

MODELISATION ET QUANTIFICATION DE LA NEIGE SOUFFLEE EN ANTARCTIQUE

Quelles méthodes pour quantifier la neige
soufflée dans des conditions extrêmes

Avril-septembre 2009



TROUVILLIEZ Alexandre

Sous la direction de Mr **GENTHON Christophe**

Résumé : Le transport de neige par le vent en Antarctique est l'une des composantes du Bilan de Masse de Surface. Sa caractérisation contribue à prédire les variations de volume de la calotte, donc du niveau des mers. C'est la composante principale qui explique la formation de glace bleue sur la côte. Cependant la quantification du flux de neige reste un problème majeur avec des approches multiples. Dans le but de parvenir à cette quantification, de nouveaux appareils acoustiques, les FlowCpts, ont été installé en Terre Adélie, près de Cap Prud'homme. Les données fournies par ces appareils seront discutées et une nouvelle calibration du matériel sera faite pour tenter de mieux caractériser le flux. Une étude sur la capacité d'autres instruments à donner un indice de la valeur du flux pour une comparaison avec les FlowCpts va être menée.

Mots-clefs : Driftomètre, FlowCapt, transport de la neige, Bilan de Masse de Surface, Antarctique

Abstract: Blowing snow in Antarctica contributes to the Snow Mass Balance of the ice sheet. A better characterization would improve forecasting and its variations and thus sea level change in response to climate change. Antarctic blowing snow is the major effect that causes Blue Ice Areas near the coast. Quantification of the blowing snow is still a great issue and several approaches are developed. Acoustic sensors, FlowCapt, have been installed in Terre Adélie, near Cap Prud'homme; they are especially designed to measure amount of the drifting snow. Data provided by those sensors will be discuss and a new calibration in order to increase the accuracy will be made. The possibility of having an index of the transport by others instruments will also be evaluated in order to compare it with FlowCpts.

Keywords: FlowCapt, drifting snow, Snow Mass Balance, Antarctica

SOMMAIRE

1	INTRODUCTION	1
2	ÉTAT DE L'ART SUR LA MESURE DU FLUX DE NEIGE	2
2.1	Les différentes formes de transport de la neige	2
2.2	Les différents instruments existant	3
2.2.1	Les capteurs mécaniques	3
2.2.2	Les capteurs optiques	4
2.2.3	Les capteurs acoustiques	5
2.3	Le fonctionnement du FlowCapt	6
3	OBTENTION DE LA VALEUR DE FLUX A PARTIR DES FLOWCAPTS	8
3.1	Contexte de l'étude	8
3.2	Les données initiales des FlowCaps	11
3.2.1	Les données de vents	11
3.2.2	L'étude des flux	14
3.3	La nouvelle calibration des FlowCaps	17
4	OBTENTION D'UN INDICE DE FLUX A PARTIR D'INSTRUMENTS DEJA PRESENT SUR LE TERRAIN	22
4.1	La sonde à hauteur de neige	22
4.2	Le détecteur de temps présent VPF-730	24
5	CONCLUSION	28
6	BIBLIOGRAPHIE	29
7	ANNEXES	I

Liste des illustrations

Figure 2-1 : Les trois modes de transport éolien a) la reptation, b) la saltation, c) la diffusion turbulente (reproduit du Centre d'Étude Technique de l'Équipement de l'Est).....	2
Figure 3-1 : Localisation géographique des SMA et des instruments installés	8
Figure 3-2 : Direction moyennée ou direction instantanée ?.....	10
Figure 3-3 : Caractérisation de la vitesse des vents catabatiques.....	11
Figure 3-4 : Erreur dans la prise en compte des vents par les FlowCaps.....	12
Figure 3-5 : Comportement cohérent des anémomètres sur la zone d'étude	12
Figure 3-6 : Changement de comportement du tube TB	13
Figure 3-7 : Épisode de neige soufflée sur la période de l'étude	14
Figure 3-8 : Fonctions de transfert entre les vitesses de l'anémomètre et les vitesses équivalentes des FlowCaps pour a) le tube TB, b) le tube TM et c) le tube TH	19
Figure 3-9 : Valeur du flux avec la nouvelle calibration sans les valeurs aberrantes.....	20
Figure 3-10 : Détermination de la vitesse de frottement seuil	21
Figure 4-1 : Comparaison entre le critère de qualité et le flux mesuré par le FlowCapt	23
Figure 4-2 : Principe de mesure du VPF-730	24
Figure 4-3 : Évènementiel du Biral VPF-730 et du tube TB des FlowCaps en janvier-février	25
Figure 4-4 : Évènementiel du Biral VPF-730 et du tube TB des FlowCaps en mai-juin	26
Figure 7-1 : Installation verticale des FlowCaps à D3	ii
Figure 7-2 : Matrice taille-vitesse servant à la détermination du type d'hydrométeore dans le VPF730	iii

Liste des tableaux

Tableau 1 : Valeur de la hauteur équivalente au flux moyen pour chaque FlowCapt.....	19
Tableau 2 : Évènementiel entre le Biral VPF-730 et le tube TB des FlowCaps.....	27
Tableau 3 : Différents seuils de corrélation entre le biral VPF-730 et le tube TB des FlowCaps	27

1 INTRODUCTION

Ce projet s'inscrit dans le programme de recherche ICE2SEA dont le but est l'amélioration des projections de l'élévation du niveau des mers. La surface de l'Antarctique est proche de 14 millions de km², la roche affleurant ne représente que 2% de cette surface. L'évolution du Bilan de Masse de Surface (BMS) de l'Antarctique est, par conséquent, majeure pour caractériser l'élévation générale du niveau des mers.

Le BMS se caractérise par la formule suivante (Déry et Yau, 2002) :

$$BMS = P - E - Q_F - Q_S - \nabla Q_T$$

Avec P , la précipitation, E l'évaporation de la neige, Q_F la fonte, Q_S la sublimation de la neige soufflée et ∇Q_T la divergence de transport de neige. Au niveau de la côte du continent, une partie importante de l'accumulation neigeuse qui se fait surtout durant la période hivernale est exportée par le vent dans l'océan. L'érosion éolienne représente la part la plus importante des termes négatifs du BMS devant la fonte et la sublimation dans les zones côtières de glace bleue (Genthon et al, 2007).

Pour améliorer les projections, une prise en compte de la neige soufflée doit être faite dans les modèles climatiques. C'est le cas dans le Modèle Atmosphérique Régional (le MAR) utilisé au LGGE (Gallée, 2001). Dans le but de valider le module de neige soufflée du MAR, des données sont nécessaires. Cependant, il n'existe que très peu de données valables dans un contexte aussi extrême que l'Antarctique et les valeurs les plus communément utilisées remontent à 1966 (Byrd, 1966 ; Nishimura et Nemoto, 2005).

L'objectif de ce stage était de savoir **comment obtenir la valeur du flux de neige occasionné par le vent en Antarctique** pour permettre une validation du MAR.

Ce rapport va se décomposer en trois grandes parties. La première fera le point sur les techniques existantes pour mesurer le flux de neige soufflée à partir de la bibliographie. La deuxième étudiera la possibilité d'obtenir cette valeur à partir d'un instrument spécialement installé pour cette mesure. Enfin dans une dernière partie, nous allons tenter de caractériser cette valeur par d'autres instruments détournés de leur fonction première.

2 ÉTAT DE L'ART SUR LA MESURE DU FLUX DE NEIGE

Avant de pouvoir rentrer dans le détail de la mesure du flux de neige par le vent, il convient de caractériser le transport de neige par le vent et quel est le type de mesure réalisée. Le détail des instruments permettant de mesurer la neige soufflée permet de replacer les instruments dans leur contexte.

2.1 Les différentes formes de transport de la neige

La première caractérisation du transport éolien a tout d'abord été faite sur un matériel plus simple que la neige, des particules de sables dans le désert, par Bagnold (1941). C'est à partir de cette première caractérisation que s'est faite ensuite celle de la neige.

À partir d'une certaine vitesse de frottement seuil, le transport de la neige va pouvoir se produire (Pomeroy, 1990). Cette vitesse de frottement seuil, notée u_{*t} , est la vitesse nécessaire à partir de laquelle la force de portance, due à dissymétrie de la vitesse autour de la particule, est suffisamment élevée pour entraîner la particule (Naaim-Bouvet et Naaim, 2002). Le transport de la neige va se faire suivant 3 formes de déplacement qui vont être caractérisées par la suite : la reptation, la saltation et la diffusion (voir Figure 2-1).

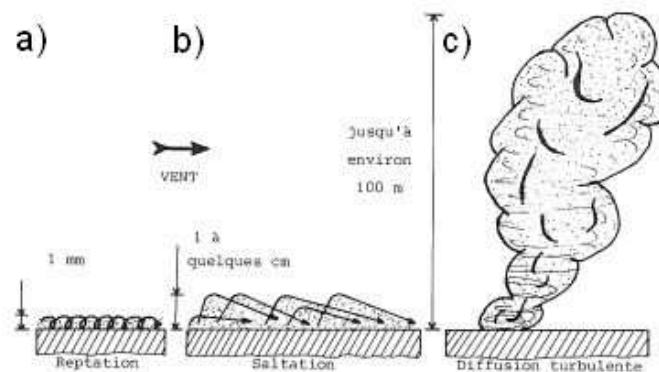


Figure 2-1 : Les trois modes de transport éolien a) la reptation, b) la saltation, c) la diffusion turbulente (reproduit du Centre d'Étude Technique de l'Équipement de l'Est)

La reptation représente les particules de neige qui roulent littéralement sur le sol sous l'effet de l'énergie apportée par les particules en saltation. Sa contribution à l'ensemble du transport est très faible et souvent négligée. La saltation est le premier mode de transport à se mettre en place. Elle représente les particules éjectées verticalement du sol qui sont transportées en aval sur une certaine distance avant de

retomber par gravité dans une trajectoire parabolique. Passée une certaine vitesse, les particules vont se déplacer dans l'atmosphère sans avoir de contact avec le sol ; elles forment la couche de diffusion turbulente. Cette couche atteint près de 300m de hauteur dans un contexte antarctique avec des vents catabatiques (Scarchilli, 2009). Dans le cas particulier de la neige soufflée, contrairement au sable, le déplacement des particules ne se fait pas sur de grandes distances, les particules étant sublimées lors de leur transport.

La hauteur limite h_s entre la couche de diffusion turbulente et la hauteur de saltation va varier avec la valeur de vitesse de frottement notée u_* , les particules en suspension densifiant l'air et limitant la turbulence. Cette hauteur est calculée suivant la formule (Naaïm et Naaïm-Bouvet, 2002):

$$h_s = 0,08436u_*^{1,27}$$

Cette hauteur est souvent très faible et inférieure à 0,1m (Jaedicke, 2001),

2.2 Les différents instruments existant

Plus de quarante années de recherche sur le flux de neige ont amené à l'existence actuellement d'une large variété de capteurs. De nombreuses revues sur les différents types de capteurs existent mais elles ne peuvent pas englober l'intégralité des capteurs tant leur nombre est important (Shmidt et al, 1984). Une revue qui se veut très générale des différents types de capteurs va être faite. La majorité de ses capteurs mesurent le flux dans la zone de diffusion turbulente. Ils vont explorer des principes de mesure variée aussi bien mécaniques, optiques qu'acoustiques.

2.2.1 Les capteurs mécaniques

Ce sont les capteurs historiques de mesure du flux de neige. Ils sont classés dans deux catégories qui sont les pièges et les filets à neige. Toutes deux reposent sur le même principe de mesure. Une ouverture de section constante S est exposée face au vent durant un temps déterminé t . Le poids P de la neige piégée dans le capteur est mesuré et une valeur de flux F est calculée suivante la formule :

$$F = \frac{P}{S * t}$$

Dans le cas du piège à neige, le vent entre par une ouverture et est ralenti dans le corps du piège par des chicanes. Cette diminution de vitesse va provoquer le dépôt de la neige transportée à l'intérieur du capteur. Le neige n'a plus qu'à être pesée ensuite. De nombreux pièges ont été fabriqués par des auteurs différents (Mellor, 1960). Ce

type de piège a été utilisé pour la mesure de référence du flux en Antarctique (Byrd, 1966).

Le filet à neige est constitué d'un filet laissant passer le vent mais bloquant les particules de neige. Lorsque celui-ci est orienté face au vent, le vent entre dans le filet et les particules de neige sont alors piégées. C'est actuellement le type de capteur mécanique le plus utilisé et de nombreux modèles existent (Shmidt et al, 1984 ; Pomeroy et al, 1991 ; Bolognesi, 1996).

