durée des mesures	Instruments utilisés	Publications sur le sujet
Station Syowa	69°00' S 39°35' E 6 m	Années 1961 et janvier 1962	Observations visuelles	(Ôura et al., 1967)
Station Byrd	80°01' S 119°32' O 1553 m	Années 1962 et 1963	Fusées Mellor sur 8 niveaux Photographies de particules	(Budd et al., 1966; Mellor and Fellers, 1986)
Station Mizuho	70°42' S 44°20' E 2230 m	1973	Pièges Cyclones	(Kobayashi, 1978)
		Mars 1982 à janvier 1983	Fusées Mellor sur 5 niveaux Pièges Cyclones	(Takahasi, 1985)
		Octobre à Novembre 2000	Optiques SPC-S7 sur 4 niveaux	(Nishimura and Nemoto, 2005)
Station Amundsen-Scott	90°S 2835 m	Mai à Juillet 1982	Optique	(Wendler, 1989a)
		1989-2001	Observations visuelles	(Mahesh et al., 2003)
Station Halley	75°36' S 26°42' O 33 m (banquise)	Mi 1999 fin 2002	Lidar terrestre	(Mahesh et al., 2003)
		Année 1991 (seulement 26 j)	Optiques sur 6 niveaux	(Dover, 1993; Mann, 1998; Mann et al., 2000)
Station Svea	74°11' S 10°13' O 1250 m	Janvier-février 1998	Piézo-électriques sur 2 niveaux	(Bintanja et al., 2001)
Glacier Larsen Terra Nova Bay	74° 57' S 161°46' E 1350 m	Janvier 2006 à janvier 2008	Acoustiques 6 niveaux <i>FlowCapt</i> 1 ^{ère} génération	(Scarchilli et al., 2010)
Station McMurdo	77°52' S 168°59' E 66 m (banquise)	Octobre 2006 à janvier 2007	Optique Piézo-électriques	(Leonard et al., 2011)
Tout l'Antarctique		2003 à 2009	Lidar satellitaire	(Palm et al., 2011)

Table 26 : les mesures de transport de neige par le vent faites en Terre Adélie

Lieu des mesures		Coordonnées Altitude	Dates et durée des mesures	Instruments utilisés	Publications sur le sujet
Station Denison	Cap	67°01' S 142°41' E 31 m	Année 1912 et 1913	Observations visuelles Caissons Mawson	(Madigan, 1929)
Station Martin	Port	66°49' S 141°23' E 14 m	Année 1950 à 1952	Observations visuelles Caissons Mawson Electriques	(Barré, 1954; Boujon, 1954; Prud'homme and Valtat, 1957)
Station Dumont D'Urville		66°39' S 140°00 E entre 6 et 21 m	Année 1958	Caissons Mawson	(Lorius, 1962)
Station Charcot		69°22' S 139°01 E 2400 m	Année 1958 et 1959	Observations visuelles Boites Nescafé 3 niveaux	(Garcia, 1960, 1961)
Point de mesures D47		67°23' S 138°43' E 1560 m	Eté austral 1985-1986	Optique	(Wendler, 1987, 1989b)

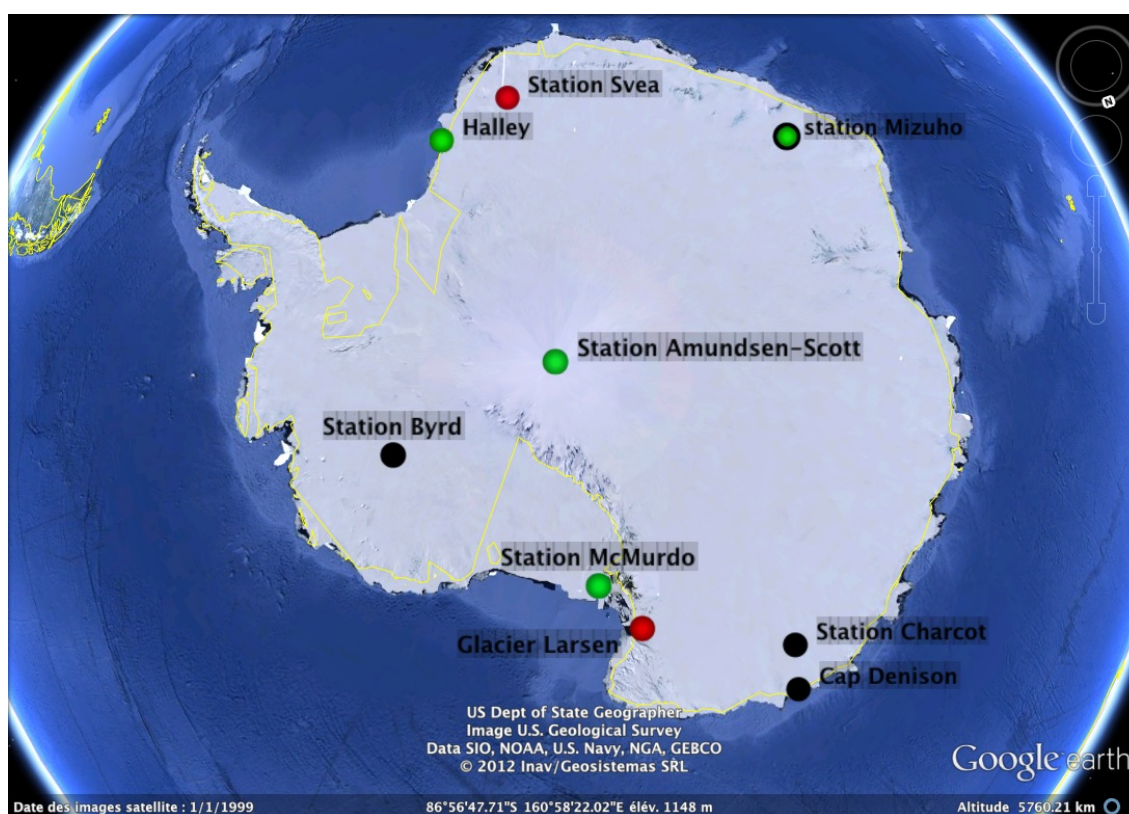


Figure 99 : les lieux de mesures des campagnes de transport éolien de neige en Antarctique. Les points noirs correspondent aux mesures réalisées avec des capteurs de type piège, les points verts avec des instruments optiques et les points rouges avec des instruments piézo-électriques ou acoustiques (source : Google Earth)

