Transport de la neige par le vent sur un site de montagne : mesures et modélisation numérique à l'échelle du massif

Numerical experiments of wind transport over an instrumented site (medium and large scales)

par Yves Durand, Gilbert Guyomarc'h et Laurent Mérindol
Centre d'Etudes de la Neige, Météo-France

For about ten winter seasons, the CEN and the CEMAGREF, two french laboratories involved in snow research, have performed intensive field measurement campaigns concerning various snow and weather parameters during blowing snow events. The observation sites are located near the Alpe d'Huez ski resort at elevations between 2700 and 2800 m (Col du Lac Blanc). The numerical simulation of such phenomena, in the framework of the operational avalanche hazard forecast, has also begun some years ago. The different numerical experiments presented here, have the benefit of all these archived data. They aim at representing the local wind and its effects on the distribution of snow and the associated avalanche hazard.

The occurrence of wind transport is already routinely evaluated and forecasted by the software PROTEON which compares the surface snow characteristics to different wind thresholds. The new software SYTRON generalises this approach to different elevations and aspects of the massifs.

1 ■ INTRODUCTION

La connaissance générale des effets du vent sur le manteau neigeux a déjà été bien décrite par de nombreux auteurs, nous rappellerons notamment Pomeroy et Gray [1] et Liston et Sturm [2]. Notre cadre de travail concerne les systèmes de prévision opérationnelle du risque d'avalanche et une meilleure prise en compte des effets d'accumulation et d'érosion de la neige. Notre utilisation de caractéristiques "numériques" des cristaux de neige, variables dans le temps, est très proche des travaux de Lehning et Doorshot [3] ou Fierz et Gauer [4] qui combinent une modélisation numérique du manteau neigeux et les effets de redistribution dus à la neige soufflée.

Dans le but de mieux comprendre le phénomène et pour tester différents algorithmes, Météo-France (CEN) et le Cemagref (ETNA) (deux laboratoires spécialisés dans la recherche sur les avalanches) ont équipé un site expérimental à 2700 m d'altitude près de la station de ski de l'Alpe d'Huez depuis une dizaine d'années [5]. De nombreuses expérimentations ont été menées et ce travail présente une intégration de ces résultats dans les simulations automatiques à l'échelle régionale. Cette échelle (environ 500 km²) correspond à l'échelle de travail de la chaîne **Safran-Crocus-Mepira** [6] appelée ci-après SCM.

L'objectif de cette étude est de simuler à cette échelle de travail les effets du transport de neige qui apparaît à une échelle plus fine mais interagit fortement à notre échelle. Nous ne simulons pas exactement le phénomène, mais essayons de prendre en compte ses effets à une échelle plus grande. Une telle approche a déjà été mentionnée par Gauer [7]. Ce type d'approche est habituel en météorologie numérique et est généralement appelé "paramétrisation" (une des plus connues est la simulation des effets de la convection à une échelle d'environ 1 km dans un modèle dont la maille est de l'ordre de la dizaine de km). Les différents points étudiés ont ainsi été :

- L'estimation d'un vent de frottement approprié,
- La meilleure détermination des caractéristiques de la neige de surface.
- L'occurrence de déplacement de neige en relation avec les caractéristiques morphologiques de la neige et la vitesse de vent locale. Les quantités de neige déplacée par reptation, saltation et diffusion turbulente sont également estimées.
- Les caractéristiques finales des cristaux de neige avant qu'ils ne soient déposés à nouveau.

Tous ces calculs sont effectués par l'application **Sytron** qui a été intégrée dans la chaîne SCM. Elle associe le vent estimé par **Safran** [8], les caractéristiques de la neige simu-

lées par **Crocus** [9,10] et la quantité de neige transportable estimée par la méthode **Protéon** [5]. Le couplage est réalisé toutes les heures ; cette échelle de temps permet de mieux s'adapter au début et à la fin du phénomène en fonction des conditions de neige de surface et du vent prévu. Cette approche peut être généralisée dans le but d'obtenir un diagnostic et une évaluation de la quantité de neige transportée de part et d'autre d'une crête qui serait simulée à différentes altitudes et expositions d'un massif. Les résultats présentés ici sont représentatifs du site du Col du Lac Blanc et correspondent aux essais préliminaires de généralisation à tous les massifs. Aucun résultat concernant la stratigraphie, comme ceux présentés par Fierz et Gauer [4] ne sont disponibles actuellement, mais ce point important pour la prévision du risque d'avalanches fera partie des prochains développements.

II ■ DESCRIPTION ET LIMITES DU SYSTÈME, LES AMÉLIORATIONS POSSIBLES

Le système actuel est basé sur la chaîne SCM qui simule l'évolution du manteau neigeux à différentes altitudes (par pas de 300 m) et expositions de plusieurs massifs. Les résultats sont disponibles au pas horaire sur des topographies "virtuelles" selon trois pentes (plat, 20° et 40°). Cela représente la principale faiblesse du système qui ne peut pas prendre en compte les particularités dues aux effets locaux du vent, de la topographie et de la végétation. Cependant SCM fournit un ensemble horaire de conditions météorologiques et nivologiques qui inclut une stratigraphie détaillée de toutes les couches.