Ces capteurs sont très robustes et permettent l'obtention de la valeur du flux à différentes hauteurs. Cependant, ils nécessitent la présence de personnel sur place dans des conditions souvent extrêmes. De plus, ils ne permettent d'obtenir qu'une valeur de flux moyennée et non instantanée. D'autres capteurs ont été par la suite développés pour tenter de résoudre ces problèmes.

2.2.2 Les capteurs optiques

Une grande variété de capteurs existe exploitant le principe optique. Ils reposent tous sur le principe du transmissiomètre : un récepteur est placé en face d'un émetteur de lumière infrarouge et tout passage entre les deux composants dans la section couverte par la lumière va conduire à une atténuation voir une disparition de signal par le récepteur.

Les premiers capteurs détectaient uniquement l'atténuation d'un faisceau entre l'émetteur et le récepteur. L'atténuation ne peut être due qu'au passage d'une particule de neige. Cette atténuation est mesurée et, passée une valeur seuil, l'instrument comptabilise le passage d'une particule (Schmidt, 1977 ; Brown et Pomeroy, 1989).

Une deuxième génération de capteurs optiques permet d'obtenir en plus du nombre de particules, la vitesse des particules et leur diamètre. Le début et la fin du pic d'atténuation déterminent la vitesse de la particule et l'ampleur de l'atténuation détermine son diamètre. Les diamètres sont répartis en classe avec un diamètre moyen x_i pour chaque classe. La valeur du flux est alors obtenue par la formule :

$$F = \sum_{i=0}^{31} \frac{\frac{4}{3}\pi(x_i)^3 \rho}{S * t}$$

Avec F le flux, x_i le diamètre moyen de la classe, ρ la densité des particules qui n'est pas une donnée fournie par le capteur, S la section de mesure et t le temps durant lequel le flux est mesuré.

Différents types de capteur utilisant cette technologie existent de nos jours (Schmidt, 1977 ; Sato et Kimura, 1993 ; Sugiura et al, 1998). Ils permettent l'acquisition de données supplémentaires par rapport au filet sans la présence de personnel sur le terrain. Les valeurs obtenues par ces instruments sont très proches de celles des capteurs mécaniques (Sato et Kimura, 1993 ; Nishimura et Nemoto, 2005 ; Cierco, 2007). Cependant jusqu'à maintenant ils nécessitaient une puissance élevée ce qui excluait toute utilisation sur batterie. Un prototype de Snow Particule Counter (SPC) fonctionnant sur batterie est actuellement en développement et va être installé en Antarctique durant la saison estivale 2009-2010 pour des tests sur le terrain (Nishimura, communication personnelle).

Des caméras sont également utilisées pour tenter de déterminer le flux de neige (Gordon, 2007). Le traitement des pixels exposés de manière déroulante selon la technique dite de « rolling shutter » permet théoriquement d'obtenir la vitesse de la particule et son diamètre. L'intensité de l'atténuation du pixel central permet d'obtenir la vitesse du flux et le nombre de pixels atténués le diamètre de la particule. Le flux est alors calculé de la même manière que précédemment. Il reste cependant des améliorations à faire dans la mesure de la vitesse des particules et les erreurs de flux restent importantes (Gordon, 2009). Cet outil nécessite également une puissance élevée ce qui exclu toute utilisation dans des endroits reculés où l'alimentation se fait par batterie.

2.2.3 Les capteurs acoustiques

Les capteurs acoustiques sont apparus récemment (chritin, 1999). Ils ont initialement été développés au Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts (Cemagref) puis ensuite commercialisés par IAV Technologie sous le terme de FlowCaps. Ils sont qualifiés de driftoanémomètres car ils permettent d'obtenir la vitesse du vent et du flux de neige.

Le capteur fonctionne de la manière suivante : un cylindre métallique creux forme le corps du capteur à l'extrémité duquel un micro est installé, l'autre extrémité étant obstruée. Lorsqu'une particule de neige soufflée par le vent entre en contact avec le tube, un son est émis et est enregistré par le micro. Un transport de neige par le vent va créer une pression acoustique sur le micro du fait de la présence de très nombreuses particules. Cette pression acoustique est en lien avec la quantité de mouvement de la neige par le vent. Le vent est lui aussi générateur d'une pression acoustique, cependant les spectres en fréquence du vent sont beaucoup plus bas que

ceux de la neige soufflée et une décomposition en série de Fourier permet d'obtenir la valeur de la vitesse et celle du flux.

Pour obtenir la valeur du flux au niveau de la côte Antarctique, le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) a fait l'acquisition l'année dernière de 3 tubes FlowCats de 1m et les ont installés sur la côte en janvier 2009. Les données fournies par les FlowCats étant utilisées dans la suite du rapport, un détail précis du fonctionnement de l'instrument va être fait.

2.3 Le fonctionnement du FlowCapt

La tension mesurée par le microphone va être traitée numériquement de manière à éliminer le bruit de fond et à séparer les composantes du son. La valeur de la pression acoustique va être traitée de manière numérique pour séparer les composantes basses fréquences dues aux vents à celles de hautes fréquences dues au flux de neige. La mesure des vents par les FlowCats semble correcte (Savelyev, 2005). La pression acoustique P_a due aux composantes hautes fréquences qui s'exerce sur le microphone est reliée au flux, aux vitesses des particules et à leur densité d'après le constructeur suivant la formule (Chritin, 1999 ; Cierco, 2007) :

$$P_a \sim F \left(\frac{U}{N} \right)^\alpha$$

Avec F la valeur du flux en $\text{kg/m}^2/\text{s}$, U la vitesse des particules en m/s , N la concentration de particules en m^{-3} et α une constante. Le rapport $(U/N)^\alpha$ est considéré par le concepteur comme une constante (Cierco, 2007). La seule variable resterait donc le flux de particule. La valeur du flux est déduite de la formule :

$$F = A * (\text{signal})^B$$

Avec (A, B) un couple de constante appelée respectivement coefficient de neige et exposant neige et signal la valeur de la tension renvoyée par le FlowCapt. Dans le cas des FlowCats installés en Antarctique, La couple (A, B) vaut $(1.10^{-4}, 2)$, cette valeur pouvant varier suivant les modèles de FlowCats.

Le FlowCapt est commercialisé en précisant pouvoir obtenir une valeur de flux avec une précision de plus ou moins 5% (Chritin, 1999 ; communication personnelle 2009). La robustesse du matériel et ses faibles besoins en énergie en font un instrument idéal pour être déployé dans des conditions très rudes (Chritin, 1998, 1999 ; Jaedicke, 2001). Cependant, il est à noter que la calibration du capteur se fait sur un banc horizontal à l'aide de billes de PVC à la vitesse uniforme et unique de 1m/s (Chritin, 1999).

Une étude poussée sur ces capteurs a été faite *in-situ* et en soufflerie par le Cemagref de Grenoble (Cierco, 2007). Elle trouve une large surestimation du flux par les tubes FlowCaps de plus d'un ordre de grandeur sur des capteurs situé à 1m du sol par rapport à la référence des filets à neige. Elle montre également une surestimation croissante avec la hauteur. Cette surestimation est également détectée en milieu polaire avec toujours les filets à neige comme référence de valeur du flux (Savelyev, 2005). C'est deux études montrent que l'on est loin d'une précision à +/- 5% annoncée par le concepteur. Le capteur était au contraire considéré comme sous-estimant la valeur du flux dans un article plus ancien réalisé en soufflerie (Lehning, 2002). La différence peut venir du fait que le capteur a été modifié entre l'acquisition par Lehning et ceux fait par le Cemagref et Savelyev. Actuellement, le concepteur du capteur reconnaît une surestimation de la valeur du flux (Chritin, communication personnelle).

Une nouvelle calibration des FlowCaps à partir de tests en soufflerie a été menée par le Cemagref (Cierco, 2007). Elle met en évidence les effets prépondérants du vent et du type de particules sur la valeur du signal retourné, effets que le constructeur ne prenait pas en compte avec son protocole de calibration. La nouvelle calibration devient :

$$F = \frac{1}{\varphi^2} \frac{\text{signal}^2}{u^4}$$

Avec φ une constante dépendant du type de particules. Dans le cas des grains fins, cette constante vaut 1,22.

Cette nouvelle formulation montre bien l'importance de la vitesse et expliquerait la surestimation des capteurs supérieurs, la vitesse des vents étant généralement croissante avec la hauteur dans cette partie de la couche limite. Cette formule a été déterminée pour des tubes FlowCaps d'une hauteur de 30 cm, ce qui ne correspond pas à ceux installés par le LGGE. Cependant les FlowCaps ont été normalement achetés dans la même version que ceux du Cemagref (Chritin, communication personnelle) et le mécanisme de calibration est sensiblement identique, la calibration des FlowCaps de 1 m étant faite sur le premier tiers dynamique (Chritin, communication personnelle).

3 OBTENTION DE LA VALEUR DE FLUX A PARTIR DES FLOWCAPTS

Une première partie va décrire le contexte géographique de l'analyse et les données disponibles. Dans une deuxième partie, les données vont être traitées. Elles seront discutées par la suite dans une dernière partie.

3.1 Contexte de l'étude

Les données météorologiques utilisées proviennent toutes de Stations Météorologiques Automatiques (SMA) installées en Antarctique de l'Est près du camp Cap Prud'homme (66°41'S, 139°55'E) en Terre Adélie. Différents sites vont être étudiés, ils se trouvent tous sur la route reliant le camp de Cap Prud'homme à la station de Dôme C. Ils seront appelés par nombre croissant à mesure que la distance par rapport au camp de Cap Prud'homme augmente (voir Figure 3-1).

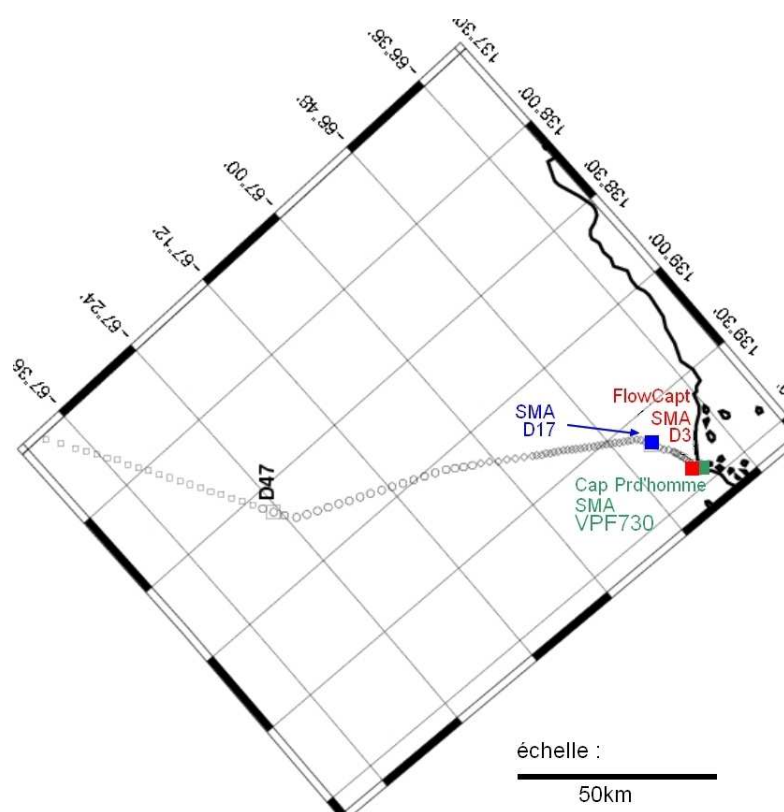


Figure 3-1 : Localisation géographique des SMA et des instruments installés

Les SMA sont toutes construites sur le même principe : la station énergie est composée de batteries qui se rechargent par deux panneaux solaires et une éolienne à axe vertical. Elle alimente les instruments de mesure installés sur des mâts. Elle

alimente également la centrale d'acquisition qui stocke les données des instruments et procède à un prétraitement de ces données (moyenne demi-horaire, écart-type, ...). Les données sont stockées par moyenne demi-horaire sauf précision. Les instruments présents sur les SMA sont standards :

- de sondes de hauteur de neige à ultrason (CampBell SR50) ;
- de thermo-hygromètres (Campbell HMP45) ;
- d'anémomètre (Young 05106) ;

D'autres instruments peuvent être installés à côté de ces SMA (voir Figure 3-1). À Cap Prud'homme, un instrument particulier a été installé proche de la SMA : un détecteur de temps présent de la marque Biral, le VPF-730. À côté de la SMA de D3, trois tubes FlowCaps ont été installés de manière verticale comme le recommande le constructeur. Les tubes FlowCaps sont labélisés TB, TM et TH, le tube TB (Tube Bas) étant le plus proche du sol et le TH (Tube Haut) le plus haut. L'anémomètre Young de la SMA est situé à 1m80 au-dessus de la surface et le thermo-hygromètre est placé à la même hauteur (voir l'Annexe A).