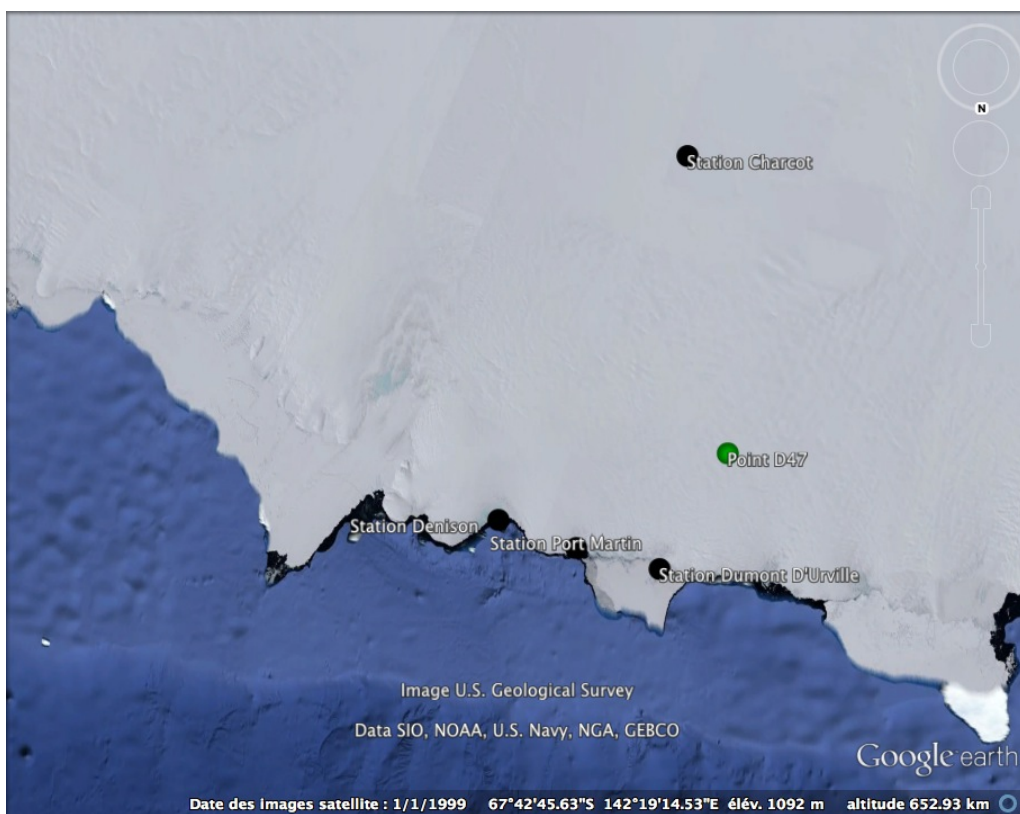


Figure 100 : les emplacements des précédentes campagnes de mesures du transport éolien de neige. Toutes les mesures ont été faites avec des capteurs de type « piège » sauf au point de mesures D47 où un appareil optique a été utilisé (source : Google Earth)

ANNEXE B : CALCUL DES INTERVALLES DE CONFIANCE POUR LA VITESSE DE FROTTEMENT ET LA HAUTEUR DE RUGOSITE

L'incertitude sur une mesure

La mesure de l'incertitude de chaque valeur peut être calculée par la formule de (Wilkinson, 1984). Ces valeurs d'incertitudes traduisent l'écart des points par rapport à une droite parfaite entre le logarithme de la hauteur et la vitesse des vents.

$$\delta u_* = \pm k * \delta a_{pe} = k * \frac{t_s}{\sqrt{N_a - 2}} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \sqrt{1 - R^2} \quad (\text{B.1})$$

$$\delta z_0 = \pm z_0 \frac{\delta a_{pe}}{a_{pe}} \sqrt{x_{rms}^2 - \ln(z_0)^2} \quad (\text{B.2})$$

Avec δu_* les limites de l'intervalle de confiance de la vitesse de frottement en m.s^{-1} , a_{pe} la pente de la droite de régression, δa_{pe} les limites de l'intervalle de confiance sur la pente de la droite de régression, t_s le paramètre de Student, N_a le nombre d'anémomètres supérieur ou égal à 2 utilisés pour la régression, σ_x et σ_y l'écart-type de la vitesse des vents et du logarithme népérien de la hauteur respectivement et R_2 le coefficient de détermination de la droite. Plus le nombre d'anémomètres est important, plus l'intervalle de confiance sera faible. (Wilkinson, 1984) montre que le rapport de $t_s/\sqrt{N_a - 2}$ pour un intervalle de confiance à 95 % varie de $+\infty$ pour 2 anémomètres à 1,39 pour 6 anémomètres. Ce rapport est de 3,04 pour 4 anémomètres. δz_0 les limites de l'intervalle de confiance de la hauteur de rugosité en m et x_{rms} la moyenne quadratique du logarithme népérien de la hauteur.

Pour la hauteur de rugosité, (Wilkinson, 1984) recommande l'utilisation d'un intervalle de confiance à 80 % ou moins pour obtenir des limites qu'il qualifie de « raisonnables ». De fait, les intervalles de confiance obtenus à 95 % sont souvent très larges. La valeur de $t_s/\sqrt{N_a - 2}$ passe à 1.33 pour quatre anémomètres.

L'incertitude sur la moyenne

L'intervalle de confiance à 95 % de la valeur moyenne, noté $\delta \overline{u_{*t}}$, peut être calculé d'après les intervalles de confiances des valeurs de vitesse de frottement seuil, notés δu_{*ti} , d'après la méthode GUM (*Guide to the expression of Uncertainty in Measurements*) en supposant ces vitesses indépendantes les unes des autres. Cette hypothèse est plausible, chaque vitesse dépendant d'un nombre de facteurs importants qui varie au cours du temps.

$$\delta \overline{u_{*t}}^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial \overline{u_{*t}}}{\partial u_{*ti}} \right)^2 \delta u_{*ti}^2 \quad (\text{B.3})$$

Avec N le nombre de valeur de vitesse de frottement considérée.

Si nous développons le calcul, nous savons que $\overline{u_{*t}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_{*ti}$ d'où $\left(\frac{\partial \overline{u_{*t}}}{\partial u_{*ti}} \right) = \frac{1}{N}$ et nous trouvons :

$$\delta \overline{u_{*t}} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta u_{*ti}^2} \quad (\text{B.4})$$

Nous nous rendons compte que l'intervalle de confiance à 95 % de la valeur moyenne est égal à la moyenne quadratique des intervalles de confiances des valeurs de vitesse de frottement seuil.

Le même raisonnement peut être fait pour la hauteur de rugosité.

L'incertitude sur l'écart-type

De même, nous pouvons calculer l'incertitude sur l'écart-type, note $\sigma(u_{*t})$ en fonction des incertitudes sur chaque vitesse de frottement seuil.

$$\delta\sigma(u_{*t})^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial\sigma(u_{*t})}{\partial u_{*ti}} \right)^2 \delta u_{*ti}^2 \quad (\text{B.5})$$

Il faut calculer :

$$\frac{\partial\sigma(u_{*t})}{\partial u_{*ti}} = \frac{\partial}{\partial u_{*ti}} \sqrt{V(u_{*t})} = \frac{\partial}{\partial u_{*ti}} \sqrt{u_{*t}^2 - (\bar{u}_{*t})^2} \quad (\text{B.6})$$

Avec $V(u_{*t})$ la variance. Si nous posons $Z = V(u_{*t})$,

$$\frac{\partial}{\partial u_{*ti}} \sqrt{Z} = \frac{\frac{\partial Z}{\partial u_{*ti}}}{2\sqrt{Z}} = \frac{\frac{\partial Z}{\partial u_{*ti}}}{2\sigma(u_{*t})} \quad (\text{B.7})$$

Et :

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial u_{*ti}} &= \frac{\partial}{\partial u_{*ti}} (u_{*t}^2 - (\bar{u}_{*t})^2) \\ &= \frac{\partial}{\partial u_{*ti}} \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_{*ti}^2 - \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_{*ti} \right)^2 \right) \end{aligned} \quad (\text{B.8})$$

Et $\frac{\partial}{\partial u_{*ti}} F(u_{*ti})^2 = 2F(u_{*ti}) \frac{\partial}{\partial u_{*ti}} F(u_{*ti})$ et $F(u_{*ti}) = \bar{u}_{*t}$ donc $\frac{\partial}{\partial u_{*ti}} F(u_{*ti}) = \frac{1}{N}$

D'où :