Les résultats de la chaîne SCM sont complétés par un diagnostic **Protéon** concernant les caractéristiques de mobilité des couches de surface. **Protéon** [5] associe les informations d'un profil du manteau neigeux **Crocus**, résumé par un indice de "mobilité" de la neige, et une estimation du vent pour proposer un indice final de "transportabilité" de la neige. La vitesse du vent utilisée actuellement par **Protéon** est issue d'une adaptation statistique de modèles météorologiques [11] et n'est donc disponible que sur un site précis (le site instrumenté sur lequel l'apprentissage statistique a été effectué). Cela exclut toute utilisation du modèle sur un autre site et constitue donc la plus importante limite pour un fonctionnement opérationnel. Nous avons donc voulu utiliser la même approche que Li et Pomeroy [12] qui consiste à relier l'estimation du transport de neige à une observation régulière du vent, et nous avons ajouté un second niveau de calcul où la vitesse de transport est déduite des sorties de **Safran**.

L'objet de ce travail consiste ainsi à faire fonctionner ensemble ces modèles dans le but de modifier directement le manteau neigeux simulé soumis aux effets du vent de manière automatique. Trois actions principales ont donc été menées :

- Une estimation horaire de la vitesse de vent de transport par **Safran**,
- La détermination de la quantité de neige déplacée (érosion ou accumulation) lorsque le phénomène est détecté par **Protéon**,
- La modification de **Crocus** pour pouvoir gérer de nouveaux ajouts ou disparitions de couches.

III ■ LE SITE EXPÉRIMENTAL

Le site expérimental est situé au Col du Lac Blanc (2700 m) dans le massif des Grandes Rousses. Ce site est utilisé depuis quelques années pour des études sur le phénomène de transport de neige par le vent. Les vents observés sont souvent forts et très canalisés nord-sud du fait de la topographie du site (voir figure 1). La fréquence des vents de nord ou sud est de 92%. De nombreux paramètres sont enregistrés toutes les heures et transmis à Grenoble (température de l'air, direction et vitesse du vent, épaisseur de neige, équivalent en eau des précipitations). De part et d'autre du col deux zones ont été choisies pour effectuer régulièrement des mesures complémentaires d'épaisseur du manteau neigeux. Parallèlement, un suivi du vent et des conditions de neige (le long de profil de perches) est effectué sur des sites proches choisis pour leur exposition aux effets du vent.

1. Le Col du Lac Blanc vu depuis la chaîne des Grandes Rousses.

L'objectif de ce site instrumenté est de suivre en continu les effets du transport de neige en haute montagne. Nous attendons de ces équipements et mesures expérimentaux qu'ils nous permettent d'améliorer notre connaissance théorique du temps nécessaire à l'érosion ou l'accumulation d'une couche neige soumise au vent en fonction des caractéristiques morphologiques de celle-ci.

IV ■ DÉTERMINATION D'UN VENT DE TRANSPORT

L'analyse objective **Safran** [8] calcule pour chaque altitude et chaque exposition de chaque massif 2 estimations du champ de vitesse du vent. La première est destinée à une utilisation directe par **Crocus** pour le calcul du flux turbulent vertical, les flux de chaleur sensible et latente, alors que la seconde estimation est moins influencée par les flux turbulents atmosphériques. La première valeur (appelée ensuite vent de "surface" et noté W_s) est située verticalement au bas de la couche de frottement alors que la seconde (appelée vent "atmosphère libre" et noté W_f) se situe au sommet de cette couche, au voisinage de l'atmosphère libre. Des études et comparaisons préalables avec des champs de vents observés ont montré qu'aucun de ces vents n'était adapté pour des simulations numériques du transport de neige, le vent de "surface" étant en moyenne trop faible et le vent "atmo-

sphère libre" trop fort lorsqu'on les compare aux estimations **Protéon** et aux observations.

Une comparaison croisée entre les vitesses mesurées, les estimations **Protéon** pendant des épisodes de transport et les données d'autres sites a conduit à une estimation empirique d'une vitesse de vent de transport numérique. Celle-ci peut être intégrée dans le calcul de l'indice de "transportabilité" de **Protéon** permettant ainsi de remplacer l'adaptation statistique actuelle. Ce "vent de transport", noté W_t , peut être défini linéairement de manière simple comme suit :

$$W_t = \alpha W_f + (1 - \alpha) W_s$$

Le coefficient α dépend de l'altitude z du site et de l'altitude maximale du massif considéré zm exprimées en m selon :

$$\alpha = 0,11 = 0,23 \frac{(z-1000)}{(zm - 1000)}$$

pour z et $zm > 1000$ m, 0,11 sinon.

Cette formule a été validée sur différents sites comme présenté dans la figure 2. Celle-ci montre l'écart quadratique moyen (RMS) calculé sur 5 années entre les vents observés (mesurés par une station automatique) et notre estimation déduite automatiquement des deux vents calculés en temps réel par **Safran**. Seuls deux sites (Les Menuires en Vanoise et Val-Cenis en Haute Maurienne) montre un RMS supérieur à 2 m/s ; cela peut être expliqué par les conditions spécifiques locales mal appréhendées par les vents **Safran**.