Toute la zone d'étude se trouve dans un couloir de vents catabatiques. Ces vents gravitaires sont à l'origine de l'exportation d'une grande partie des précipitations avec des vitesses instantanées pouvant dépasser les 200km/h (Genthon, 2007). Les vents catabatiques dévalent la pente située au Sud-est et sont d'une grande stabilité directionnelle.

La mesure de la direction moyenne est calculée à partir de la moyenne demi-horaire des composantes du vent dans les deux directions standards : Ouest-Est notée U et Nord-Sud notée V. Cette décomposition est utilisée dans les modèles climatiques et dans l'optique d'une comparaison avec le MAR, elle sera utilisée par la suite dans le rapport. Une comparaison avec la valeur instantanée est faite (voir Figure 3-2). La corrélation entre les deux valeurs de direction est bonne, surtout perturbée par des écarts extrêmes entre 350 et 50.

**Comparaison entre la direction moyennée et la direction instantanée à D3 du
14 janvier au 16 juin 2009**

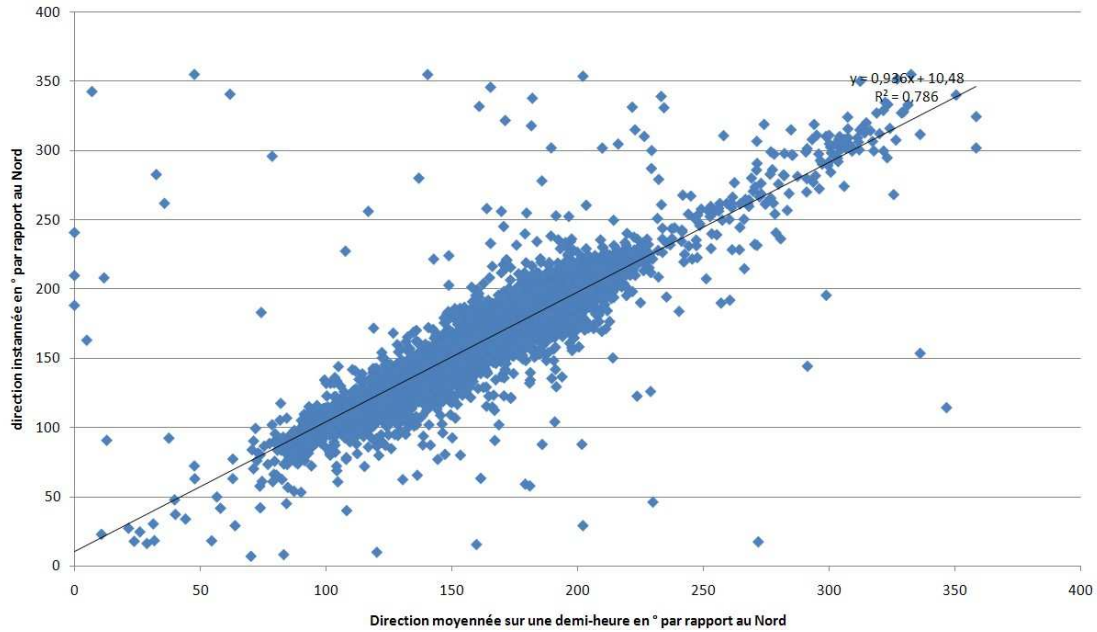


Figure 3-2 : Direction moyennée ou direction instantanée ?

Les valeurs de la direction sont enregistrées pour chaque minute par la centrale d'acquisition. À la fin de la demi-heure de mesure, un écart type par rapport à la direction moyenne présentée précédemment est calculé. Cet écart-type permet de renseigner sur la variabilité de la direction des vents durant la période de mesure. Les vents catabatiques sont caractérisés par un faible écart-type de la direction qui traduit un régime monodirectionnel dans le sens de la pente modifié par la force de Coriolis.

L'étude croisée de la direction- vitesse des vents et écart-type de la direction- vitesse des vents permet de caractériser ces vents catabatiques (voir Figure 3-3). La direction des vents dans le sens de la pente modifiée par les forces de Coriolis est de 150° par rapport au Nord. En considérant que l'écart-type de la direction des vents ne doit pas dépasser 10° pour caractériser un régime monodirectionnel, la vitesse minimum des vents est de 10 m/s. Au-delà de cette valeur limite de 10m/s mesuré par l'anémomètre à 1,80m de hauteur par rapport à la surface, les vents seront considérés comme étant catabatiques.

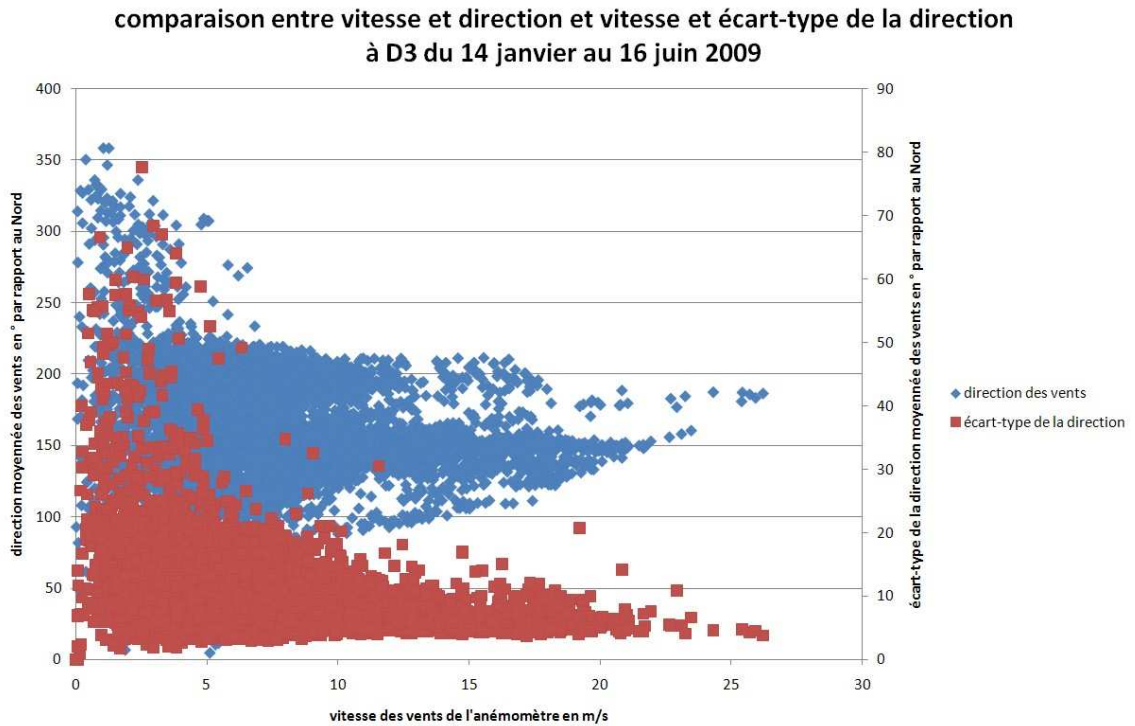


Figure 3-3 : Caractérisation de la vitesse des vents catabatiques

3.2 Les données initiales des FlowCaps

3.2.1 Les données de vents

Les données de vents des FlowCaps vont être étudiées pour estimer si elles sont utilisables dans le contexte de cette étude.

La comparaison de la vitesse des vents enregistrée par l'anémomètre Young et les tubes des FlowCaps montrent une surestimation des vitesses par les tubes FlowCaps dans un premier temps. Dans un second temps, pour les tubes TM et TH, la vitesse mesurée va au contraire diminuer alors que celle enregistrée par l'anémomètre augmente. La valeur seuil où se produit le changement de comportement des tubes FlowCaps correspond à la valeur caractérisant les vents catabatiques comme désignée dans le paragraphe 3.1 (voir Figure 3-4).

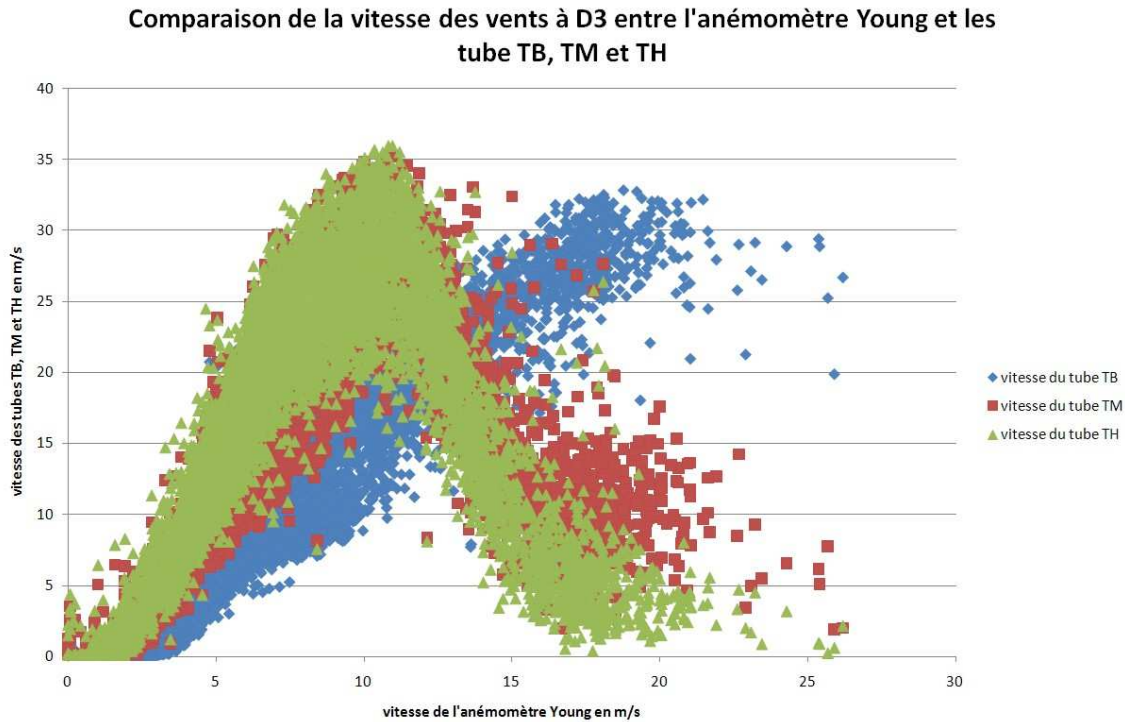


Figure 3-4 : Erreur dans la prise en compte des vents par les FlowCaps

La vitesse de l'anémomètre Young à D3 semble être bonne, sa comparaison avec les anémomètres D17 et Cap Prud'homme montre une très bonne corrélation linéaire, ce serait donc les vitesses mesurées par les tubes TM et TH qui seraient erronées mais pas celles du tube TB (voir Figure 3-5).