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial u_{*ti}} &= \frac{\partial}{\partial u_{*ti}} \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_{*ti}^2 \right) - \frac{2\bar{u}_{*t}}{N} = \frac{2u_{*ti}}{N} - \frac{2\bar{u}_{*t}}{N} \\ &= \frac{2(u_{*ti} - \bar{u}_{*t})}{N} \end{aligned} \quad (\text{B.9})$$

En plaçant B.9 dans B.7 et B.6 :

$$\frac{\partial\sigma(u_{*t})}{\partial u_{*ti}} = \frac{\frac{\partial Z}{\partial u_{*ti}}}{2\sigma(u_{*t})} = \frac{\frac{2(u_{*ti} - \bar{u}_{*t})}{N}}{2\sigma(u_{*t})} = \frac{u_{*ti} - \bar{u}_{*t}}{N\sigma(u_{*t})} \quad (\text{B.10})$$

Nous pouvons maintenant introduire B.10 dans B.5 :

$$\delta\sigma(u_{*t})^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{u_{*ti} - \bar{u}_{*t}}{N\sigma(u_{*t})} \right)^2 \delta u_{*ti}^2 \quad (\text{B.11})$$

$$\delta\sigma(u_{*t}) = \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\frac{u_{*ti} - \bar{u}_{*t}}{N\sigma(u_{*t})} \right)^2 \delta u_{*ti}^2} \quad (\text{B.12})$$

ANNEXE C : LISTES DES ACRONYMES ET DES NOTATIONS

Les acronymes utilisés

Acronyme	signification
BMS	Bilan de Masse de Surface
CALVA	CALibration et Validation d'instruments de la côte jusqu'au Dôme Concordia
CP	camp d'été Cap Prud'homme
ICNES	Ice2sea Calva NEige Soufflée
MAR	Modèle Atmosphérique Régional
SMA	Station Météorologique Automatique
SMNA	Station Météo-Nivométrique Automatique
SPC	Snow Particle Counter

Les notations utilisées

notation	unités	description
p_a	Pa	Pression de l'air
p_{0a}	Pa	Pression de l'air à une altitude de référence
p_t	Pa	Pression de l'air fixée au sommet du modèle
p_s	Pa	Pression à la surface du modèle
ρ_a	kg.m ⁻³	Masse volumique de l'air
ρ_n	kg.m ⁻³	Masse volumique de la neige
ρ_{nd}	kg.m ⁻³	Masse volumique de la neige déposée par le vent
ρ_g	kg.m ⁻³	Masse volumique de la glace
ρ_{pi}	kg.m ⁻³	Masse volumique de la particule de la classe i du SPC
ρ_{a2sim}	kg.m ⁻³	Masse volumique de l'air simulé à 2 m de hauteur
R_a	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹	Constante des gaz pour l'air sec
R_w	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹	Constante des gaz pour l'air humide
T	K	Température absolue de l'air
T_{vns}	K	Température virtuelle modifiée par le transport
θ	K	Température potentielle
θ_{vns}	K	Température virtuelle potentielle modifiée par le transport
C_p	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹	Capacité thermique massique
z	m	Hauteur par rapport au sol
$\bar{u}(z)$	m.s ⁻¹	Vitesse des vents moyen à la hauteur z
u_f	m.s ⁻¹	Vitesse des vents à la hauteur du point focal
u_*	m.s ⁻¹	Vitesse de frottement

u_{*t}	$m.s^{-1}$	Vitesse de frottement seuil
u_{*td}	$m.s^{-1}$	Vitesse de frottement seuil de départ
u_{*tm}	$m.s^{-1}$	Vitesse de frottement seuil de maintien
V_v	$m.s^{-1}$	Vitesse moyenne des vents calculés dans le premier niveau du modèle
u_F	$m.s^{-1}$	Vitesse de chute moyenne des particules de neige
u_{int}	$m.s^{-1}$	Vitesse des vents moyenne sur une hauteur
u_{seuil}	$m.s^{-1}$	Vitesse des vents à laquelle $\mu_{cc} = \mu_{nc}$
z_0	m	Hauteur de rugosité
$z_{0'}$	m	Hauteur du point focal
$z_{0''}$	m	Hauteur de rugosité modifiée par le transport
k	-	Constante de Von karman
L_{MO}	m	Longueur de Monin-Obukhov
L_{MONS}	m	Longueur de Monin-Obukhov modifiée par le transport
τ	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement effective
τ_R	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement turbulente sans transport
τ_M	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement visqueuse sans transport
τ_p	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement due aux particules
τ_a	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement due à l'écoulement du fluide pendant le transport
τ_N	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement de rupture de la neige
g	$m.s^{-2}$	Accélération gravitationnelle
d_{pi}	m	Diamètre moyen de la particule dans la classe i du SPC
Q_s	$kg.m^{-1}.s^{-1}$	Taux de transport dans la couche de saltation
Q_{z_0-z}	$g.m^{-1}.s^{-1}$	Taux de transport de z_0 à la hauteur z
η_z	$kg.m^{-3}$	Concentration volumique de particules à la hauteur z
η_{ref}	$kg.m^{-3}$	Concentration volumique de particules à une hauteur de référence
η_s	kg de particules par kg d'air	Concentration de particules dans la couche de saltation
η_{2part}	g d'eau par kg d'air	Concentration de particules de neige simulée à de 0 à 2 m
σ_s	-	Nombre de Schmidt
σ	-	Pression normalisée
ϕ	$m^{-2}.s^{-2}$	géopotentiel
q	kg d'eau par kg d'air humide	Humidité spécifique
K_H	$m^2.s^{-1}$	Coefficient d'échange turbulent
E_c	$m^2.s^{-2}$	Energie cinétique turbulente

ϵ	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$	Dissipation visqueuse de l'énergie cinétique turbulente
α_a	-	Albédo de surface
β_a	m^{-1}	Coefficient d'absorption
MO	-	Indice de mobilité de la neige
SI	-	Intensité de l'érosion
C_D	-	Coefficient de trainée de quantité de mouvement
C_{Dns}	-	Coefficient de trainée de quantité de mouvement modifié par le transport
n	-	Porosité de la neige
n_0	-	Porosité de la neige pour une densité de $330 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ζ_i	kg	Quantité érodée ou déposée de neige dans la couche i du modèle
p_r	m	Profondeur par rapport à la surface
h_{salt}	m	Hauteur de la couche de saltation
μ	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux éolien de neige
μ_e	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige au niveau de la section d'entrée du piège
μ_{se}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige effectivement rentrée dans le piège
μ_{so}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige à la section de sortie du piège
μ_{SPC}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige mesuré par un <i>Snow Particle Counter</i>
μ_{SPCint}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige des SPC extrapolé sur la hauteur des <i>FlowCpts</i>
μ_{cc}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige du <i>FlowCapt</i> avec la calibration constructeur
μ_{nc}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige du <i>FlowCapt</i> avec la calibration de (Cierco et al., 2007)
μ_{eq}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige à la hauteur équivalente
μ_{0-2sim}	$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	Flux de neige simulé de 0 à 2 m de hauteur
p_p	g	Poids des sédiments dans le piège
t_p	s	Temps d'exposition du piège
t_{SPC}	s	Temps d'exposition du SPC
S_p	m^2	Surface active de mesure du piège
S_{SPC}	m^2	Surface active de mesure du <i>Snow Particle Counter</i>
E_p	-	Efficacité du piégeage
H_s	m	Hauteur supérieure du <i>FlowCapt</i> vertical
H_i	m	Hauteur inférieure du <i>FlowCapt</i> vertical
Re	-	Nombre de Reynolds
ϕ	m	Diamètre du tube du <i>FlowCapt</i>
ν	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	Viscosité cinématique de l'air
<i>signal</i>	mV	Le signal des capteurs électro-acoustiques

t_s	-	Paramètre de test de Student
N_a	-	Nombre d'anémomètres (≥ 2)
R^2	-	Coefficient de détermination
x_{rms}	-	Moyenne quadratique de x
γ_c	-	Exposant de la régression en loi sur le profil vertical de concentration en particules de neige en suspension
γ_μ	-	Exposant de la régression en loi sur le profil vertical de flux en particules de neige en suspension
E_{NS}	-	Valeur du test de Nash et Sutcliffe
EQM	-	Erreur quadratique moyenne

ANNEXE D : PUBLICATIONS ET CONFÉRENCES

Publications dans une revue à comité de lecture

Bellot, H., **Trouvilliez, A.**, Naaim-Bouvet, F., Genthon, C., & Gallée, H. (2011). Present weather-sensor tests for measuring drifting snow. *Annals of Glaciology*, 52(58), 176–184.