Cette formule linéaire a aussi une relation directe avec la formulation de la structure de la couche limite dont les hypothèses conduisent à l'expression de Prandtl d'une vitesse de vent W_z (en m/s) à l'altitude z :

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

où u_* (m/s) est la vitesse de frottement, k la constante de Karman et z_0 la longueur de rugosité. Cette expression donne une indication grossière de l'altitude équivalente Z de notre estimation W_t à travers la relation triviale suivante :

$$\ln(Z) = \alpha \ln(Z_2) + (1 - \alpha) \ln(Z_1)$$

où nous supposons une altitude équivalente à Z_2 pour le vent "atmosphère libre" et Z_1 pour celui de surface. Cette expression est assez représentative du fait qu'en montagne, plus on monte plus on se rapproche de l'atmosphère libre. Les valeurs estimées actuellement sont 2 mètres pour Z_1 et 50-75 mètres pour Z_2 . Cela implique une valeur de Z comprise entre 5 et 10 m, ce qui est cohérent avec les valeurs de L_i et alii [12] et les mesures automatiques de vent en surface enneigée.

V ■ LE MODÈLE DE RE-DÉPOSITION DE LA NEIGE : SYTRON

Contrairement à [2] ou Gauer [7, 13], nous n'avons pas construit une estimation 3D complète des différents flux de transport sur une topographie réelle. Nous voulons simuler les effets d'une crête "virtuelle" entre deux expositions opposées à toutes les altitudes de simulation en conditions stables, en faisant une hypothèse de canal 2D forcé par le vent simulé. Le but est l'estimation de la quantité de neige enlevée d'un versant et accumulée sur l'autre en traitant numériquement deux points fictifs. Les calculs sont effectués au pas horaire sur de longues périodes, sans ré-initialisation en utilisant la vitesse de transport W_t du versant au vent ; toutes les évolutions des caractéristiques de la neige sont contrôlées par **Crocus** à l'exception de l'agrégation de la neige soufflée.

Dans le but de simplifier les paramétrisations, la variable utilisée est directement l'épaisseur de neige et sa variation due aux effets du vent. C'est une différence importante avec les auteurs cités, qui, fort justement, utilisent une formulation en termes de flux. Dans notre cas, cela aurait ajouté quelques nouvelles variables incompatibles avec l'état actuel de **Crocus**. En conséquence, la neige soufflée est facilement "aggrégable" à la neige fraîche de façon logique, si une précipitation neigeuse se produit pendant l'épisode de transport. Comme les calculs sont faits au pas horaire, les différents profils du manteau neigeux évoluent simultanément et permettent à la neige déposée (par précipitation ou par transport) d'être de nouveau érodée à l'heure suivante.

Les différentes paramétrisations suivantes ont été utilisées et testées sur le site expérimental.

2. Ecart Quadratique Moyen (RMS) sur la différence entre les mesures de vent mesurées sur 8 sites de stations automatiques et 3 estimations de vent issues de Safran. Les barres notées "SURF" correspondent à l'évaluation du vent de surface (W_s dans le texte), celles notées "FREE" représentent l'évaluation du vent en atmosphère libre (W_f dans le texte). Les barres notées MIX" correspondent à l'évaluation du vent de transport, noté W_t dans le texte.

● 5.1 Occurrence du transport

Comme présenté par Guyomarc'h et alii [5], l'occurrence du phénomène de transport est déduite en deux étapes :

- En premier lieu, un indice de mobilité (appelé ensuite M_i , et variant entre -1 et 1) est calculé seulement à partir des caractéristiques morphologiques de chaque couche, une croûte ou une couche de neige humide arrêtant l'analyse.
- En second lieu, un indice de "transportabilité" est calculé pour chaque couche par comparaison entre l'indice précédent et la vitesse du vent W_i . Cet indice prend une valeur positive dans le cas de possibilité de transport.

● 5.2 Quantité de neige déplacée : reptation et saltation

Depuis de nombreuses saisons, des expérimentations de terrain ont montré que, sur notre site, la plus grande part de la neige soufflée est transportée par saltation (ces observations ont été effectuées sur des perches équipées de filets à neige fixés à différents niveaux verticaux). Par ailleurs, nos mesures n'ont pas permis de séparer clairement le transport par saltation ou par reptation. La prédominance du déplacement de neige par saltation plutôt que par reptation est confirmée par de nombreux auteurs cités par [2]. Cela nous a conduit à simuler globalement ces deux modes de transport par une seule formule empirique inspirée des observations de terrain. Nous considérons ainsi qu'une quantité importante de la neige déplacée par le vent est mise en mouvement par ce mode. Nous appelons ce taux "r" et le fixons à la valeur constante de 0,8, mais ce point nécessitera d'être approfondi.

Les auteurs de [1] ont noté que l'efficacité de la saltation est aussi dépendante de la masse du cristal de neige. Nous considérons donc la forme du cristal, en faisant l'hypothèse qu'une vieille neige est moins "transportable" qu'une neige récente. L'indice de mobilité est bien approprié pour résumer ces effets et nous calculons donc simplement :

$$\varepsilon = \frac{(M_i + 1)}{2}$$

où ε est l'efficacité du transport, variant entre 1 et 0.