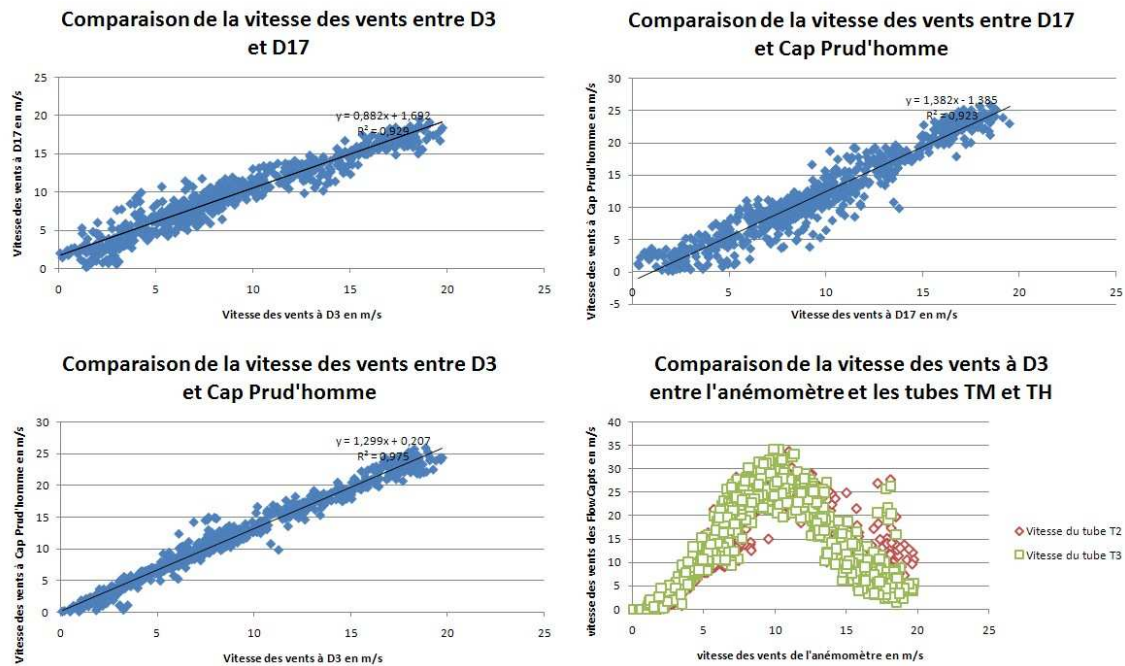


Figure 3-5 : Comportement cohérent des anémomètres sur la zone d'étude

La vitesse mesurée par le tube TB est, dans un premier temps, erronée de manière identique à celle des tubes TM et TH. Passé le 22 janvier, la relation entre la vitesse de ce tube et celle de l'anémomètre devient linéaire (voir Figure 3-6). Une visite de contrôle de l'installation au début du mois de février a montré un enfoncement de 30 cm du tube TB, cet enfoncement ne s'est pas accentué depuis, l'installation ayant été fixée à l'aide de planches en bois. Ce changement de comportement du tube TB pourrait être dû à cet enfoncement.

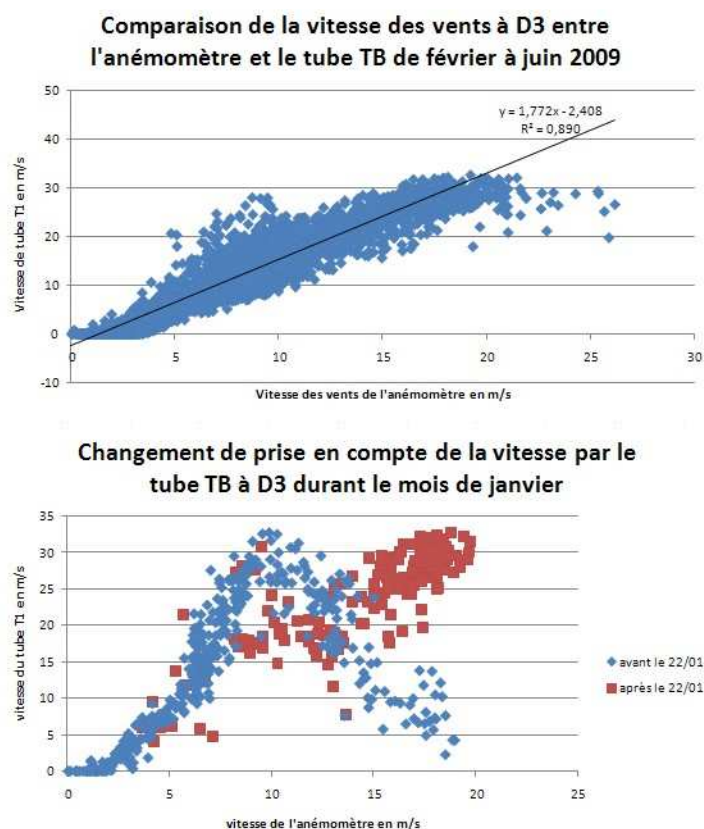


Figure 3-6 : Changement de comportement du tube TB

L'erreur des tubes TM et TH pourrait être liée aux caractéristiques physiques des vents catabatiques. Les vitesses fournies par les Flowcpts n'ont jamais été étudiées en conditions de vents catabatiques et c'est la première fois qu'une erreur sur la valeur de vitesse des vents est mise en avant. Cela peut laisser planer un doute quand à la validité de l'instrument dans les conditions antarctiques. La valeur de la vitesse des vents mesurés par les FlowCpts ne rentre pas en compte dans le calcul du flux de neige soufflée par les tubes (Chritin, communication personnelle). Une étude peut être menée indépendamment de celles des vitesses, il sera nécessaire de remplacer la vitesse des vents des FlowCpts par celle mesurée par l'anémomètre.

3.2.2 L'étude des flux

Les données de neige soufflée montrent des valeurs extrêmes de flux mesurées par les FlowCaps. Ces valeurs peuvent atteindre 500 g/m²/s avec un profil de concentration croissant avec la hauteur (voir Figure 3-7). Aucun autre instrument capable de mesurer directement le flux de neige n'était installé dans cette partie de l'Antarctique, aucune comparaison quantitative ne peut être directement faite.

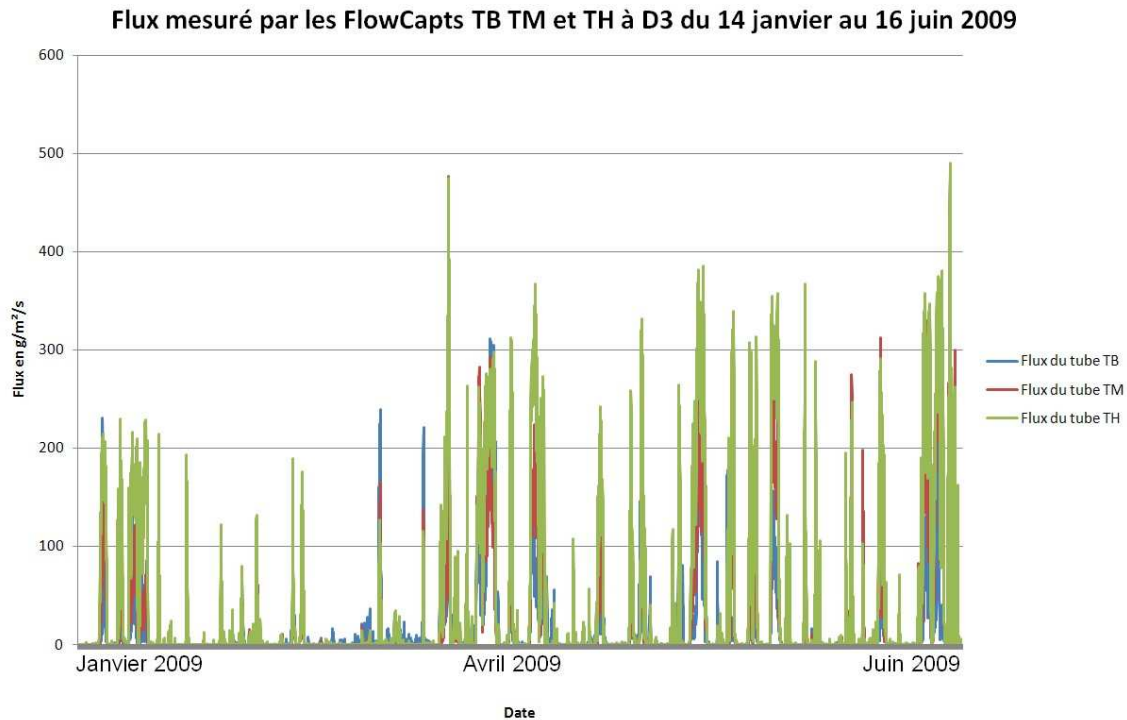


Figure 3-7 : Épisode de neige soufflée sur la période de l'étude

Le traitement numérique des équations régissant la couche limite atmosphérique va faire l'objet d'hypothèses pour déterminer la concentration de particule à une hauteur donnée et ainsi mettre en équation le flux. Les vents vont être supposés suivre un profil logarithmique de la forme :

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

Avec u la vitesse, u_* la vitesse de frottement, k la constante de Von Karman égale à 0,4, z l'altitude à laquelle la vitesse du vent est considérée et z_0 une constante appelée longueur de rugosité. Ce profil est valable suivant plusieurs hypothèses :

- les proportions des structures turbulentes varient proportionnellement par rapport à leur distance à la surface ;
- le régime est stationnaire ;
- l'échelle verticale est très petite devant l'échelle horizontale ;

- les gradients verticaux sont très importants devant les gradients horizontaux. ;
- l'atmosphère est neutre.

L'hypothèse de neutralité de l'atmosphère ne peut pas être vérifiée, la température n'étant mesurée qu'à une seule altitude, elle sera supposée être vérifiée dans la suite du rapport. L'installation d'un mat de 7m avec au moins deux valeurs de température en janvier 2010 permettra de vérifier cette hypothèse pour les études à venir. Les autres hypothèses sont généralement vérifiées pour des vents catabatiques s'écoulant sur de grandes distances.

Pour déterminer la concentration de particules dans la couche de diffusion, les équations de la mécanique des fluides sont utilisées. L'hypothèse retenue pour les résoudre sera celle utilisée dans le modèle numérique NEMO (Naaim-Bouvet et Naaim, 2002) utilisant une fermeture du premier ordre et en supposant que la vitesse des particules est égale à celle du fluide sauf dans l'axe vertical où l'on considère la vitesse de chute comme constante. Lorsque la concentration limite de particules est atteinte, en introduisant le profil de vitesse logarithmique, une approximation de la concentration peut être faire :

$$\frac{C}{C_{ref}} = \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{\frac{U_F \sigma_s}{k u_*}}$$

Avec C_{ref} la concentration volumique de particules à l'altitude de référence z_{ref} ; U_F la vitesse de chute et σ_s le nombre de Shmidt qui représente le rapport entre la viscosité cinématique et la diffusivité massique.

La valeur du flux à une altitude donnée est le produit de la vitesse par la concentration supposée. Les 2 formules d'obtention de la vitesse et de la concentration, dans les hypothèses évoquées, donne ainsi la valeur de flux à une altitude donnée suivante :

$$F(z) = C_{ref} \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{\frac{U_F \sigma_s}{u_* k}} \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

Le changement de profil du flux va se faire à la hauteur où s'annule sa dérivée :

$$F'(z) = C_{ref} \frac{u_*}{k} \frac{1}{z} \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{-\mu} \left[1 - \mu \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]$$

Avec :

$$\mu = \frac{|U_F| \sigma_s}{k u_*}$$

Le premier terme de l'équation est toujours positif, les variations de flux dépendent de la valeur de $1 - \mu \ln(z/z_0)$. Le flux est décroissant en fonction de l'altitude si :

$$z > z_0 \exp\left(\frac{1}{\mu}\right)$$

D'après les valeurs dans la littérature sur un manteau neigeux avec peu d'éléments de rugosité, ce qui est typiquement le cas en Antarctique, la valeur de la longueur de rugosité est comprise en le millimètre et quelques centimètres. Ce sera donc la valeur de μ qui conditionnera la variation de profil. Dans un contexte alpin avec des vents avoisinant les 20 m/s en moyenne demi-horaire, μ varie entre 0,31 et 5,9 (Cierco, 2007). En première approximation avec une analogie pour μ dans le contexte antarctique, le flux devrait être décroissant à partir d'une hauteur de quelques centimètres au maximum.

A titre de comparaison, des FlowCaps ont été installés à Terra Nova Bay dans l'Antarctique de l'Est depuis l'été austral 2006 par une mission italienne (Scarchilli, 2009). Ces tubes FlowCaps sont situés dans une région de vents catabatiques près de la côte. Cependant ils se trouvent installés au milieu d'une pente contrairement à ceux de D3 qui se trouvent sur un terrain relativement plat. Les valeurs de flux des FlowCaps possèdent également un profil croissant avec la hauteur pendant les épisodes intenses de neige soufflée. Les valeurs de flux sont d'un ordre de grandeur inférieur à celles mesurées à D3. Aucune correction n'est faite sur les valeurs fournies par les FlowCaps et les auteurs considèrent que ces valeurs sont une borne inférieure du flux en se basant sur les conclusions de l'article de Lehning en 2002. Cependant, la version des FlowCaps installée par Scarchilli serait la même que celle du Cemagref de Grenoble et de Savelyev d'après la date des achats, les deux auteurs notant une surestimation d'un ordre de grandeur. Les valeurs obtenues dans cet article devraient être donc une surestimation et non une sous-estimation d'après les récentes publications, surtout compte tenu de la vitesse des vents. Cependant le fait que leurs valeurs soit d'un ordre de grandeur inférieur à celles de D3 est intéressant et semble indiquer que les FlowCaps de D3 surestiment très largement.

Les valeurs de flux qui semblent élevées et croissante avec la hauteur semblent être dues à la vitesse des vents importante lors des épisodes de neige soufflée qui à un impact dans la pression acoustique enregistrée par le microphone (Cierco, 2007).