Favier, V., Agosta, C., Genthon, C., Arnaud, L., **Trouvilliez, A.**, & Gallée, H. (2011). Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of Adélie Land, Antarctica. *J. Geophys.*, 116(3).

Favier, V., Agosta, C., Parouty, S., Durand, G., Delaygue, G., Gallée, H., Drouet, A.-S., **Trouvilliez, A.**, & Krinner, G. (2012). An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica. *The Cryosphere Discussions*, 6(5), 3667–3702.

Gallée, H., **Trouvilliez, A.**, Agosta, C., Genthon, C., Favier, V., & Naaim-Bouvet, F. (2012). Transport of Snow by the Wind: A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR. *Boundary-Layer Meteorology*.

Genthon, C., **Trouvilliez, A.**, Gallée, H., Bellot, H., Naaim-Bouvet, F., Favier, V., & Luc, P. (2011). Blizzard, très blizzard. *La météorologie*, 75(1), 33–39.

Conférences scientifiques

Trouvilliez, A., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C., & Favier, V. (2011). Transport de la neige par le vent , observations et modélisation en Terre Adélie , Antarctique. *7ème Journées Scientifiques du Conseil National Français des Recherches Arctique et Antarctique* (pp. 5–10). Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- Agosta, C., Favier, V., Genthon, C., Gallée, H., Krinner, G., Lenaerts, J. T. M. and Van den Broeke, M. R.: A 40-year accumulation dataset for Adelie Land, Antarctica and its application for model validation, *Climate Dynamics*, 38(1-2), 75–86, doi:10.1007/s00382-011-1103-4, 2011.
- Alpert, P. and Neumann, J.: On the enhanced smoothing over topography in some mesometeorological models, in *Boundary Layer Structure SE - 12*, edited by H. Kaplan and N. Dinar, pp. 293–312, Springer Netherlands., 1984.
- Andreas, E. L.: A Physically Based Model of the Form Drag Associated with Sastrugi. CRREL Report N° CR95-16., 1995.
- Andreas, E. L.: The Fallacy of Drifting Snow, *Boundary-Layer Meteorology*, 141(3), 333–347, doi:10.1007/s10546-011-9647-8, 2011.
- Andreas, E. L., Jordan, R. E. and Makshtas, A. P.: Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station weddell results, *Boundary-Layer Meteorology*, 114(2), 439–460, doi:10.1007/s10546-004-1414-7, 2005.
- Arcone, S. A., Spikes, V. B. and Hamilton, G. S.: Stratigraphic variation within polar firn caused by differential accumulation and ice flow: interpretation of a 400 MHz short-pulse radar profile from West Antarctica, *Journal Of Glaciology*, 51(174), 407–422, doi:10.3189/172756505781829151, 2005.
- Artana, G., Sosa, R., Moreau, E. and Touchard, G.: Control of the near-wake flow around a circular cylinder with electrohydrodynamic actuators, *Experiments in Fluids*, 35(6), 580–588, doi:10.1007/s00348-003-0704-z, 2003.
- Baas, A. C. W.: Evaluation of saltation flux impact responders (Safires) for measuring instantaneous aeolian sand transport intensity, *Geomorphology*, 59(1-4), 99–118, doi:10.1016/j.geomorph.2003.09.009, 2004.
- Baas, A. C. W. and Sherman, D. J.: Formation and behavior of aeolian streamers, *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–15, doi:10.1029/2004JF000270, 2005.
- Baas, A. C. W. and Sherman, D. J.: Spatiotemporal Variability of Aeolian Sand Transport in a Coastal Dune Environment, *Journal of Geology*, 22(5), 1198–1205, doi:10.1016/j.jgeol.2006.06.006, 2006.
- Bagnold, R. A.: *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen, London., 1941.
- Bamber, J. L. and Aspinall, W. P.: An expert judgement assessment of future sea level rise from the ice sheets, *Nature Clim. Change*, 3(4), 424–427, 2013.
- Barchyn, T. E. and Hugenholtz, C. H.: Field comparison of four piezoelectric sensors for detecting aeolian sediment transport, *Geomorphology*, 120(3-4), 368–371, doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.034, 2010.
- Barré, M.: *Propriétés électriques du blizzard. Enregistrement de champs radioélectriques*, Expéditions polaires françaises., 1954.

- Barthazy, E., Göke, S., Schefold, R. and Högl, D.: An Optical Array Instrument for Shape and Fall Velocity Measurements of Hydrometeors, *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 21, 1400–1416, 2004.
- Bellot, H., Trouvilliez, A., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C. and Gallée, H.: Present weather-sensor tests for measuring drifting snow, *Annals of Glaciology*, 52(58), 176–184, doi:10.3189/172756411797252356, 2011.
- Van de Berg, W. J., Van den Broeke, M. R., Reijmer, C. H. and Van Meijgaard, E.: Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model, *J. Geophys. Res.*, 111(D11), D11104, doi:10.1029/2005JD006495, 2006.
- Bergeron, T.: On the physics of cloud and precipitation, in *Proceedings 5th Assembly UGGI Lisbon*, p. 156., 1935.
- Bintanja, R.: The interaction between drifting snow and atmospheric turbulence, *Annals of glaciology*, 26, 167–173, 1998.
- Bintanja, R.: Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description, *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 343–368, 2000a.
- Bintanja, R.: Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part ii: results of model simulations, *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 369–395, 2000b.
- Bintanja, R., Lilienthal, H. and Tüg, H.: Observations of snowdrift over Antarctic snow and blue-ice surfaces, *Annals of Glaciology*, 32(1), 168–174, doi:doi:10.3189/172756401781819076, 2001.
- Boujon, H.: Les observations météorologiques de Port-Martin en Terre-Adélie - conditions atmosphériques en surface et en Altitude, *Expéditions polaires françaises*, Paris., 1954.
- Brown, T. and Pomeroy, J. W.: A blowing snow particle detector, *Cold regions science and technology*, 16(2), 167–174, 1989.
- Brun, É., David, P., Sudul, M. and Brunot, G.: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38(128), 13–22, 1992.
- Brun, É., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, É., Faroux, S., Le Moigne, P. and Willemet, J.-M.: Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications, *La Météorologie*, 8(76), 44–54, doi:10.4267/2042/47245, 2012.
- Budd, W. F.: The drifting of nonuniform snow particles, in *Studies in Antarctic Meteorology*, vol. 9, pp. 59–70, AGU, Washington, DC., 1966.
- Budd, W. F., Dingle, W. R. J. and Radok, U.: The byrd snow drift project: outline and basic results., 1966.
- Businger, J. A.: turbulent transfer in the atmospheric surface layer, *American Meteorological society, workshop o*, 67–100, 1973.
- Butterfield, G. R.: Sand transport response to fluctuating wind velocity, in *Turbulence: Perspectives on flow and sediment transport*, pp. 305–336, John Wiley & Sons, Ltd., 1993.