Nos expériences de terrain confirment les affirmations de [1] rappelant que le taux de transport est proportionnel à la vitesse du vent. Contrairement à [2], nous garderons donc cette relation et écrivons :

$$\delta h_{sal} = e \cdot r \cdot d \cdot W_i$$

si $W_i \geq W_{tcri}$, 0 dans les autres cas

δh_{sal} est la quantité de neige soufflée sur un site donné, exprimée en (m), et d (s) est un coefficient de dimension, homogène à un temps, intégrant les différentes échelles de ce phénomène. Il a été fixé expérimentalement à 0,075 s et le seuil "critique" de vent W_{tcri} à 4 m/s. Cette dernière valeur, fixée à partir de nos observations de terrain, est plus importante que celle proposée par [2] pour sa vitesse seuil de transport, mais est cohérente avec celle publiée par Li et alii [12].

● 5.3 Quantité de neige déplacée : diffusion turbulente et sublimation

Notre site de mesures n'étant pas bien adapté à l'étude de la diffusion turbulente, nous avons préféré choisir et calibrer une formulation inspirée de [2] :

$$\delta h_{sus} = e \cdot (1-r) \cdot c \cdot W_i^{4,13}$$

si $W_i \geq W_{tcri}$, 0 dans les autres cas.

Comme mentionné dans [2], nous considérons ici que l'origine de la diffusion turbulente se trouve dans le mouvement de saltation, ce qui impose la même vitesse critique, W_{tcri} . Le coefficient c a été fixé à $13,510^{-5}$. δh_{sus} représente ainsi la quantité de masse de neige transportée par suspension turbulente qui ne va pas sublimer et qui sera ainsi redéposée plus loin.

La quantité de masse de neige sublimée sera prélevée dans la masse de neige transportée par diffusion turbulente mais la vitesse critique du phénomène sera plus élevée ; cela conduit à l'expression suivante :

$$\delta h_{sub} = e \cdot (1-r) \cdot s \cdot W_i \cdot F(T) \cdot G(Hu)$$

si $W_i \geq 6,5 \text{ ms}^{-1} \geq W_{tcri}$, 0 sinon. W_i est limité à 20 ms^{-1} .

Le coefficient d'ajustement s a été réglé à 0,02. Les fonctions F et G représentent respectivement les effets différenciés de la température de l'air (T) et de l'humidité relative (Hu) afin de simuler de manière très simple les échanges énergétiques entre la particule de neige et son environnement. Ces fonctions ont été modélisées de la manière suivante :

$$F(T) = \frac{T}{T_{ref}} \text{ avec } T_{ref} = 263,15 \text{ K}$$

$$G(Hu) = \frac{(100-Hu)}{(100-Hu_{ref})}$$

$$\text{avec } Hu_{ref} = 80\% \text{ et } Hu > 25\%$$

ce qui implique pour une couche de neige donnée "i" une épaisseur maximum d'érosion de :

$$\delta h_{max}^i = \delta h_{sus}^i + \delta h_{sal}^i + \delta h_{sub}^i$$

● 5.4 Fonctionnement du modèle

Comme précédemment indiqué, le but de cette paramétrisation est uniquement l'estimation horaire du flux de neige mobilisable à une altitude donnée sur un versant érodable et la redistribution de la partie non sublimée sur le versant opposé en tenant compte des problèmes d'agrégation avec la neige déjà en place. La masse de neige qui va être transportée est initialement incluse dans la prévision à une heure d'échéance du modèle **Crocus** sur le versant érodable. Le profil numérique complet du manteau neigeux contient ainsi des couches plus facilement transportables, généralement issues d'une chute récente de neige fraîche ou des effets de transport dans les heures précédentes. Le phénomène de transport a ensuite lieu si le vent de transport W_i (normal à l'orientation de la pente) est suffisamment fort, relativement aux caractéristiques granulométriques des grains de neige des couches proches de la surface. La neige transportée est ensuite agrégée (en termes de masse volumique et de caractéristiques de grains) sur le versant sous le vent avec la couche de neige de surface. Un opérateur léger de diffusion horizontale est également appliqué afin de simuler grossièrement les échanges sur les parois latérales.

Le calcul total de la masse enlevée sur le côté érodable tient compte de la finesse numérique de **Crocus** qui simule la stratigraphie complète du manteau neigeux et les caractéristiques de chaque couche, même si elles ne font que quelques centimètres. L'estimation de transport et le calcul de la masse réellement ôtée sont ainsi faits pour chaque couche successive en fonction de leurs caractéristiques. Plusieurs couches complètes du versant au vent peuvent ainsi être érodées simultanément ; la quantité totale de neige érodée sera donc la somme des couches successives (depuis la surface) dont l'épaisseur effective δh^i est moindre que l'épaisseur maximum d'érosion $\delta h^i_{\max}$ correspondant. “ $\delta h^i > \delta h^i_{\max}$ ” implique un transport partiel de la couche en question” et finit ainsi l'évaluation numérique. On imposera ensuite une légère densification de la neige érodée lorsqu'elle sera redistribuée sur le versant opposé. Les phénomènes de compactage durant le transport vont modifier la masse volumique initiale de la neige érodée ρ^i_{er} qui va ainsi prendre une valeur ρ^i_{ac} , lors de son accumulation, ainsi calculée :

$$\rho^i_{ac} = \rho^i_{er} + M_1 \mu (\rho_{\max} - \rho^i_{er})$$

pour $\rho^i_{er} < \rho_{\max}$

$\rho^i_{ac} = \rho_{\max}$ dans l'autre cas.