Les données vont alors être calibrées à nouveau à partir de la formulation du Cemagref de Grenoble.

3.3 La nouvelle calibration des FlowCaps

La nouvelle calibration utilisée est celle présentée dans le chapitre 2.2.3 et tirée de l'article de Cierco (2007) :

$$F = \frac{1}{\varphi^2} \frac{\text{signal}^2}{u^4}$$

Avec φ une constante dépendant du type de particules. Dans le cas des grains fins, cette constante vaut 1,22. En Antarctique, la puissance des vents catabatiques accélère grandement la transformation des particules reconnaissables et des cristaux en grains fins. L'hypothèse sera donc faite que les particules de neige soufflée sont des grains fins.

Cette calibration nécessite la connaissance de la valeur des vents entre 0 et 3 m d'altitude. Ces valeurs ne peuvent pas être celles des FlowCaps, leur estimation étant éronnée. Pour palier à ce manque, les vitesses sont déduites à partir de l'anémomètre de la SMA de D3. Les hypothèses nécessaires à l'obtention d'un profil de vitesse logarithmique ont été validées sauf pour les conditions neutres qui sont supposées être respectées. Le profilage de vitesse va s'appuyer sur ce paramétrage.

Pour la longueur de rugosité, une rétroaction va se produire entre la vitesse de frottement et la longueur de rugosité. Lorsque le vent dépasse la valeur seuil de frottement, une couche de saltation va se former, cette couche de saltation modifiant à son tour la vitesse qui va à nouveau s'adapter. Ce phénomène est équivalent à une modification de la rugosité de sol. Les profils de vents vont alors être estimés dans la couche de diffusion en approximant la couche de saltation par une modification de la longueur de rugosité. Cette longueur va devenir dépendante de la vitesse de frottement sous la forme (Charnock, 1955) :

$$z_0 = C_a \frac{u_*^2}{g}$$

Avec C_a une constante déterminée de manière empirique. Chamberlain (1983) lui assigne la valeur de 0,016. De la même manière que pour la hauteur de saltation, Pomeroy (1990) utilise une valeur proportionnelle de la longueur de rugosité à la couche de saltation, cette dernière déterminée en fonction de u_* comme vu dans le chapitre 3.2.1. Pomeroy obtient :

$$z_0 = C_a' \frac{u_*^2}{2g}$$

Avec C_a' une nouvelle constante, estimée à 0,1213 par Pomeroy et Gray en 1990 pour des terrains entièrement recouvert de neige. Chaque auteur va de sa propre définition de cette constante qui peut varier d'un facteur 100 (Cierco, 2007).

Ces hypothèses sont valables dans la couche de diffusion et non celle de saltation. La hauteur limite h_s entre la couche de diffusion turbulente et la hauteur de saltation se fait de manière progressive. La formule semi-théorique pour la délimiter va être :

$$h_s = 0,08436u_*^{1,27}$$

C'est la valeur utilisée dans le modèle numérique NEMO du Cemagref.

Le profil de vitesse est obtenu par le couple de formules pour une hauteur minimale correspondant à la base de la couche de saltation :

$$\begin{cases} z_0 = C_0 \frac{u_*^2}{2g} \\ u = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \end{cases}$$

La valeur de vitesse à prendre pour chaque FlowCapt va dépendre de la hauteur équivalente du flux. Le flux de neige étant le produit de la vitesse et de la concentration, sa formulation est réprécisée ci-dessous :

$$F(z) = C_{ref} \left(\frac{z}{z_{ref}}\right)^{\frac{U_F \sigma_s}{u_* k}} \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

En intégrant cette valeur entre les deux valeurs de hauteur du FlowCapt considérées (H_1 et H_2), la valeur moyenne du flux est déterminée.

$$Fn = \frac{C_{ref} u_* z_{ref}^{-\mu}}{k} I$$

Avec μ défini précédemment et I :

$$I = \frac{1}{(1-\mu)(H_2-H_1)} \left[x^{1-\mu} \left(\ln\left(\frac{x}{z_0}\right) - \frac{1}{(1-\mu)} \right) \right]_{H_1}^{H_2}$$

Cette valeur moyenne de flux, de part la continuité de la fonction de concentration, se trouve associée à une altitude dite équivalente au flux moyen.

$$Fn = F(Z_{eq})$$

Avec

$$\begin{cases} Fn = \frac{C_{ref} u_* z_{ref}^{-\mu}}{k} I \\ F(z_{eq}) = C_{ref} \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^{\frac{U_F \sigma_s}{u_* k}} \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \end{cases}$$

D'où

$$z_{eq}^{-\mu} \ln \left(\frac{z_{eq}}{z_0} \right) = I$$

Le calcul de la hauteur de la couche de saltation amène à une hauteur d'environ 2 mm. Pour une si petite hauteur, les valeurs intégratives du tube TB ne devrait pas varier. Les hauteurs où prendre les vitesses en fonction des tubes sont présentées dans le Tableau 1.

Tableau 1 : Valeur de la hauteur équivalente au flux moyen pour chaque FlowCapt

Hauteur équivalente\FlowCapt	Tube TB	Tube TM	Tube TH
z_{eq} en m	0,21	1,09	2,14

Une fonction de transfert entre les vitesses de l'anémomètre et les vitesses à chaque hauteur équivalente est déterminée par une courbe de tendance polynomiale d'ordre deux (voir Figure 3-8).

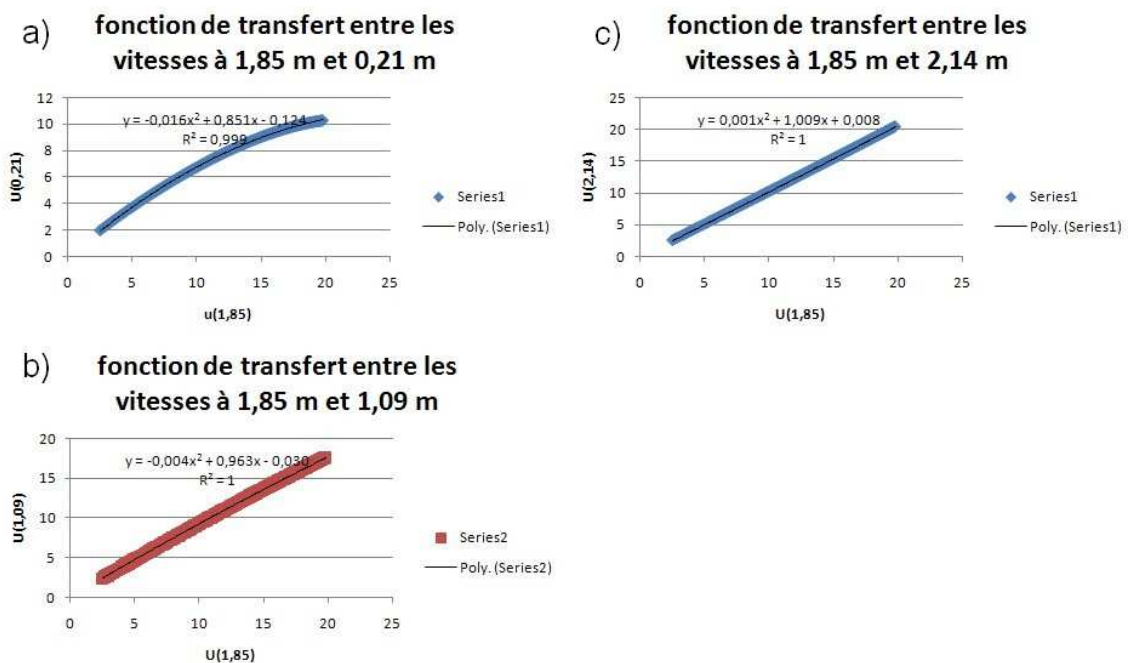


Figure 3-8 : Fonctions de transfert entre les vitesses de l'anémomètre et les vitesses équivalentes des FlowCpts pour a) le tube TB, b) le tube TM et c) le tube TH

Ces fonctions de transfert sont appliquées à chaque valeur de vitesse de l'anémomètre pour chaque tube, déterminant ainsi la vitesse de chaque tube au niveau du flux équivalent. La nouvelle calibration peut ainsi être faite. Elle comporte cependant des pics ponctuels très élevés de flux qui peuvent atteindre une valeur 7 millions de g/m²/s. Cette valeur est le résultat d'une très forte tension associée à une faible valeur de vitesse de vent. Un objet a dû percuter un FlowCapt durant un court moment, la vibration s'est propagée mécaniquement aux autres tubes avec une certaine atténuation comme ce qui a été observé dans un contexte alpin (Cierco, 2007). Ces valeurs aberrantes vont être éliminées (voir Figure 3-9).

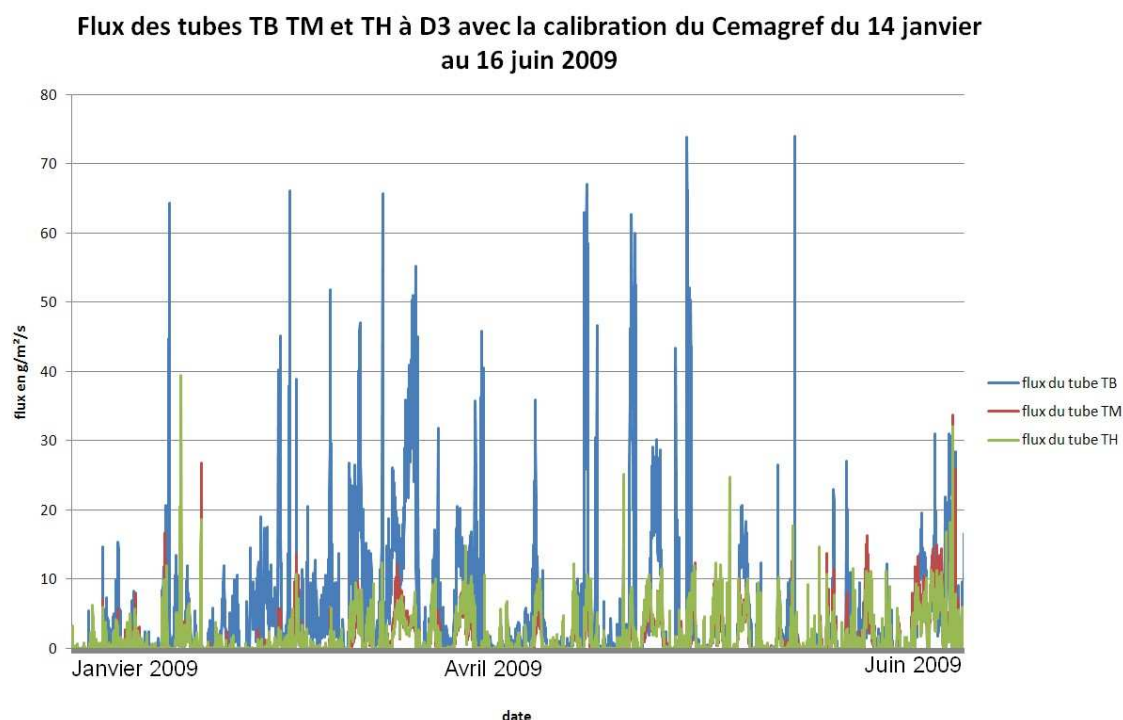


Figure 3-9 : Valeur du flux avec la nouvelle calibration sans les valeurs aberrantes

Les valeurs générales ont diminué d'un ordre de grandeur et elles sont de l'ordre des valeurs mesurées par Scarchilli. Le profil devient dans la très grande majorité des cas décroissant avec la hauteur. Ces valeurs pourraient être utilisables dans une comparaison avec le MAR. Cependant une analyse récente du Cemagref non encore publiée a étudié la valeur du flux des FlowCpts avec cette nouvelle formulation en comparaison avec les valeurs de flux d'un SPC et de filets à neige. Cette étude montre toujours une surestimation de la valeur du flux par les FlowCpts, mais moins importante que précédemment. Elle démontre également une variance au carré très faible, $R^2 = 0,26$ (Naaim, 2009). Les auteurs concluent sur une très forte limitation de l'utilisation des FlowCpts pour l'obtention de valeurs quantitatives. Par contre au

niveau de l'occurrence du transport de neige par le vent, cette étude valide également celui des FlowCaps par rapport à un SPC.