- Cassano, J. J. and Parish, T. R.: An Analysis of the Nonhydrostatic Dynamics in Numerically Simulated Antarctic Katabatic Flows, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 891–898, 2000.
- Chritin, V., Bolognesi, R. and Gubler, H.: FlowCapt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting, *Cold Regions Science and Technology*, 30(1-3), 125–133, doi:10.1016/S0165-232X(99)00012-9, 1999.
- Cierco, F.-X.: Etude des instationnarités du transport de neige par le vent, 269 pp., Université Joseph Fourier., 2007.
- Cierco, F.-X., Naaim-Bouvet, F. and Bellot, H.: Acoustic sensors for snowdrift measurements: How should they be used for research purposes?, *Cold Regions Science and Technology*, 49(1), 74–87, doi:10.1016/j.coldregions.2007.01.002, 2007.
- David, C., Keckhut, P., Armetta, A., Jumelet, J., Snels, M., Marchand, M. and Bekki, S.: Radiosonde stratospheric temperatures at Dumont d'Urville (Antarctica): trends and link with polar stratospheric clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(8), 3813–3825, doi:10.5194/acp-10-3813-2010, 2010.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, a. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. a., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., et al.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.
- Déry, S. J., Taylor, P. A. and Xiao, J.: The thermodynamic effects of sublimating, blowing snow in the atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 89, 251–283, 1998.
- Déry, S. J. and Yau, M. K.: A bulk blowing snow model, *Boundary-Layer Meteorology*, 93(May), 237–251, 1999.
- Déry, S. J. and Yau, M. K.: Simulation of blowing snow in the canadian arctic using a double-moment model, *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 297–316, 2001.
- Déry, S. J. and Yau, M. K.: Large-scale mass balance effects of blowing snow and surface sublimation, *Journal of Geophysical Research*, 107(D23), 1–8, doi:10.1029/2001JD001251, 2002.
- Dingle, W. R. J. and Radok, U.: Antarctic snow drift and mass transport, in *Symposium on Antarctic Glaciology*, pp. 77–87, IASH Publication, Helsinki., 1961.
- Dong, Z., Wang, H., Liu, X. and Wang, X.: The blown sand flux over a sandy surface: a wind tunnel investigation on the fetch effect, *Geomorphology*, 57, 117–127, doi:10.1016/S0169-555X(03)00087-4, 2004.
- Doorschot, J. J. J. and Lehning, M.: Equilibrium saltation: mass fluxes, aerodynamic entrainment, and dependence on grain properties, *Boundary-layer Meteorology*, 104, 111–130, 2002.
- Dover, S.-J. E.: *Numerical Modelling of Blowing Snow*, 266 pp., The University of Leeds., 1993.
- Dufour, L.: Noyaux glaciogènes dans l'atmosphère, *Ciel et Terre*, 82, 1–34, 1966.

Durand, Y., Guyomarc'h, G. and Merindol, L.: Numerical experiments of wind transport over a mountainous instrumented site: I. Regional scale, *Annals of Glaciology*, 32(1), 187–194, doi:doi:10.3189/172756401781819445, 2001.

Durand, Y., Guyomarc'h, G., Rindol, L. M. e. and Corripio, J. G.: Two-dimensional numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography, *Annals of Glaciology*, 38(1), 59–70, doi:doi:10.3189/172756404781814771, 2004.

Duynkerke, P. G.: Application of the E- ϵ turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer, *Journal of the atmospheric sciences*, 45(5), 865–880, 1988.

Duynkerke, P. G. and Van den Broeke, M. R.: Surface energy balance and katabatic flow over glacier and tundra during GIMEX-91, *Global and Planetary Change*, 9(1–2), 17–28, doi:http://dx.doi.org/10.1016/0921-8181(94)90004-3, 1994.

Ellis, J. T., Li, B., Farrell, E. J. and Sherman, D. J.: Protocols for characterizing aeolian mass-flux profiles, *Aeolian Research*, 1(1-2), 19–26, doi:10.1016/j.aeolia.2009.02.001, 2009.

Favier, V., Agosta, C., Genthon, C., Arnaud, L., Trouvilliez, A. and Gallée, H.: Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of Adelie Land, Antarctica, *J. Geophys.*, 116(3), 2011.

Font, D., Mases, M. and Vilaplana, J. M.: Experimental mass-flux measurements: a comparison of different gauges with estimated theoretical data, *Annals of glaciology*, 26, 225–230, 1998.

Fouquart, Y. and Bonnel, B.: Computation of the Solar Heating of the Earth's Atmosphere: A New Parametrization, *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53, 35–62, 1980.

Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., et al.: New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements, *Climate Dynamics*, 23(7-8), 803–813, doi:10.1007/s00382-004-0462-5, 2004.

Gallée, H.: Simulation of the Mesocyclonic Activity in the Ross Sea, Antarctica, *Monthly weather review*, 123(1), 2051–2069, 1995.

Gallée, H. and Gorodetskaya, I. V.: Validation of a limited area model over Dome C, Antarctic Plateau, during winter, *Climate Dynamics*, 34(1), 61–72, doi:10.1007/s00382-008-0499-y, 2008.

Gallée, H., Guyomarc'h, G. and Brun, É.: Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance: possible sensitivity to snow-surface properties, *Boundary-layer Meteorology*, 99, 1–19, 2001.

Gallée, H. and Pettré, P.: Dynamical Constraints on Katabatic Wind Cessation in Adélie Land, Antarctica, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 1755–1770, 1998.

Gallée, H., Pettré, P. and Schayes, G.: Sudden Cessation of Katabatic winds in Adélie Land, Antarctica, *Journal of applied meteorology*, 35, 1142–1152, 1996.

Gallée, H., Peyaud, V. and Goodwin, I.: Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model, *Annals of glaciology*, 41(January), 1–6, 2005.

Gallée, H. and Schayes, G.: Development of a three-dimensional meso- γ primitive equation model: katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Monthly weather review*, 122(4), 671–685, 1994.

Gallée, H., Trouvilliez, A., Agosta, C., Genthon, C., Favier, V. and Naaim-Bouvet, F.: Transport of Snow by the Wind: A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR, *Boundary-Layer Meteorology*, doi:10.1007/s10546-012-9764-z, 2012.

García, R.: Mesures de transport de neige par le vent à la station Charcot, *La météorologie*, 57(4), 205–213, 1960.

García, R.: Année Géophysique Internationale, Participation Française - Données Climatiques à la station charcot et à l'intérieur de la Terre Adélie, Centre National de la Recherche Scientifique., 1961.

Gares, P. A., Davidson-Arnott, R. G. D., Bauer, B. O., Sherman, D. J., Carter, R. W. G., Jackson, D. W. T. and Nordstrom, K. F.: Alongshore Variations in Aeolian Sediment Transport: Carrick Finn Strand, Ireland, *Journal of Coastal Research*, 12(3), 673–682, 1996.

Genthon, C., Krinner, G. and Castebrunet, H.: Antarctic precipitation and climate-change predictions: horizontal resolution and margin vs plateau issues, *Annals of glaciology*, 50, 55–60, 2009.