Le coefficient de proportionnalité “ μ ” a été fixé à 0,2, la masse volumique maximale $\rho_{\max}$ à 0,350 kg.m⁻³ et M_1 est l'indice de transportabilité. L'épaisseur maximale érodée sur n couche sera donc :

$$\Delta H_{er} = \sum_{i=1}^{n-1} \delta h^i + \delta h^{\max}$$

avec $\delta h^i < \delta h^i_{\max}$ pour la couche “i”

et $\delta h^n > \delta h^n_{\max}$

tandis que seule la partie non sublimée sera redéposée :

$$\Delta H_{ac} = \sum_{i=1}^{n-1} (\delta h^i - \delta h^i_{sub}) + (\delta h^{\max} - \delta h^n_{sub})$$

Ces deux quantités ne sont bien sûr pertinentes qu'avec des approximations de masses volumiques moyennes pour la neige érodée ρ_{er} et pour la neige accumulée ρ_{ac} qui peuvent être ainsi exprimées :

$$\overline{\rho_{er}} = \left[\sum_{i=1}^{n-1} \delta h^i \rho^i_{er} + \delta h^{\max} \rho^{\max}_{er} \right] / \Delta H_{er}$$

$$\overline{\rho_{ac}} = \left[\sum_{i=1}^{n-1} (\delta h^i - \delta h^i_{sub}) \rho^i_{ac} + (\delta h^{\max} - \delta h^n_{sub}) \rho^{\max}_{ac} \right] / \Delta H_{ac}$$

La quantité de neige effectivement déposée sur le versant sous le vent sera donc :

$$\Delta H_{ac} = \Delta H_{ac} \overline{\rho_{er}} / \overline{\rho_{ac}}$$

Elle sera finalement agrégée en termes d'épaisseur, de masse volumique et de caractéristiques granulométriques avec la couche de surface déjà présente.

● 5.5 Flux entrant et sortant

Une diffusion horizontale complémentaire est aussi appliquée sur les deux versants afin de simuler des effets non pris en compte par notre simulation, volontairement simpliste. Il n'est en effet pas rare d'observer une diminution de la hauteur du manteau neigeux sur le versant sous le vent, spécialement

lement dans le cas de vents forts sur des pentes plutôt faibles, ou bien seulement de petites variations de hauteur sur le versant au vent, quand la neige érodée est immédiatement remplacée par un flux entrant venu souvent d'une autre localisation de la même pente. De tels exemples peuvent être consultés dans [4]. Ces mécanismes de transport ne sont pas traités par la formulation présentée qui ne prend en compte que deux points fictifs sur deux versants opposés ; mais ces effets de transport complexes ne sont pas à négliger car ils peuvent conduire à des aberrations de notre schéma et à des accumulations totalement fantaisistes.

Le schéma a été ainsi complété par une possibilité simple d'accumuler sur le versant au vent et d'éroder le versant opposé. Ces mécanismes sont cohérents avec les formulations précédemment développées et visent à représenter les effets de points fictifs situés de part et d'autre de notre domaine. Le formalisme de transport décrit précédemment est ainsi appliqué sur les deux versants avec la stratigraphie du versant considéré mais soumise à un vent dont la vitesse est volontairement fixée à “ $a W_1$ ”. Ce nouveau paramètre a , fixé expérimentalement à 0,9, est le seul paramètre de calage du modèle. Le résultat obtenu s'oppose aux précédentes valeurs et vise à représenter le remplacement des couches érodées au vent par un flux de transport venant de l'extérieur de notre canal 2D ainsi que la disparition partielle de la couche transportée sur le versant sous le vent. Sur ce dernier versant, le même coefficient est utilisé mais la vitesse de transport est remplacée par la valeur analysée par **Safran**.

● 5.6 Précipitations

Les taux de précipitations analysés par **Safran** sont totalement gardés pour le versant au vent et la neige fraîche (dendricité 1, sphéricité=0,5) est agrégée avec la neige de la couche de surface. Sur le versant sous le vent, le taux de précipitation est réduit en fonction du vent analysé, afin d'intégrer les effets de déflexion et de pente.

● 5.7 Transformation morphologique des particules de neige soufflées

L'algorithme utilisé ici est basé sur les observations de cristaux de cette neige lors d'événements de transport effectués sur le site instrumenté depuis de nombreuses années. Il vise à simuler une nouvelle granulométrie, spécifique du transport, assez proche des grains fins (voir [14]) à partir des cristaux initiaux définis par les paramètres utilisés par **Crocus** [10]. Une telle transformation n'est pas obtenue en une itération horaire et peut prendre plus longtemps à cause du processus de diffusion précédent.

