

A microscopic view of snow crystals, showing various hexagonal and dendritic shapes in shades of blue and white. The crystals are set against a light blue background, creating a textured, crystalline appearance.

La neige

Recherche et réglementation

Coordination
Florence Naaim-Bouvet
Michel Prat
Jocelyne Jacob
Jean-Armand Calgaro
Joël Raoul

ASSOCIATION FRANÇAISE DE GENIE CIVIL

LA NEIGE

Recherche et réglementation

Cemagref
EDITIONS

Presses de l'école nationale des
Ponts et chaussées

En application de la loi du 11 mars 1957, il est interdit de reproduire intégralement ou partiellement le présent ouvrage, sur quelque support que ce soit, sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20 rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).

© 2000

Presses de l'école nationale des
Ponts et chaussées

Cemagref
EDITIONS

ISBN 2-85978-318-0
28, rue des Saints-Pères
75007 Paris

ISBN 2-85362-545-1
Parc de Tourvoie BP 44
92163 Antony

Avant-propos

Chaque année, le nombre des accidents graves déclarés, dus à des coulées de neige, est supérieur à quarante.

Des événements récents (hiver 1998) ont confirmé ces chiffres, faisant toutefois apparaître une stabilisation du nombre des tués en montagne par rapport à l'augmentation de la fréquentation des stations d'altitude. Ces événements ont surtout montré quelle pouvait être la puissance de destruction des avalanches, mais aussi quels pouvaient être les désordres et les dommages engendrés, directement ou indirectement, par le transport de la neige par le vent (congères, plaques à vent, etc.) et les problèmes de viabilité hivernale induits.

Tous ces phénomènes naturels trouvent leur origine dans la spécificité et les propriétés physiques du matériau neige en mouvement. C'est le thème abordé dans la première partie de ce livre. La connaissance et la reconnaissance de ce matériau s'effectuent dans divers sites instrumentés où sont disposés anémomètres, pluviomètres, capteurs acoustiques, radars, profileurs, etc. Des cristaux de neige sont également prélevés in situ pour être analysés numériquement en laboratoire. Il faut ensuite dépouiller toutes les données recueillies : répertorier la morphologie des cristaux, expliquer l'origine de l'agglomération des grains et la nature des cohésions internes, exploiter les enregistrements, en déduire des caractéristiques mécaniques, etc., établir des relations entre données climatiques et paramètres mesurés. Ce travail est le lot quotidien des chercheurs du Centre d'études de la neige, du Cemagref, du laboratoire 3S de l'Institut national polytechnique de Grenoble, de l'université Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand, etc. Mais la recherche ne s'arrête pas là. Il faut améliorer la prévision des risques et, pour cela, comprendre les mécanismes qui mettent en jeu les forces colossales développées par les avalanches, valider des modèles numériques 3D à partir d'essais en soufflerie permettant de modéliser le manteau neigeux et de reproduire certaines conditions d'instabilité.

Mais comprendre et reproduire des phénomènes est une chose, être capable de se prémunir contre leurs effets en est une autre. Le chercheur passe alors le relais à l'ingénieur constructeur pour concevoir des règles de dimensionnement des structures, structures industrielles ou d'habitation, structures de protection, etc. C'est le thème abordé dans la deuxième partie de ce livre. Depuis plusieurs années, de nombreux travaux, entrepris sous l'égide du Comité européen de

normalisation, pour l'élaboration de l'Eurocode 1, puis les travaux complémentaires réalisés dans le cadre de la rédaction des documents d'application nationaux ou, plus spécifiquement, par le Centre d'études de la neige concernant l'étude de l'interaction neige-construction et le ministère de l'Équipement (CETE de Méditerranée, SETRA) concernant l'étude des paravalanches, ont permis de montrer que la façon de modéliser les charges sur les ouvrages, qu'il s'agisse des charges imposées, des charges variables ou des charges naturelles ou accidentelles, avait autant de répercussions sur le dimensionnement des quantités et donc sur le choix des structures et des matériaux (via les sollicitations en jeu), que les charges elles-mêmes. Or, pour être à même d'expliquer la nature des charges et leurs conséquences pratiques, mais aussi pour mieux faire comprendre les bases théoriques de la définition des modalités d'application des chargements et des couplages, il fallait pouvoir justifier une démarche scientifique d'élaboration des Eurocodes, cette démarche consistant généralement à rendre compte dans des documents d'accompagnement, appelés « background documents » ou « documents supports », des méthodes et des techniques de calibration employées, des références bibliographiques utilisées, des descriptions des études et des expériences réalisées, etc.