Genthon, C., Lardeux, P. and Krinner, G.: The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adélie, Antarctica, *Journal of Glaciology*, 53(183), 635–645, 2007.

Genthon, C., Six, D., Favier, V., Lazzara, M. and Keller, L.: Atmospheric Temperature Measurement Biases on the Antarctic Plateau, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(12), 1598–1605, doi:10.1175/JTECH-D-11-00095.1, 2011.

Goff, J. A. and Gratch, S.: Low-pressure properties of water from -160°F to 212°F, *Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers*, 52, 95–121, 1946.

Gordon, M., Biswas, S., Taylor, P. A., Hanesiak, J., Albarran Melzer, M. and Fargey, S.: Measurements of drifting and blowing snow at Iqaluit, Nunavut, Canada during the star project, *Atmosphere-Ocean*, 48(2), 81–100, doi:10.3137/AO1105.2010, 2010.

Gordon, M. and Taylor, P. a.: Measurements of blowing snow, Part I: Particle shape, size distribution, velocity, and number flux at Churchill, Manitoba, Canada, *Cold Regions Science and Technology*, 55(1), 63–74, doi:10.1016/j.coldregions.2008.05.001, 2009.

Gubler, H.: An electronic remote snow-drift gauge, *Journal of Glaciology*, 27(95), 164–174, 1981.

Guyomarc'h, G. and Mérindol, L.: Validation of an application for forecasting blowing snow, *Annals of Glaciology*, 26, 138–143, 1998.

Ho, T. D., Valance, A., Dupont, P. and Ould El Moctar, A.: Scaling Laws in Aeolian Sand Transport, *Phys. Rev. Lett.*, 106(9), 94501, doi:10.1103/PhysRevLett.106.094501, 2011.

- Hotta, S., Kubota, S., Katori, S. and Horikawa, K.: Sand transport by wind on a wet surface, in 19th Coastal Engineering conference, pp. 1265–1281., 1984.
- Hunt, J. C. R. and Morrison, J. F.: Eddy structure in turbulent boundary layers, *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 19(5), 673–694, doi:10.1016/S0997-7546(00)00129-1, 2000.
- Iversen, J. D., Pollack, J. B., Greeley, R. and White, B. R.: Saltation threshold on Mars: the effect of interparticle force, surface roughness, and low atmospheric density, *Icarus*, 29, 381–393, 1976.
- Jackson, B. S. and Carroll, J. J.: Aerodynamic roughness as a function of wind direction over asymmetric surface elements, *Boundary-Layer Meteorology*, 14(1969), 323–330, 1978.
- Jackson, N. L., Sherman, D. J., Hesp, P. A., Klein, A. H. F., Ballasteros, J. and Nordstrom, K. F.: Small-Scale Spatial Variations in Aeolian Sediment Transport on a Fine-Sand Beach, *Journal of Coastal Research*, ICS2004(SI 39), 379–383, 2006.
- Kawamura, R.: Study on sand movement by wind, Tokyo., 1951.
- Kessler, E.: On the continuity and distribution of water substance in atmospheric circulations, *Atmospheric Research*, 38(1-4), 109–145, doi:10.1016/0169-8095(94)00090-Z, 1995.
- Kikuchi, T.: A wind tunnel study of the aerodynamic roughness associated with drifting snow, *Cold Regions Science and Technology*, 5(2), 107–118, 1981.
- King, J. C.: Wind-borne redistribution of snow across an Antarctic ice rise, *Journal of Geophysical Research*, 109(D11), 1–12, doi:10.1029/2003JD004361, 2004.
- Kobayashi, D.: Studies of Snow Transport in Low-Level Drifting Snow., 1972.
- Kobayashi, S.: Snow Transport by Katabatic Winds in Mizuho Camp Area , East Antarctica, *Journal of Meteorological Society of Japan*, 56(2), 130–139, 1978.
- Kobayashi, S.: Studies on interaction between wind and dry snow surface., 1980.
- Kotlyakov, V. M.: Results of a Study of the Processes of Formation and Structure of the Upper Layer of the Ice Sheet in Eastern Antarctica, in *Symposium on Antarctic Glaciology*, pp. 88–99, IAHS Publication, Helsinki., 1961.
- Landon-Smith, I. H. and Woodberry, B.: The Photoelectric Metering of Wind-blown Snow, Antarctic Division, Department of External Affairs., 1965.
- Lehning, M. and Fierz, C.: Assessment of snow transport in avalanche terrain, *Cold Regions Science and Technology*, 51, 240–252, doi:10.1016/j.coldregions.2007.05.012, 2008.
- Lehning, M., Naaim, F., Naaim, M., Brabec, B., Doorschot, J. J. J., Durand, Y., Guyomarc'h, G., Michaux, J.-L. and Zimmerli, M.: Snow drift: acoustic sensors for avalanche warning and research, *Natural Hazards and Earth System Science*, 2(3/4), 121–128, doi:10.5194/nhess-2-121-2002, 2002.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H. and Zhang, T.: Observations: Changes in snow, ice and frozen ground., in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*[Solomon, S., D. Qin, M.

Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2007.

Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Van de Berg, W. J., Van Meijgaard, E. and Kuipers Munneke, P.: A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39(4), 1–5, doi:10.1029/2011GL050713, 2012a.

Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Déry, S. J., König-langlo, G., Ettema, J. and Munneke, P. K.: Modelling snowdrift sublimation on an Antarctic ice shelf, *The Cryosphere*, 4(2), 179–190, doi:10.5194/tc-4-179-2010, 2010.

Lenaerts, J. T. M., Van den Broeke, M. R., Déry, S. J., Van Meijgaard, E., Van de Berg, W. J., Palm, S. P. and Sanz Rodrigo, J.: Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model: 1. Methods and model evaluation, *Journal of Geophysical Research*, 117(D5), D05108, doi:10.1029/2011JD016145, 2012b.

Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Sarchilli, C. and Agosta, C.: Impact of model resolution on simulated wind, drifting snow and surface mass balance in Terre Adélie, East Antarctica, *Journal of Glaciology*, 58(211), 821–829, doi:10.3189/2012JoG12J020, 2012c.

Leonard, K. C., Bell, R. E., Studinger, M. and Tremblay, L.-B.: Anomalous accumulation rates in the Vostok ice-core resulting from ice flow over Lake Vostok, *Geophysical Research Letters*, 31(24), 3–6, doi:10.1029/2004GL021102, 2004.

Leonard, K. C. and Cullather, R. I.: Snowfall Measurements in the Amundsen and Bellingshausen Seas, Antarctica, in 65th Eastern snow conference, pp. 87–98., 2008.

Leonard, K. C., Tremblay, L.-B., Thom, J. E. and MacAyeal, D. R.: Drifting snow threshold measurements near McMurdo station, Antarctica: A sensor comparison study, *Cold Regions Science and Technology*, 70, 71–80, doi:10.1016/j.coldregions.2011.08.001, 2011.

Levkov, L., Rockel, B., Kapitza, H. and Raschke, E.: 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution, *Contributions to atmospheric physics*, 65(1), 35–58, 1992.

Li, L. and Pomeroy, J. W.: Estimates of Threshold Wind Speeds for Snow Transport Using Meteorological Data, *Journal of Applied Meteorology*, 36(3), 205–213, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<0205:EOTWSF>2.0.CO;2, 1997.

Libbrecht, K. G.: The physics of snow crystals, *Reports on Progress in Physics*, 68(4), 855–895, doi:10.1088/0034-4885/68/4/R03, 2005.