Dans **Crocus**, la neige récente est définie en termes de dendricité ([0-1]) et de sphéricité ([0-1]). Lors du transport la dendricité diminue tandis que la sphéricité augmente ; on relie expérimentalement ces modifications à l'intensité du vent de transport. Toujours dans **Crocus**, la neige transformée est décrite principalement en termes de sphéricité (comme précédemment) et de taille (>0,3 mm). Le transport de tels grains va donc imposer une diminution de la taille et toujours une augmentation de la sphéricité, les deux sont fonction du vent.

● 5.8 Agrégation des couches de neige

La nouvelle valeur de la masse volumique de la couche de surface sur le versant sous le vent est simplement déduite

3. Différentes simulations de hauteurs de neiges représentatives du site du Lac Blanc (2700 m, Gdes-Rousses, expositions nord et sud) comparées à des mesures de perches à neige durant l'hiver 1998-1999 (notées "Pole"). Voir détails dans le texte.

par combinaison linéaire entre la valeur initiale et $\bar{\rho}_{ac}$ en fonction des épaisseurs relatives.

L'opérateur d'agrégation des caractéristiques morphologiques des grains est utilisé à deux niveaux : d'abord pour calculer un seul type de neige transportée à partir de plusieurs couches différentes érodées simultanément et d'autre part pour combiner cette neige transportée avec la couche de surface du versant sous le vent. L'agrégation "numérique" de deux neiges récentes ou de deux neiges transformées est simplement basée sur une combinaison linéaire de leurs paramètres communs. Le mélange d'une neige récente avec une neige transformée implique le calcul d'une taille équivalente pour la neige récente avant combinaison linéaire : selon la taille résultante, le mélange est considéré comme "récent" (inférieur à 0,3 mm) ou "transformé", ce qui permet d'appliquer la combinaison appropriée.

5.9 Les limites du modèle

Elle sont multiples ; mais comme on l'a déjà dit, ce modèle ne doit être considéré que comme une paramétrisation à l'intérieur d'une modélisation à plus grande échelle spatiale. On peut principalement critiquer le fait que nous ne considérons qu'un canal 2D avec deux points principaux de calcul, ce qui empêche toute évaluation réaliste de la divergence horizontale des flux de transport et pose des problèmes d'estimation des flux traversant les bordures. La cause principale vient du fait que **Safran**, travaillant à l'échelle du massif, ne fournit pas une estimation assez fine du champ de vent tant dans le temps (une analyse toutes les 6 heures interpolée ensuite au pas horaire) que dans l'espace. Cette incertitude dans la détermination du champ de vent a été identifiée comme étant la cause probable d'erreurs importantes dans l'estimation des quantités de neige transportée [13] ; c'est aussi visible dans notre expression de δh_{us} où le vent intervient avec une puissance supérieure à un dans l'estimation de la quantité de neige transportée. Le paragraphe suivant illustrera quelques conséquences d'erreurs dans l'estimation du vent de transport.

VI ■ PREMIERS RÉSULTATS ET COMMENTAIRES

Le modèle est en expérimentation temps-réel depuis l'hiver dernier (98-99) sur une localisation théorique (Massif des Grandes Rousses, altitude de 2700 m, versants nord et sud, pente de 20°) qui peut être reliée aux observations du site instrumenté du Col du Lac Blanc. Aucune donnée d'observation de ce site n'est utilisée pour l'initialisation ou pour l'alimentation des modèles **Safran**, **Sytron** ou **Crocus** et elles ne servent qu'à la validation des résultats.

L'évaluation est toujours en cours à ce jour et porte principalement sur les hauteurs de neige simulées sur les deux versants. Le jeu de perches, installé l'an dernier, a été complété cette année, mais les hétérogénéités spatiales de petites échelles sur le site rendent cependant les comparaisons toujours difficiles.

6.1 Saison hivernale 1998-1999

La figure 3 illustre différentes simulations de hauteur de neige sur les deux expositions du site. Les traits gras représentent les simulations Sytron (gris = versant sud, noir = versant nord) qui sont référencées par "Drift". Les traits fins, avec le même code couleur, représentent les actuelles simulations opérationnelles sans effet de transport ; elles sont référencées par "NoDrift". Les "carrés" pointés représentent des mesures de perches à neige sur deux points représentatifs (nord et sud) du site.

On peut ainsi constater qu'un important phénomène de transport a été simulé le 7 décembre alors qu'un vent de secteur nord soufflait avec une intensité variant entre 6 et 9 ms^{-1} . Durant cet épisode, la hauteur de neige sud est devenue supérieure à la hauteur du versant nord à la différence de ce qui se passait dans la chaîne opérationnelle. Les mesures de perches sont difficiles à interpréter durant cette période, mais elles mettent cependant en évidence diverses erreurs sur le versant sud où la hauteur de neige demeure trop importante après l'épisode de transport.

Le reste de la saison est heureusement mieux représenté et

les hauteurs de neige "ventées" ne sont pas trop éloignées des observations qui illustrent bien les effets d'accumulation sur le versant sud, spécialement durant le tragique mois de février. On peut aussi noter la bonne stabilité numérique de l'expérience "Drift" qui a pu tourner durant toute la période sans observation du site et sans ré-initialisation.