Nous sommes donc heureux de pouvoir vous présenter dans ce livre des sujets à la fois théoriques et pratiques, où sont non seulement abordées les méthodes de prédiction et de modélisation numériques de la neige, mais aussi les méthodes d'évaluation des actions et leurs effets sur les constructions par référence aux derniers développements en matière de normalisation et de projets d'ouvrages.

Remerciements

Nous tenons à exprimer toute notre gratitude au Professeur San Paolesi qui nous a fait l'honneur d'accepter la publication en français du « document support » de l'ENV 1991-2-3. Nous voulons également témoigner notre reconnaissance au Professeur Félix Darve (ALERT-INPG) et à Messieurs Jacques Baron (ATHIL) et Jean-Armand Calgaro (SETRA) qui ont rendu possible la réalisation de ce document. Nous ne pouvons terminer cet avant-propos sans adresser notre considération aux auteurs, ainsi qu'à Madame Jocelyne Jacob (SETRA) et à Monsieur Gérard Delcambre (SETRA) pour leur aide précieuse.

Michel PRAT

Sommaire

Avant-propos	3
Michel PRAT	

I

Action de la neige sur l'environnement

Problématique des avalanches de neige – Coopération européenne	9
Gérard BRUGNOT	
Modélisation numérique du manteau neigeux – Application à la prévision d'avalanches, à l'hydrologie et à l'étude du climat	17
Éric BRUN, Éric MARTIN, Yves DURAND, Gérard GIRAUD, Yves LEJEUNE, Laurent MERINDOL, Gérard GUYOMARC'H	
Caractérisation de la variabilité mécanique du manteau neigeux	41
Daniel BOISSIER, Roland GOURVES	
Transport de la neige par le vent – Connaissances de base, recommandations et modélisations	65
Florence NAAIM-BOUVET, Mohamed NAAIM	
Stabilité des plaques de neige : modélisation numérique tridimensionnelle	155
Dominique DAUDON, Étienne FLAVIGNY, Laurent SCHILLINGER	
Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion considérée comme un écoulement granulaire	169
Mohamed NAAIM, Florence NAAIM-BOUVET	

II

Action de la neige sur les constructions

Éléments pour la conception d'une galerie paravalanches	231
Virgile OJEDA	
Réflexions sur le choix des valeurs représentatives et des valeurs de calcul des actions dues aux avalanches	269
Jean-Armand CALGARO	
Document support de l'ENV 1991-2-3 - Eurocode 1, Charges de neige	279
R. DEL CORSO, M. GRAENZER, H. GULVANESSIAN, J. RAOUL, R. SANDVIK, L. SANPAOLESI, U. STIEFEL	

I

ACTION DE LA NEIGE SUR L'ENVIRONNEMENT

PROBLEMATIQUE DES AVALANCHES DE NEIGE

Coopération européenne

Gérard BRUGNOT

CEMAGREF

Division Nivologie

2, rue de la Papeterie – BP 76

38402 Saint-Martin-d'Hères

On examine dans ce qui suit les enjeux théoriques et pratiques liés à la neige et aux avalanches dans les pays européens. Le propos est illustré par un exemple de coopération au niveau européen.

1. LA PROBLEMATIQUE DES AVALANCHES DE NEIGE

Les avalanches de neige sont un phénomène d'une très grande complexité sur le plan physique. Elles concernent de plus en plus exclusivement des populations touristiques, c'est-à-dire une grande partie des habitants des centres urbains à la recherche d'air pur et de sensations fortes.