Lin, Y.-L., Farley, R. D. and Orville, H. D.: Bulk Parametrization of the Snow Field in a Cloud Model, *Journal of climate and applied meteorology*, 22, 1065–1092, 1983.

Loewe, F.: *Études de glaciologie en Terre Adélie, 1951-1952*, Hermann., 1956.

Lorius, C.: Contribution to the knowledge of the Antarctic ice sheet: a synthesis of glaciological measurements in Terre Adélie, *Journal of Glaciology*, 4(31), 79–92, 1962.

- Madigan, C. T.: Meteorology. Tabulated and reduced records of the Cape Denison Station, Adélie Land. Australasian Antarctic Expedition 1911-1914 Scientific Reports, Serie B, volume 4., 1929.
- Magono, C. and Woo Lee, C.: Meteorological Classification of Natural Snow Crystals, *Journal of the Faculty of Science*, 2(4), 321–335, 1966.
- Mahesh, A., Eager, R., Campbell, J. R. and Spinhirne, J. D.: Observations of blowing snow at the South Pole, *Journal of Geophysical Research*, 108(D22), 1–9, doi:10.1029/2002JD003327, 2003.
- Mahrt, L.: Momentum Balance of Gravity Flows, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 2701–2711, 1982.
- Mann, G. W.: Surface heat and water vapour budgets over Antarctica, 311 pp., The University of Leeds., 1998.
- Mann, G. W., Anderson, P. S. and Mobbs, S. D.: Profile measurements of blowing snow at Halley, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 105(D19), 24491–24508, doi:10.1029/2000JD900247, 2000.
- Marticorena, B. and Bergametti, G.: Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *Journal of Geophysical Research*, 100(D8), 16415–16430, 1995.
- Mason, B. J.: *The physics of clouds*, Oxford University Press., 1957.
- McEwan, I. K. and Willetts, B. B.: Adaptation of the near-surface wind to the development of sand transport, *Journal of Fluid Mechanics*, 252, 99–115, 1993.
- McKenna Neuman, C.: Effects of temperature and humidity upon the entrainment of sedimentary particles by wind, *Boundary-Layer Meteorology*, 108, 61–89, 2003.
- Mellor, M.: *Gauging antarctic drift snow*, Pergamon press, Oxford., 1960.
- Mellor, M. and Fellers, G.: *Concentration and flux of wind-blown snow.*, 1986.
- Meyers, M. P., DeMott, P. J. and Cotton, W. R.: New Primary Ice-Nucleation Parametrizations in an Explicit Cloud Model, *Journal of applied meteorology*, 31, 708–721, 1992.
- Michaux, J.-L., Naaim-Bouvet, F. and Naaim, M.: Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site: II. Measurements and numerical model at small scale, *Annals of Glaciology*, 32(1), 175–181, doi:doi:10.3189/172756401781819364, 2001.
- De Montmollin, V.: *Introduction à la rhéologie de la neige*, 285 pp., Grenoble 1., 1978.
- Morcrette, J.-J.: Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique = Parametrization of radiation in atmospheric general circulation, 373 pp., Université des Sciences et Techniques de Lille., 1984.
- Morcrette, J.-J.: Assessment of the ECMWF Model Cloudiness and Surface Radiation Fields at the ARM SGP Site, *Monthly weather review*, 130, 257–277, 2002.
- Naaim, M., Naaim-Bouvet, F. and Martinez, H.: Numerical simulation of drifting snow: erosion and deposition models, *Annals of Glaciology*, 26, 191–196, 1998.

Naaïm-Bouvet, F., Bellot, H. and Naaïm, M.: Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site, *Annals of Glaciology*, 51(54), 207–217, doi:10.3189/172756410791386661, 2010.

Naaïm-Bouvet, F., Bellot, H., Nishimura, K., Genthon, C., Palerme, C., Guyomarc'h, G. and Vionnet, V.: Detection of snow fall occurrence during blowing snow events by photoelectric sensors, Submitted, 2012a.

Naaïm-Bouvet, F., Guyomarc'h, G., Naaïm, M., Durand, Y., Bellot, H. and Pugliese, P.: Transport de neige par le vent sur un site de haute montagne: de la modélisation à l'observation, de l'observation à la modélisation, *La Houille Blanche*, (1), 51–57, doi:10.1051/lhb/2012008, 2012b.

Naaïm-Bouvet, F. and Naaïm, M.: Transport éolien de la neige: Processus physiques et modélisations = Drifting snow. Physical processes and modelling, 1st ed., Cemagref éditions., 2002.

Naaïm-Bouvet, F., Naaïm, M. and Martinez, H.: Profils de concentration de la neige soufflée. Théorie, résolution numérique et validation expérimentale in situ, *La Houille Blanche*, (5), 53–56, doi:10.1051/lhb/1996052, 1996.

Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models Part I - A discussion of principles, *Journal of hydrology*, 10, 282–290, 1970.

Nemoto, M. and Nishimura, K.: Numerical simulation of snow saltation and suspension in a turbulent boundary layer, *Journal of Geophysical Research*, 109, D18206, doi:10.1029/2004JD004657, 2004.

Nickling, W. G. and McKenna Neuman, C.: Wind tunnel evaluation of a wedge-shaped aeolian sediment trap, *Geomorphology*, 18, 333–345, 1997.

Nishimura, K. and Hunt, J. C. R.: Saltation and incipient suspension above a flat particle bed below a turbulent boundary layer, *Journal of Fluid Mechanics*, 417, 77–102, 2000.

Nishimura, K. and Ishimaru, T.: Development of an automatic blowing-snow station, *Cold Regions Science and Technology*, 82, 30–35, doi:10.1016/j.coldregions.2012.05.005, 2012.

Nishimura, K. and Nemoto, M.: Blowing snow at Mizuho station, Antarctica., *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 363(1832), 1647–62, doi:10.1098/rsta.2005.1599, 2005.

Nishimura, K., Sugiura, K., Nemoto, M. and Maeno, N.: Measurements and numerical simulations of snow-particle saltation, *Annals of glaciology*, 26, 184–190, 1998.

Ôura, H., Ishida, T., Kobayashi, D., Kobayashi, S. and Yamada, T.: Studies on Blowing Snow, in *Physics of Snow and Ice: proceedings*, pp. 1099–1117, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo., 1967.

Owen, P. R.: Saltation of uniform grains in air, *Journal of Fluid Mechanics*, 20(02), 225–242, 1964.

Pahaut, E.: La métamorphose des cristaux de neige (Snow Crystal metamorphosis), *Monographie de la Météorologie Nationale*, 96, 1976.