6.2 Début de la saison hivernale 1999-2000

Les deux graphiques (a, b) de la figure 4 illustrent le début de la saison hivernale 1999-2000 avec le même code couleur que précédemment. Le graphique (a) reprend les mêmes éléments que la figure 3 avec un pointage supplémentaire (des cercles colorés) de deux nouvelles perches (nord et sud) afin de mieux apprécier les inhomogénéités spatiales du site. Le graphique (b) montre plus précisément la différence entre les hauteurs de neige simulées des deux expériences.

On peut rapidement constater sur le graphique (a) les mêmes effets principaux que l'année précédente : une accumulation sur le versant sud et une érosion au nord, deux conséquences typiques d'un régime météorologique à dominante nord. De manière générale, on constate, surtout sur le graphique (b), que l'on a une perte importante de quantité de neige au nord dans l'expérience "Drift" et proportionnellement moins d'accumulation au sud, ce qui donne une balance négative comparée à l'expérience "NoDrift". Cet effet est partiellement dû aux vents extrêmement forts observés en France à la fin de l'année. Pour cette raison, nous avons aussi tracé sur le graphique (b) le vent observé sur le site (barres noires) ainsi que notre vent de transport (trait fin), précédemment noté W_T .

Plusieurs erreurs sont cependant visibles. Trois erreurs manifestes ont été indiquées sur la figure 4 et référencées PB1/2/3 ; elles correspondent à des lignes tiretées sur le graphique (b) et elles seront présentées en ordre chronologique inverse. Elles couvrent trois grands types d'erreurs : des erreurs d'évaluation du vent, un manque d'érosion sur le versant sous le vent ainsi qu'une mauvaise paramétrisation de la diffusion horizontale et de l'épaisseur érodable.

— PB3 a lieu le 20 décembre durant le premier épisode de tempête. Une érosion correcte est simulée sur le versant nord, comme observé sur les perches, mais la neige transportée reste sur le versant opposé. La cause principale est une sous-estimation du vent de transport nord par **Safran** (8 m.s⁻¹ simulé et 13 m.s⁻¹ observé). A cette date, on peut voir avec les perches que le versant sous le vent (sud) a été aussi complètement érodé et a moins de neige que le versant nord, ce qui est absent de la simulation numérique. Le second épisode de tempête (le 25) est mieux simulé (vent **Safran** de 13 m.s⁻¹ et vent observé de 15 m.s⁻¹) en termes d'occurrence de transport, de taux de précipitation et de hauteurs de neige sur les deux versants.

— Le problème PB2 est bien mis en évidence par les observations des perches le 17 décembre qui indiquent beaucoup moins de neige sur le versant sud dans la réalité que dans la modélisation. La cause identifiée remonte à l'épisode du 6 décembre où la simulation a raté l'érosion du versant sud, ce qui a conduit à cette surestimation observée plus tard. A cette date du 6, la couche de surface sur les deux versants était majoritairement composée de particules mixtes (mélange de grains fins et anguleux) avec une masse volu-

4. Cette figure reprend et complète les éléments de la figure 3 pour le début de la saison hivernale 1999-2000. Le graphique (a) reprend les mêmes éléments que la figure 3 mais avec le pointage supplémentaire d'une nouvelle perche (Pole 2) marquée en forme de ronds. Le graphique (b) présente la différence entre les hauteurs de neige des deux expériences sur chaque versant. De plus, nous avons porté en haut le vent mesuré sur le site (barres noires référencées "Observed Velocity") et le vent de transport de **Safran** (trait fin référencé "SAFRAN Velocity"). Voir les autres détails dans le texte.

mique d'environ 185 kg.m^{-3} . Bien qu'un petit peu sous-estimé, le vent de transport ($7\text{-}9 \text{ m.s}^{-1}$ au lieu de $6\text{-}13 \text{ m.s}^{-1}$ observé) était suffisant pour bien simuler l'érosion de tels grains sur le versant nord, mais les changements morphologiques des grains transportés les ont rendus intransportables de nouveau depuis le versant sud où ils avaient été redéposés. Nous avons ainsi gardé un manteau neigeux trop épais sur ce versant.

— PB1 est un peu similaire à PB2 et remonte au 23 novembre, bien qu'il n'ait été observé que le 25. A cette première date, les deux expériences sont très proches et le manteau neigeux était principalement composé de neige récente et légère (chute du 19 novembre) avec une masse volumique de 95 kg.m^{-3} . L'origine de l'erreur provient du fait que le transport a eu lieu avec un vent faible dans la réalité comme dans la simulation ; mais dans la réalité presque tout le profil a été érodé tandis que dans la simulation seule une petite partie l'a été. La cause de l'erreur réside précisément dans notre trop simpliste évaluation des épaisseurs transportables directement reliée au module du vent tant pour les quantités et que pour le critère d'arrêt. Ainsi à cette date le vent faible n'a pas permis d'éroder complètement une des couches de surface, ce qui a arrêté le processus. Une seconde source d'erreur s'est ajoutée ensuite, lorsque la diffusion horizontale (du fait du vent faible et de son coefficient $\alpha < 1$) s'est révélée incapable de reprendre la neige préalablement déposée sur le versant sud.