L'évènementiel des FlowCaps installés en Antarctique peut déterminer la valeur de vitesse de frottement seuil à partir de laquelle le transport de neige par le vent se produit. Un bruit de fond est présent dans les valeurs des FlowCaps (voir Figure 3-10)

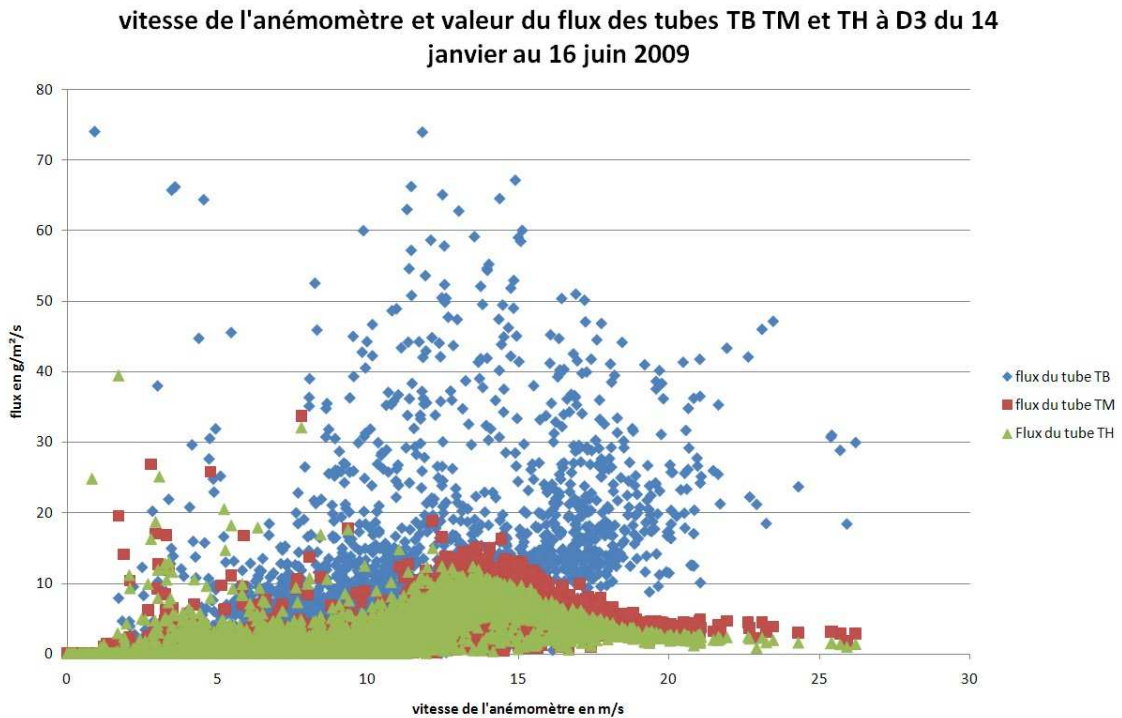


Figure 3-10 : Détermination de la vitesse de frottement seuil

Une valeur seuil de flux au-delà duquel le transport se produit est déterminée pour filtrer les données considérées comme valables de valeurs très faibles présentes aléatoirement sur un ou plusieurs tubes considérées comme du bruit. Cette valeur est fixée empiriquement à 0,1g/m²/s. La moyenne de vitesse de l'anémomètre pour un déclenchement de transport correspond à une valeur de vitesse de frottement seuil moyenne comprise entre 0,32 m/s et 0,29 m/s.

En conclusion, les FlowCaps ne peuvent pas fournir de valeurs quantitatives de flux, au mieux un indice de la valeur du flux. Un doute subsiste quand à la bonne prise en compte de l'évènementiel des épisodes de neige soufflée. L'évènementiel semble être bon dans d'autres contextes (Savelyev, 2005 ; Cierco, 2007) mais aucune de ces études n'a rapporté d'erreurs sur la prise en compte des vents. Une validation devrait être faite au niveau de l'évènementiel à l'aide d'un autre instrument dans tous les cas.

4 OBTENTION D'UN INDICE DE FLUX A PARTIR D'INSTRUMENTS DEJA PRESENT SUR LE TERRAIN

Aucun instrument spécifiquement conçu pour mesurer le flux de neige est installé actuellement sur les stations à part les FlowCaps. Les instruments qui peuvent nous fournir un renseignement ne pourront au mieux que donner un indice de la valeur du flux. Les deux instruments qui vont être étudiés dans le but de valider l'évènementiel des FlowCaps vont être la sonde à hauteur de neige CampBell SR50 et le détecteur de temps présent Biral VPF-730.

4.1 La sonde à hauteur de neige

La sonde SR50 est une sonde à ultrason. Le temps que met l'ultrason émis par la sonde à faire l'aller-retour avec la surface réfléchissante qu'est le sol permet, connaissant la célérité de l'onde, de déterminer la distance entre la sonde et le sol. La célérité de l'onde est dépendante de la température et la mesure de la distance est corrigée par la température enregistrée par la SMA à D3.

Lorsque les vents, passé la vitesse de frottement seuil, passent au niveau de la sonde, ils devraient arracher une partie du manteau neigeux. Dans une première approximation, les périodes de flux de neige soufflée devraient donc être associées avec une augmentation de la distance de la sonde par rapport au sol et les périodes de précipitation avec une diminution de cette distance. Cependant, suite à une erreur de programmation, la valeur moyenne de cette distance n'est pas connue. La valeur instantanée de cette distance est également enregistrée une fois par demi-heure. Son étude ne montre aucune corrélation visible entre le flux mesuré par les FlowCaps et la distance mesurée. Cependant l'approximation faite ne prend pas en compte le cas où la distance entre le capteur et la surface ne peut pas augmenter à cause de la glace bleue et pourtant un transport de neige par le vent se produit mais mobilisant de la neige en amont de cette zone. Ces zones de glace bleue sont très fréquentes sur la côté et à D3, La hauteur ne va donc pas varier. Cela limite grandement l'utilisation de la distance entre le capteur et la surface pour la caractérisation des épisodes de neige soufflée à D3.

Pour prendre en compte la possibilité d'un transport mobilisant la neige en amont de la station de D3, une sortie de la SR50 qui fournisse un coefficient de qualité va être étudiée. Ce coefficient de qualité varie en fonction de l'intensité du retour de l'ultrason.

Dans un contexte polaire, les seules perturbations sont dues à la présence de couches d'atténuation par le déplacement de particules. À partir de ce coefficient de qualité, un critère de qualité est calculé suivant les valeurs seuils fournies par CampBell. Ce critère est égal à 1 si la mesure est très bonne, 2 si la mesure est bonne et 3 si la mesure est mauvaise. La comparaison entre ce critère de qualité moyenné et la valeur du flux du tube TB ne montre aucune corrélation entre les valeurs, un coefficient de qualité moyen ou mauvais n'étant associé que dans 3% des cas avec un transport de neige par le vent mesuré par le FlowCapt TB (voir Figure 4-1). Le tube TB est utilisé comme référence car c'est le tube le plus inférieur qui est à même de détecter en premier la présence d'un transport de neige par le vent qui pourrait perturber la SR50. Le même seuil de détection de transport de $0,1 \text{ g/m}^2/\text{s}$ que pour le calcul de la vitesse de frottement seuil est utilisé pour séparer les données du bruit.

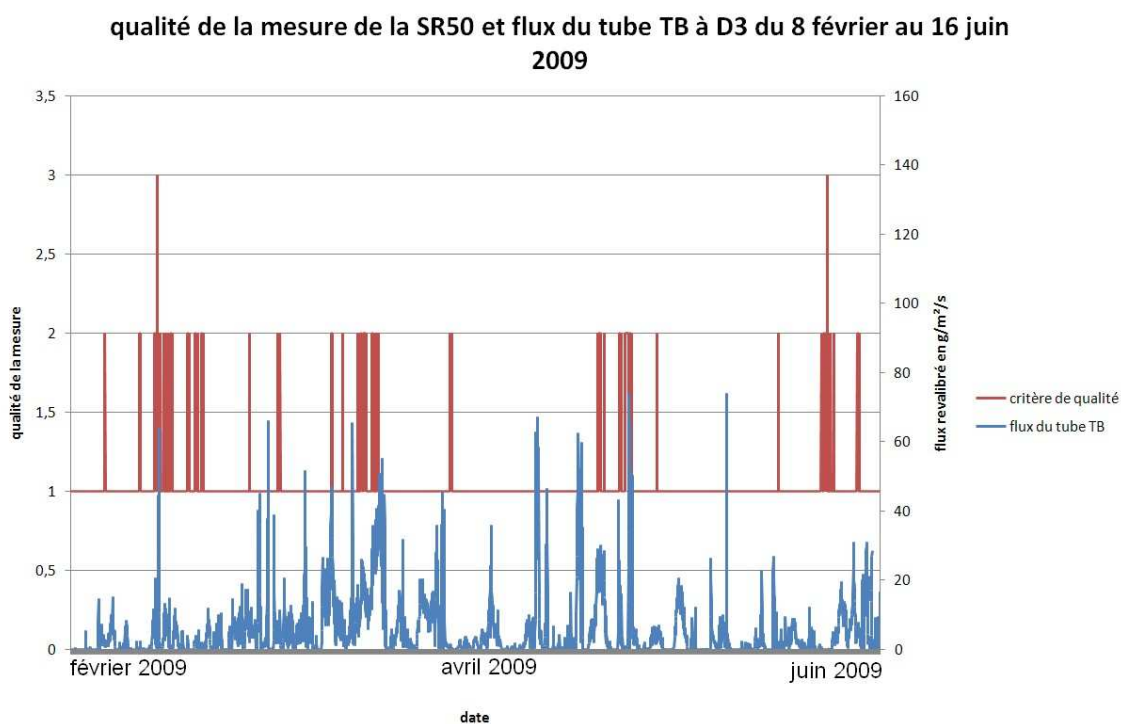


Figure 4-1 : Comparaison entre le critère de qualité et le flux mesuré par le FlowCapt

Deux solutions sont alors possibles. Soit les FlowCapps détectent un transport de neige par le vent quand il n'y en n'a pas, soit la SR50 n'est pas fiable comme détecteur d'occurrence de transport. Un article utilisant la SR50 comme détecteur d'indice de la valeur de flux de neige en Antarctique soufflée est actuellement soumis (Knuth, communication personnelle). Cependant, le principe d'utilisation de la SR50 dans ce cas là n'est pas connu et il pourrait ne pas utiliser le critère de qualité. Il faudrait attendre la publication de l'article pour affiner cette recherche. Pour tenter de

déterminer si l'occurrence des FlowCaps est bonne, un autre instrument va être étudié.

4.2 Le détecteur de temps présent VPF-730

Le principe de mesure du Biral VPF-730 est celui du néphélinomètre : un rayon infrarouge est émis depuis une tête de l'instrument. Ce rayon est situé dans l'infrarouge proche du visible, l'une des zones les moins sensibles aux aérosols atmosphériques. Deux récepteurs sont installés à 35 ° d'écart et à un 130 ° dans le plan horizontal. Lorsqu'il n'y a aucune précipitation, le rayon émis ne sera pas capté par les récepteurs. Si une précipitation se produit, le rayon émis sera diffracté par les particules vers les récepteurs (voir Figure 4-2). La puissance et le temps de la diffraction caractérisent la vitesse de chute des particules et leurs tailles. La zone de mesure possède un volume de 400 cm³. La détermination du type de particule se fait à l'aide d'une matrice taille-vitesse et d'un ratio (voir l'annexe B).