- Palm, S. P., Yang, Y., Spinhirne, J. D. and Marshak, A.: Satellite remote sensing of blowing snow properties over Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 116(D16), 1–16, doi:10.1029/2011JD015828, 2011.
- Parish, T. R. and Wendler, G.: The katabatic wind regime at Adélie Land , Antarctica, *International Journal of Climatology*, 11, 97–107, 1991.
- Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., Van der Linden, P. J. and Hanson, C. E.: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge., 2007.
- Pomeroy, J. W.: *WIND TRANSPORT OF SNOW*, 244 pp., University of Saskatchewan., 1988.
- Pomeroy, J. W.: A process-based model of snow drifting, *Journal of Glaciology*, 13, 237–240, 1989.
- Pomeroy, J. W. and Gray, D. M.: Saltation of snow, *Water Resources Research*, 26(7), 1583–1594, doi:10.1029/WR026i007p01583, 1990.
- Pomeroy, J. W. and Gray, D. M.: *Snowcover Accumulation, Relocation and Management*, National Hydrology research Institute, Saskatoon., 1995.
- Pomeroy, J. W. and Male, D. H.: Steady-state suspension of snow, *Journal of Hydrology*, 136(1–4), 275–301, doi:http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(92)90015-N, 1992.
- Pomeroy, J. W., Marsh, P. and Gray, D. M.: Application of a distributed blowing snow model to the arctic, *Hydrological Processes*, 11, 1451–1464, 1997.
- Prud'homme, A., Boujon, H. and Liotard, A. F.: *Sur les tempêtes observées en Terre Adélie*, Société météorologique de France., 1952.
- Prud'homme, A. and Valtat, B.: *Les observations météorologiques en Terre Adélie 1950-1952 - Analyse critique.pdf*, 1957.
- Radok, U.: Snow Drift, *Journal of Glaciology*, 19(81), 123–139, 1977.
- Rignot, E., Velicogna, I., Van den Broeke, M. R., Monaghan, A. and Lenaerts, J. T. M.: Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophysical Research Letters*, 38(5), 1–5, doi:10.1029/2011GL046583, 2011.
- Sato, T., Kimura, T., Ishimaru, T. and Maruyama, T.: Field test of a new snow-particle counter (SPC) system, *Annals of glaciology*, 18, 149–154, 1993.
- Sato, T., Mochizuki, S., Kosugi, K. and Nemoto, M.: Effects of particle shape on mass flux measurement of drifting snow by snow particle counter, *Japanese Society of Snow and Ice*, 67, 493–502, 2005.
- Savelyev, S. A., Gordon, M., Hanesiak, J., Papakyriakou, T. and Taylor, P. a.: Blowing snow studies in the Canadian Arctic Shelf Exchange Study, 2003–04, *Hydrological Processes*, 20(4), 817–827, doi:10.1002/hyp.6118, 2006.

Scarchilli, C., Frezzotti, M., Grigioni, P., De Silvestri, L., Agnoletto, L. and Dolci, S.: Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica, *Climate Dynamics*, 34(7), 1195–1206, doi:10.1007/s00382-009-0601-0, 2010.

Schmidt, R. A.: Sublimation of wind-transported snow - a model, 1972.

Schmidt, R. A.: Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport, *Journal of Glaciology*, 26(94), 453–467, 1980.

Schmidt, R. A.: vertical profiles of wind speed, snow concentration, and humidity in blowing snow, *Boundary-Layer Meteorology*, 23, 223–246, 1982.

Schmidt, R. A.: Transport rate of drifting snow and the mean wind speed profile, *Boundary-Layer Meteorology*, 34(3), 213–241, 1986.

Schmidt, R. A. and Sommerfeld, A.: A photoelectric snow particle counter, in *Western Snow Conference*, pp. 88–91, Salt Lake City., 1969.

Schmidt, R. A., Tabler, R. D. and Jairell, R. L.: A new device for sampling mass flux of blowing snow, in *Western Snow Conference*, pp. 102–111., 1982.

Shao, Y.: *Physics and Modelling of Wind Erosion*, 2nd revise., Springer London, Limited., 2008.

Shao, Y., McTainsh, G. H., Leys, J. F. and Raupach, M. R.: Efficiencies of Sediment Samplers for Wind Erosion Measurement, *Australian Journal of Soil Research*, 31, 519–532, 1993.

Sheppard, B. E. and Joe, P. I.: Performance of the Precipitation Occurrence Sensor System as a Precipitation Gauge, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(2), 196–212, doi:10.1175/2007JTECHA957.1, 2008.

Smagorinsky, J.: General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment, *Monthly Weather Review*, 91(3), 99–164, doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2, 1963.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller, H. L.: IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Cambridge University Press., 2007.

Sørensen, M.: An analytic model of wind-blown sand transport, in *Acta Mechanica (Suppl.)*, vol. 1, edited by O. Barndorff-Nielsen and B. Willetts, pp. 1–19, Springer Vienna., 1991.

Stearns, C. R. and Wendler, G.: Research results from Antarctic automatic weather stations, *Rev. Geophys.*, 26(1), 45–61, doi:10.1029/RG026i001p00045, 1988.

Stockton, P. H. and Gillette, D. A.: Field measurement of the sheltering effect of vegetation on erodible land surfaces, *Land Degradation & Development*, 2(2), 77–85, doi:10.1002/ldr.3400020202, 1990.

Stull, R. B.: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Springer., 1988.

- Takahasi, S.: Characteristics of drifting snow at Mizuho station, Antarctica, *Annals of glaciology*, 6(c), 71–75, 1985.
- Takeuchi, M.: Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport, *Journal of Glaciology*, 26(94), 481–492, 1980.
- Tüg, H.: A Pulse-counting technique for the measurement of drifting snow, *Annals of Glaciology*, 11(1), 184–186, 1988.
- Udo, K.: Field Measurement of Seasonal Wind-Blown Sand Flux Using High-Frequency Sampling Instrumentation, *Journal of Coastal Research*, ICS2009 (P(SI 56), 148–152, 2009a.
- Udo, K.: New Method for Estimation of Aeolian Sand Transport Rate Using Ceramic Sand Flux Sensor (UD-101), *Sensors (Basel, Switzerland)*, 9(11), 9058–72, doi:10.3390/s91109058, 2009b.
- Vionnet, V.: Etudes du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulation à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux., 2012.
- Vionnet, V., Guyomarc'h, G., Naaim-Bouvet, F., Martin, É., Durand, Y., Bellot, H., Bel, C. and Pugliese, P.: Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling, *Advances in Water Resources*, 2012.
- Walden, V. P., Warren, S. G. and Tuttle, E.: Atmospheric Ice Crystals over the Antarctic Plateau in Winter, *Journal of applied meteorology*, 42, 1391–1405, 2003.
- Wendler, G.: Blowing snow in eastern Antarctica, *Antarctic journal of the U.S., Review*, 264–265, 1987.
- Wendler, G.: Measuring Blowing Snow with a Photo-Electric Particle Counter at Pole Station, Antarctica, *Polarforschung*, 59(1977), 9–16, 1989a.
- Wendler, G.: On the blowing snow in Adélie Land, eastern Antarctica. A contribution to I.A.G.O, in *Glacier fluctuations and climatic change*, edited by J. Oerlemans, pp. 261–279, Kluwer Academic Publishers., 1989b.
- Wendler, G., Stearns, C. R., Dargaud, G. and Parish, T. R.: On the extraordinary katabatic winds of Adélie Land, *Journal of Geophysical Research*, 102, 4463–4474, 1997.
- Wilkinson, R. H.: A Method for Evaluating Statistical Errors Associated with Logarithmic Velocity Profiles, *Geo-Marine letters*, 3, 49–52, 1984.
- Williamson, C. H. K.: VORTEX DYNAMICS IN THE cylinder wake, *annual review of fluid mechanics*, 28, 477–539, 1996.
- Winstral, A., Elder, K. and Davis, R. E.: Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters, *Journal of Hydrometeorology*, 3, 524–538, 2002.
- Xiao, J., Bintanja, R., Déry, S. J., Mann, G. W. and Taylor, P. A.: An intercomparison among four models of blowing snow, *Boundary-Layer Meteorology*, 97, 109–135, 2000.
- Yen, Y. C.: Review of thermal properties of snow, ice and sea ice, United States Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory., 1981.

Zuo, Z. and Oerlemans, J.: Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice sheet : calculations for the Sondre Stromfjord transect, *Journal of Glaciology*, 42(141), 305–317, 1996.