VII ■ FUTURS PROJETS

En parallèle à l'évaluation de **Sytron** dans sa forme actuelle, nous travaillons sur une formulation plus complète basée sur un meilleur champ de vent mais dans laquelle la majorité des paramétrisations testées ici sont présentes. Ce champ de vitesse sera toujours basé sur Safran mais il sera réellement 2D en prenant en compte la topographie réelle et la rugosité de surface. Cette nouvelle version est ainsi moins sensible aux effets des conditions limites et sa formulation en termes de flux (et non plus directement en épaisseur) est plus satisfaisante.

VIII ■ CONCLUSION

Nous avons essayé ici d'insérer les effets de transport dus au vent dans une chaîne opérationnelle où ce phénomène est actuellement négligé. La principale difficulté du traitement numérique d'un tel problème provient de la grande diversité des échelles spatiales impliquées et du forçage important de la topographie locale, mais c'est aussi l'intérêt d'une telle étude.

Nous avons d'abord essayé de tirer le meilleur bénéfice de dix années d'expériences et d'observations sur le site instrumenté du Col du Lac Blanc afin de régler et de valider différentes formulations et de lois empiriques sur ce problème et celui du vent de transport.

Les premiers résultats montrent bien la grande influence de ce phénomène sur les hauteurs de neige simulées ; l'étude se poursuivra bientôt par une évaluation des risques d'avalanche associés. Mais la principale faiblesse vient de la détermination, parfois erronée, du vent de transport ainsi que d'une simulation, parfois incomplète, des effets de transport sur les deux versants.

Le projet actuel consiste à utiliser cette première version de **Sytron** dans la chaîne opérationnelle afin d'y insérer un

diagnostic supplémentaire de risque d'avalanche en cas de fort transport et de formation prévue de plaques ou de corniches. En parallèle, une autre action de recherche basée sur une approche 2D est en cours.

Remerciements

Nous sommes très redevables à la Direction et au Service de Pistes de l'Alpes d'Huez de leur aide pour la gestion et le maintien du site de mesures. Nous remercions également Jean-Michel Panel et Philippe Puglièse qui sont responsables de l'instrumentation en altitude et Yves Lejeune et Pierre Etchevers qui ont adapté Crocus pour cette étude.

Une partie de ce travail a été financé par la Région Rhône-Alpes (Contrat Etat-Région " VENREC ").

RÉFÉRENCES

- [1] POMEROY J.W. and D.M. GRAY. 1995. Snowcover: accumulation, relocation and management. Saskatoon, Sask. Environment Canada. National Hydrology Research Institute. NHRI Science Report 7.
- [2] LISTON G. E. And M. STURM. 1998. A snow-transport model for complex terrain. *J. of Glaciol.*, 44 (148), 498-516.
- [3] LEHNING M. and J. DOORSCHOT. 1999. A Snow Drift Index Based on snow pack Model Calculations. *A. of Glaciol.*, 31, IN PRESS.
- [4] FIERZ C. and P. GAUER. 1998. Snowcover evolution in complex alpine terrain: measurements and modelling including snow drift effects. *ISSW'98 Proceedings*, Sunriver-Oregon, 284-289.
- [5] GUYOMARC'H G. and L. MÉRINDOL. 1998a. Validation of an application for forecasting blowing snow. *A. of Glaciol.*, 26, 138-143.
- [6] DURAND Y., GIRAUD G., BRUN E., MÉRINDOL L. and E. MARTIN. 2000. A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecast. *J. of Glaciol.*, 45 (151), 466-484.
- [7] GAUER P. 1998a. Numerical snowdrift modelling in complex alpine terrain and comparison with field measurements. *ISSW'98 Proceedings*, Sunriver-Oregon, 60-66.
- [8] DURAND Y., E. BRUN, L. MÉRINDOL, G. GUYOMARC'H, B. LESAFFRE and E. MARTIN. 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *A. of Glaciol.*, 18, 65-71.
- [9] BRUN E., MARTIN E., SIMON V., GENDRE C. and C. COLÉOU. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. of Glaciol.*, 35 (121), 333-342.
- [10] BRUN, E., DAVID P., SUDUL M. and G. BRUGNOT 1992. A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. of Glaciol.*, 38 (128), 13-22.
- [11] GUYOMARC'H G., MÉRINDOL L. and H. OLAFSSON. 1998b. A method for the forecasting of wind in mountainous regions. *ISSW'98 Proceedings*, Sunriver-Oregon, 171-177.
- [12] LI L. and J.W. POMEROY. 1997 Estimates of Threshold Wind Speeds for Snow Transport Using Meteorological Data. *J. of Applied Meteorology*, (36), March 97, 205-213.
- [13] GAUER P. 1998b. Blowing and drifting snow in alpine terrain: numerical simulation and related field measurements. *A. of Glaciol.*, 26, 174-178.
- [14] COLBECK S., AKITAYA E., ARMSTRONG R., GUBLER H., LAFEUILLE J., LIED K., MCCLUNG D. and E. MORRIS. 1990. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. *Issued by the International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology and Co-Issued by the International Glaciological Society.*