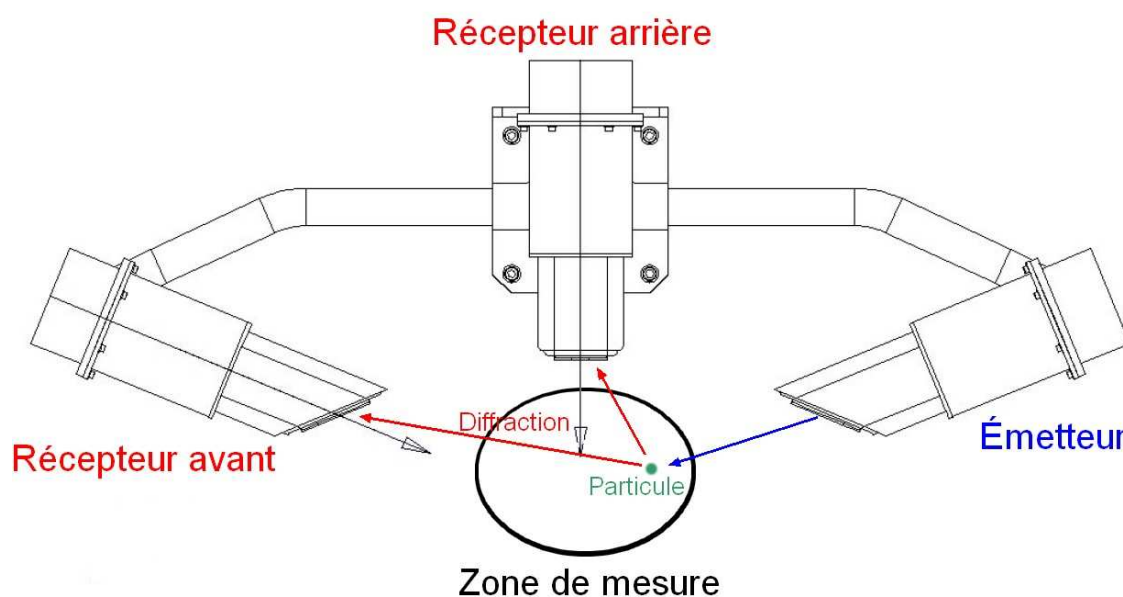


Figure 4-2 : Principe de mesure du VPF-730

Le capteur est, d'après le manuel, capable de mesurer tout aussi bien des précipitations solides ou liquides que des particules soufflées horizontalement même si ce n'est pas sa fonction première qui est d'arriver à quantifier les précipitations. Cela est particulier à sa zone de mesure globalement cylindrique contrairement à d'autres types de capteur de temps présent comme le PWS100 de chez Campbell. Les différentes sorties du capteur fournissent, en plus des matrices tailles-vitesse,

plusieurs renseignements dont la visibilité, le type de précipitation et la hauteur d'eau équivalente en millimètre. Les matrices sont décomposées en plusieurs zones dont une considérée comme représentant des particules non hydrométriques (voir l'Annexe B). Cependant, cette matrice a été étudiée pour fonctionner dans des lieux moins extrêmes que l'Antarctique. De nombreuses particules se trouvent dans cette partie de la matrice caractérisée par un petit diamètre associé à une vitesse élevée ce qui est caractéristique de grains fins balayés par le vent. Le problème était de savoir si ces particules étaient comptabilisées dans la hauteur de la lame d'eau. D'après le constructeur (Whittaker, communication personnelle) et une étude des matrices obtenues sur la période d'étude, c'est bien le cas ce qui permet de valider l'utilisation de la hauteur de la lame d'eau comme événementiel d'un épisode de transport et/ou de précipitation. L'évènementiel du Biral VPF-730 va être pris comme référence en supposant qu'il détecte tous les épisodes de transport de neige. Aucune étude n'a été menée sur le sujet et cette affirmation devra être vérifiée par des études ultérieures.

La comparaison entre l'évènementiel du VPF-730 et du tube TB montre une bonne corrélation (voir Figure 4-3 et Figure 4-4).

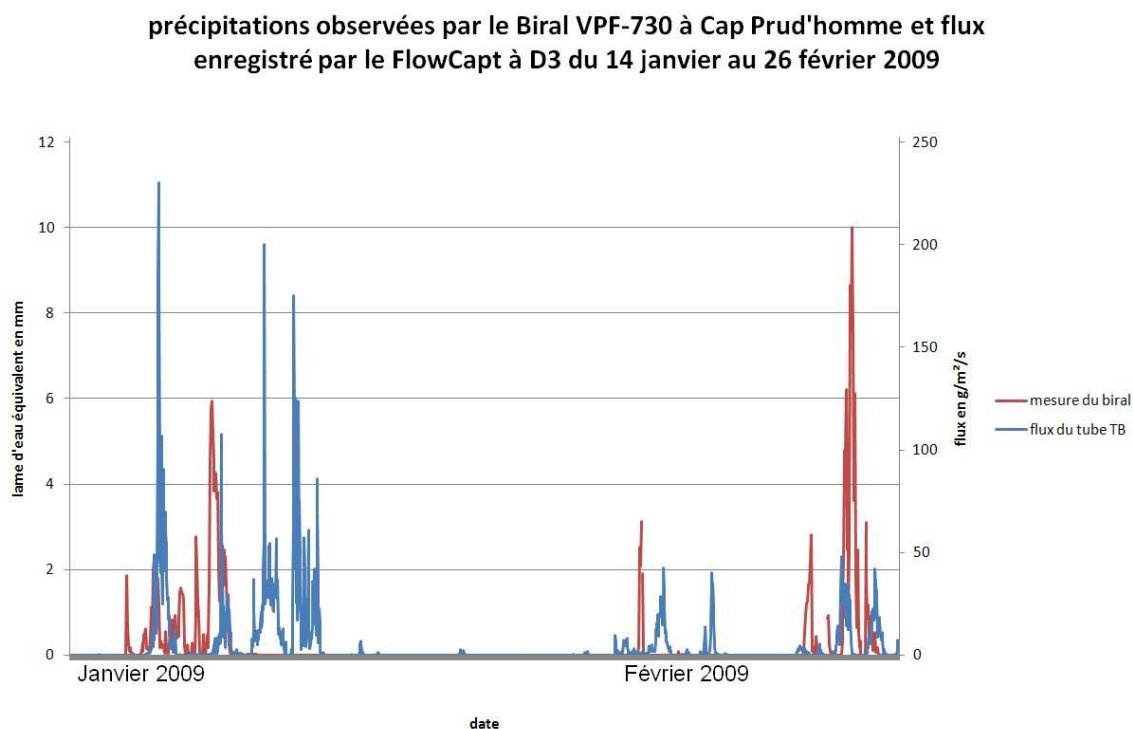


Figure 4-3 : Évènementiel du Biral VPF-730 et du tube TB des FlowCapps en janvier-février

Précipitations observées par le Biral VPF-730 à Cap Prud'homme et flux enregistré par le FlowCapt à D3 du 19 mai au 3 juin 2009

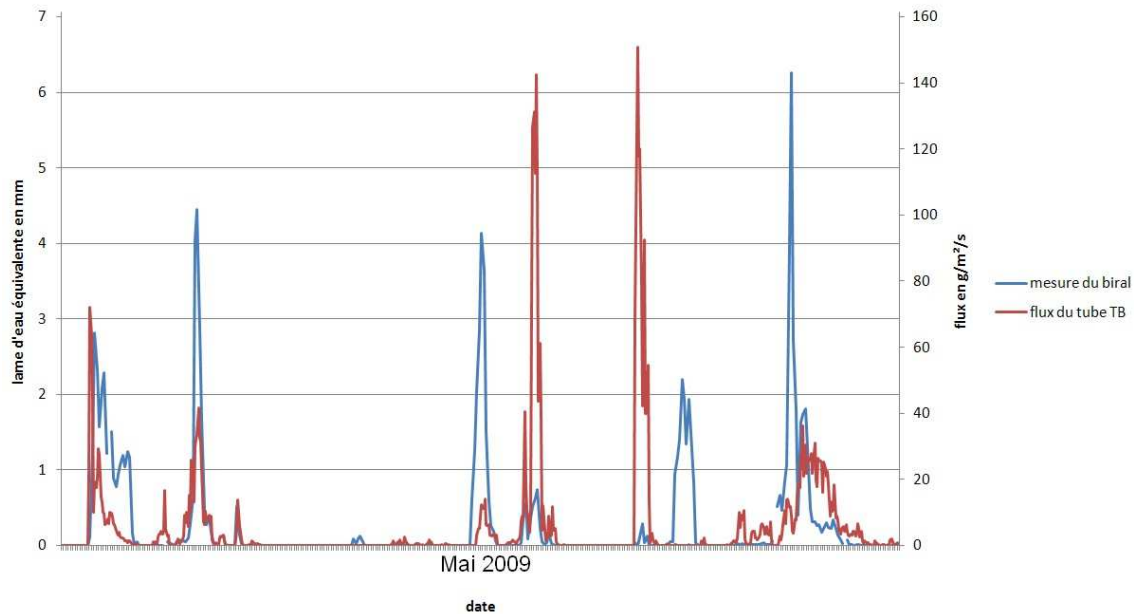


Figure 4-4 : Évènementiel du Biral VPF-730 et du tube TB des FlowCpts en mai-juin

Le tube TB avec la nouvelle calibration sert de référence au niveau évènementiel pour les FlowCpts. C'est celui avec les valeurs les plus importantes de neige soufflée ainsi que l'évènementiel le plus clair où les mesures se distinguent bien par rapport au bruit de fond. La comparaison n'est faite que sur la période où les deux instruments ont fonctionnés de manière concomitante –une période au mois de janvier et une autre au mois de mai. Les valeurs du Biral VPF-730 sont horaires contrairement à celles des FlowCpts qui sont demi-horaires. Les valeurs du FlowCapt sont moyennées pour arriver à une valeur de flux horaire. Une comparaison entre la température enregistrée par le Biral VPF-730 et celle enregistrée par la SMA à D3 ainsi qu'une comparaison des vents montrent une bonne corrélation au niveau des horaires de mesures sur la demi-heure.

Les résultats de comparaison au niveau de l'évènementiel pour les deux périodes sont visibles dans le Tableau 2. Tout d'abord une comparaison brute (coeff brut) sans aucun traitement montre une corrélation moyenne. Le même seuil de détection (Coeff seuil) de 0,1 g/m²/s est à nouveau appliqué, la corrélation devient plus forte. Cependant le VPF-730 permet la détection des épisodes de précipitation ce qui n'est pas le cas des FlowCpts : les tubes sont placés verticalement et une chute horizontale n'impactera le tube que peu probablement et si c'était le cas, l'énergie due à l'impact sera trop faible pour être enregistrée comme un flux de neige. Les moments

où une lame d'eau est enregistrée par le Biral et aucun flux n'est mesuré par les FlowCaps vont être considérés comme des moments où une précipitation se produit et non un épisode de neige soufflée non mesuré par les FlowCaps (Coeff précip). La corrélation n'est pas parfaite, due à l'existence de plusieurs périodes où le tube TB enregistre un transport alors que le Biral ne détecte aucune particule.

Tableau 2 : Évènementiel entre le Biral VPF-730 et le tube TB des FlowCaps

	Coeff brut	Coeff seuil	Coeff précip
Janvier-février	61%	78%	84%
Mai-juin	65%	82%	90%

Cette constatation est due à l'emplacement du VPF-730 : il est situé au sommet d'un container sur la pente d'un petit monticule dans une zone plus accidentée qu'à D3. Globalement, il est situé à une altitude plus élevée que la station de D3. La force des vents nécessaires pour mobiliser de la neige soufflée à cette hauteur est plus importante que pour initier le transport détecté par le tube TB. Durant la période du mois de mai, les vents associées aux déplacements de neige sont plus puissants, ce qui peut expliquer la meilleur corrélation de l'évènementiel sur cette période par rapport à celle de janvier.

Pour vérifier cette hypothèse, le seuil de détection commun au Biral VPF-730 et au tube TB des FlowCaps va être progressivement augmenté (voir le Tableau 3). L'augmentation croissante de la corrélation avec celle du seuil laisse penser que le FlowCapt possède de grands domaines de validité. Ces grands domaines peuvent renseigner sur un indice du flux de neige sans pour autant être quantitatif. Il est cependant difficile de le déterminer, les instruments n'étant pas situés au même endroit. Des expériences complémentaires avec l'installation d'un Biral VPF-730 à D3 détermineraient l'exactitude de l'occurrence de transport des FlowCaps en supposant que celle du Biral VPF-730 soit bonne.

Tableau 3 : Différents seuils de corrélation entre le biral VPF-730 et le tube TB des FlowCaps

	Coeff précip 0,1 g/m ² /s	Coeff précip 5 g/m ² /s	Coeff précip 15 g/m ² /s	Coeff précip 40 g/m ² /s
Janvier-février	84%	89%	92%	94%
Mai-juin	90%	100%	100%	100%

5 CONCLUSION

Pour le moment aucune valeur quantitative de neige soufflée ne peut être obtenue en Terre Adélie, près de la base de Dumont D'Urville. Les FlowCaps, spécialement installés cette année pour obtenir cette mesure de flux ne semblent pas fournir de valeurs fiables. Une nouvelle calibration de ces données à partir de la littérature existante a été faite. Elles correspondent aux valeurs mesurées par d'autres instruments dans un contexte similaire cependant la précision de cette nouvelle formulation est sujette à critique. Ces valeurs ne peuvent par conséquent pas être utilisées pour le moment pour faire une comparaison avec le modèle climatique du LGGE.

La comparaison avec un détecteur de temps présent capable de mesurer la neige soufflée, le Biral VPF-730, permet de valider dans un contexte antarctique les FlowCaps pour une utilisation de détection de transport. Cette fonction permet d'obtenir la valeur de vitesse de frottement seuil qui serait comprise entre 0,32 et 0,29 m/s durant la période de janvier à juin 2009. Il semblerait aussi que les FlowCaps, après la nouvelle calibration, pourraient fournir une valeur d'indice de flux de neige. D'autres expérimentations sont encore nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Une comparaison grossière avec le MAR sur l'occurrence de transport de neige par le vent et la valeur de vitesse de frottement seuil peut déjà être menée.

Pour obtenir une valeur quantitative de neige soufflée dans les conditions extrêmes de l'Antarctique, plusieurs options peuvent être envisageables. Pour obtenir des données toutes l'année, l'achat d'un Snow Particle Counter est une alternative possible. Une étude poussée sur les capacités de quantification des détecteurs de temps présent en 24V peut aussi être envisagée. Pour obtenir quelques valeurs durant la période estivale, des mesures par filets à neige pour obtenir un premier ordre de grandeur seront faites pendant l'été austral 2009-2010.

6 BIBLIOGRAPHIE

BAGNOLD, R.A. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London, 1941. 256 p.

BOLOGNESI, R. The driftometer. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Canada, 1996, p.129-133

BROWN, T., POMEROY, J.W. A blowing snow detector. *Cold Region Science Technologies*, 1989, p.129-133.

BUDD, W., DONGLE R., RADOK U. The Byrd snow drift project: outline of basic results. *Antarctic Research Series*, vol. 7, 1965.

CIERCO, François-Xavier. *Étude des instationnarités du transport de la neige par le vent*. Thèse sci. : Université Joseph Fourier de Grenoble, 2007, 269 p.

CIERCO F-X., NAAIM-BOUVET F., BELLOT H. Acoustic sensors for snowdrift measurements: How should they be used for research purposes? *Cold Regions Science and Technology*, vol. 49, 2007, p. 74-89.

CHAMBERLAIN, A.C. Roughness length of the sea, sand and snow. *Boundary-Layer Meteorology* 25, 1983, p. 405-409.

CHARNOCK, H. Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81, 1955, p.639-640

CHRITIN, V. Flowcapt: un capteur dans le vent. *Neige et Avalanches*, 81, 1998, p.13–15.

CHRITIN, V., BOLOGNESI, R., GUBLER, H. Flowcapt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting. *Cold Regions Science and Technology*, 1999, p. 125-133.

DÉRY S.J., YAU M.K. Large-scale mass balance effects of blowing snow and surface sublimation. *Journal of Geophysics Research* 107, 2002.

GALLEE, H. Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, p. 1-19.

GENTHON, C., LARDEUX, P., KRINNER, G. The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adélie, Antarctica. *Journal of glaciology*, vol. 53, 2007.

GORDON, M. Drifting and blowing snow, measurements and modeling. Thèse sci. : York university, 2007.

GORDON, M., TAYLOR, P.A. Measurements of blowing snow, Part I: Particle shape, size distribution, velocity, and number flux at Churchill, Manitoba, Canada. *Cold Regions science Technology*, 2009, p. 63-74.

JAEDICKE, C. Acoustic snowdrift measurements: experiences from the FlowCapt instrument. *Cold Regions Science and Technology* 32, 2001, p. 71–81.

LEHNING, M., NAAIM-BOUVET, F., NAAIM M., BRABEC, B., DOORSCHOT, J., DURAND, Y., GUYOMARC'H, G., MICHAUX, J-L., ZIMMERLI, M. Snowdrift: acoustic sensors for avalanche warning and research. *Natural Hazards and earth System science*, 2, 2002, p. 121-128.

MAHRT, L. Momentum balance of gravity flows. *Journal of the atmospheric sciences* 39, 1982. P.2701-2711.

NAAIM-BOUVET, F., NAAIM, M. transport éolien de la neige – Processus physiques et modélisations. Collection études, équipements pour l'eau et l'environnement vol.25. Cemagref éditions, 2002. 392 p.

NAAIM-BOUVET, F., BELLOT, H., NAAIM, M. Back analysis of drifting snow over measurements over an instrumented mountainous site. *Annals of Glaciology*, soumis.

NEMOTO, M., NISHIMURA, K. Direct measurement of shear stress during snow saltation. *Boundary-layer Meteorology*, 100, 2001, p.149-170

NISHIMURA, K., NEMOTO, M. Blowing snow at Mizuho station, Antarctica. *Philosophical transactions of the royal society*, vol. 363, 2005.

POMEROY, J.W., GRAY, D.M. Saltation of snow. *Water Research Resources* 26 (7), 1990, p. 1583–1594.

MELLOR, M. Gauging Antarctic drift snow. *Antarctic Meteorology*. Pergamon, Oxford, 1960, p. 347-354.

SATO, T. and KIMURA, T. Field test of a new Snow-particles-Counter (SPC) system. *Annals of Glaciology*, 18, 1993, p. 149-154.

SAVELYEV, S.A., GORDON, M., HANESIAK, J., PAPAKYRIAKOU, T., TAYLOR, P.A. Blowing snow studies in the Canadian Arctic Shelf Exchange study 2003-04. *Hydrological processes*, 2006

SHMIDT, R.A. A system that measures blowing snow gauges. *US forest service research paper* n°RM-194, 1977, p.80.

SHMIDT, R.A., MEISTER, R., GUBLER, H. Comparison of snowdrifting measurements at an Alpine ridge crest. *Cold Regions Science and Technology*, 1984, p. 131-141.

SCARCHILLI, C., FREZZOTTI, M., GRIGIONI, P., DE SILVESTRI, L., AGNOLETTI, L., DOLCI, S. Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica. *Climate Dynamics*, June 2009.

7 ANNEXES

ANNEXE A : INSTALLATION DES FLOWCAPTS A D3

Les FlowCaps ont été installés en janvier 2009. Ils sont placés verticalement comme recommandé par le constructeur juste à côté de la SMA de D3. La photographie a été prise en janvier avant l'enfoncement d'environ 30 cm d'une partie du tube le plus bas (TB) dans la glace (voir Figure 7-1). L'énergie électrique des tubes est fournie par la station énergie de la SMA de D3 composée de deux batteries rechargées par une éolienne à axe verticale et deux panneaux solaires. Les données sont stockées et prétraitées par la centrale d'acquisition de la SMA de D3.

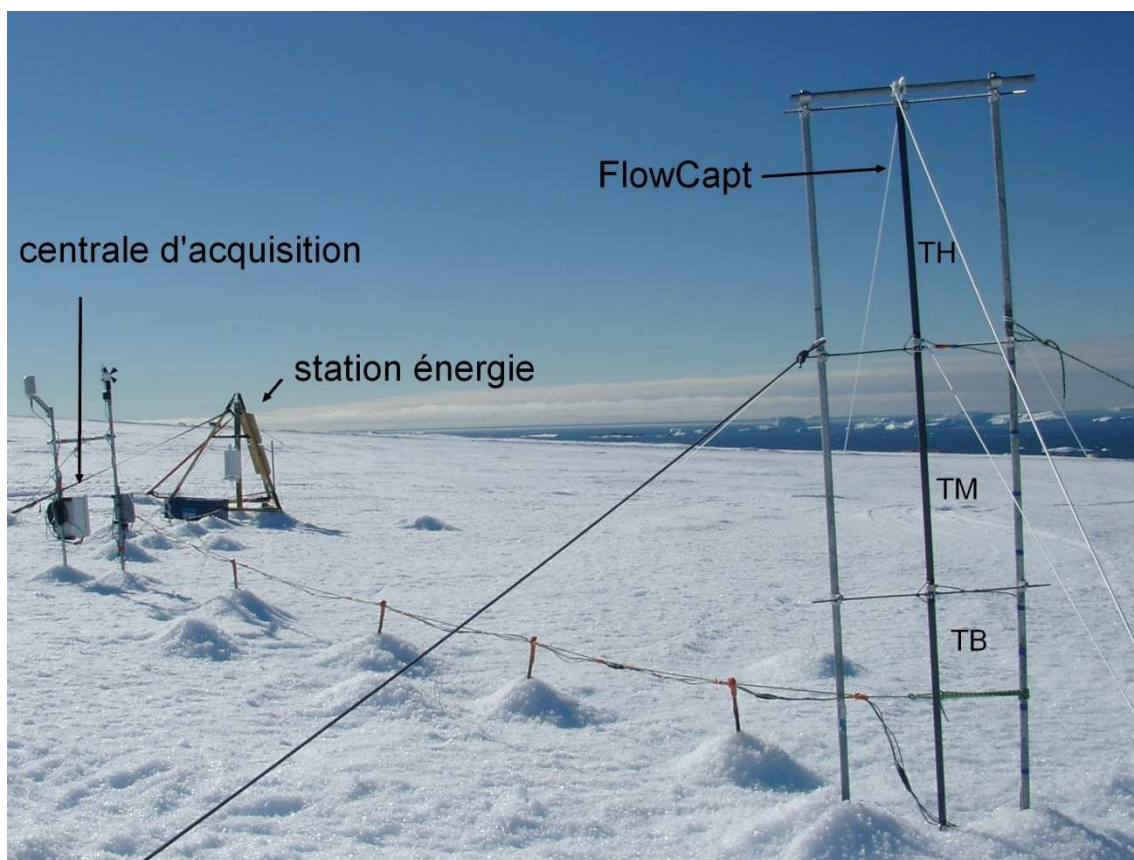


Figure 7-1 : Installation verticale des FlowCaps à D3

ANNEXE B : LA MATRICE TAILLE-VITESSE DU VPF730

La détermination du type d'hydrométéores mesurés par le capteur de temps présent VPF730 développé par l'entreprise Biral se fait de deux manières.

La première est un rapport de mesure entre la valeur de détection du capteur avant et celui du capteur arrière. Si ce rapport dépasse une certaine valeur, alors l'hydrométéore est considéré comme étant de la neige, sinon de la pluie.

La deuxième manière intègre la vitesse et la taille de l'hydrométéore. Suivant ce couple de variables, les différents types de précipitation sont précisés. La matrice est présentée ci-après.

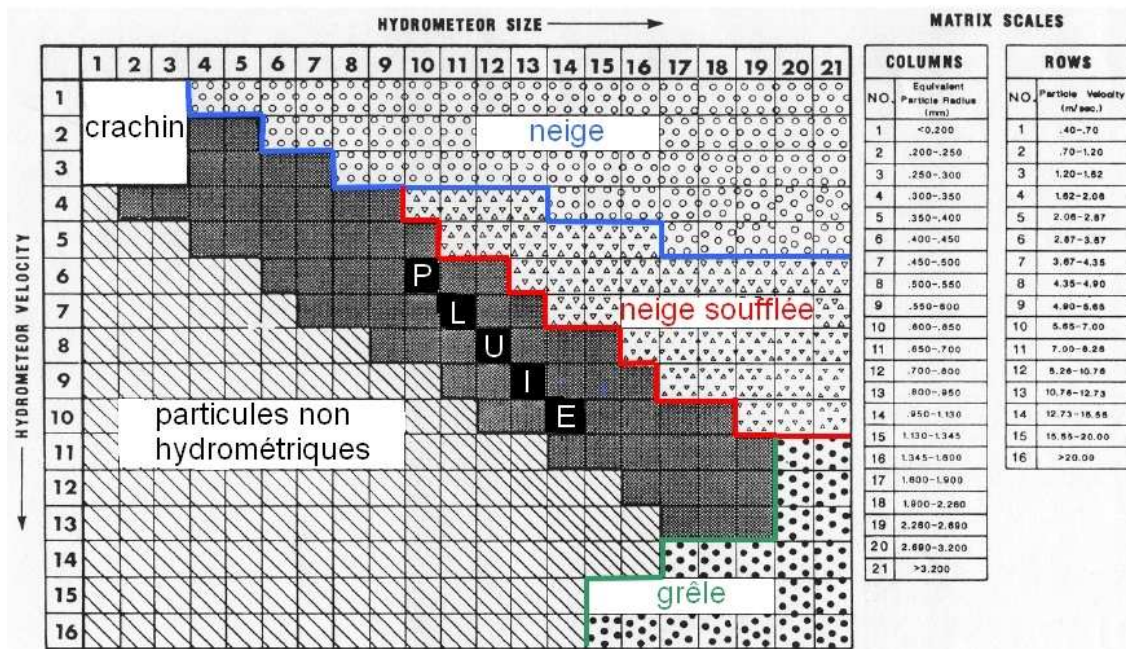


Figure 7-2 : Matrice taille-vitesse servant à la détermination du type d'hydrométéore dans le VPF730