1.1. Les enjeux dans les pays européens

Les avalanches de neige sont le risque naturel qui fait le plus de victimes en Europe sur une base de long terme. La plupart de ces victimes sont des alpinistes et des skieurs qui ont provoqué le phénomène entraînant leur perte ou celle de ceux qui les accompagnent. Par ailleurs, les dégâts matériels sont relativement faibles mais il existe toujours un risque non nul d'accidents de masse comme celui de Val-d'Isère (février 1970, 39 morts). Les pays les plus concernés en Europe sont les pays alpins, puis les pays scandinaves et les pays d'Europe centrale (Carpatés, Balkans). Les enjeux sont généralement liés au tourisme, mais dans certains pays « périphériques » comme l'Islande et la Tur-

quie, des villages entiers sont menacés, ce qui explique que des accidents de masse s'y sont produits depuis le début de la décennie.

1.2. L'étude des avalanches

Prévoir le déclenchement des avalanches, ainsi que leur étendue et leur énergie est une tâche à laquelle se sont attaqués de nombreux chercheurs depuis la seconde guerre mondiale (et même un peu avant en Suisse et en URSS). Les résultats sont pour le moins contrastés, pour ne pas dire décevants dans certains cas. Certes, des progrès ont été réalisés mais on est encore loin des résultats souhaités en termes de précision spatio-temporelle des prévisions. Les progrès les plus encourageants dans le domaine de la prévention des accidents sont peut-être ceux que l'on peut attribuer aux efforts de communication vis-à-vis du grand public, efforts qui s'appuient entre autres sur certains résultats de recherche. L'étude des avalanches recouvre un domaine assez vaste de la physique, nous nous contenterons de passer en revue ces domaines, qui seront détaillés par d'autres auteurs.

1.2.1. Les conditions de mise en place du manteau neigeux

L'étude des conditions de mise en place du manteau neigeux est le domaine de la physique des précipitations. De nombreux chercheurs se sont penchés sur la classification des cristaux de neige, allant jusqu'à en distinguer plusieurs centaines, tandis que d'autres ont essayé d'interpréter au moyen de la thermodynamique les formes de ces cristaux en fonction des conditions de l'atmosphère, notamment température et humidité. Quant à la prévision des précipitations, qui est certainement le plus important du point de vue pratique, c'est une activité centrale de la recherche en météorologie.

1.2.2. L'évolution du manteau neigeux

Une autre question dont l'intérêt pratique ne souffre aucune contestation est celle de l'évolution du manteau neigeux. Son étude fait d'abord appel à la thermodynamique et ses résultats sont impressionnants sur le plan scientifique (voir ci-après l'article d'Éric Brun). On arrive à reconstituer avec une précision excellente les caractéristiques de ce manteau neigeux, en l'occurrence celles de diverses couches qui le composent en fonction des paramètres climatiques externes. Cela permet de faire de bonnes prévisions de stabilité à des échelles de l'ordre du massif. La mise en place et l'évolution du manteau neigeux sont suivies grâce à un réseau d'observation très dense dans les pays alpins.

1.2.3. Les ruptures de stabilité du manteau neigeux

La situation est moins satisfaisante si l'on considère la question de la stabilité locale du manteau neigeux, celle qui intéresse au plus haut point l'utilisateur touristique de la montagne hivernale. L'extrême complication de la rhéologie du manteau neigeux, ainsi que la complexité de la topographie des versants de montagne expliquent les difficultés qu'il y a à prévoir les ruptures de stabilité avec une précision spatio-temporelle satisfaisante. Les deux articles consacrés à ce sujet font le bilan des recherches dans ce domaine.

1.2.4. La formation des avalanches

Les avalanches se forment à partir d'une instabilité locale du manteau neigeux, qui peut se propager de diverses manières selon l'état de contrainte de ce manteau neigeux. Il est à noter que cette instabilité locale est souvent provoquée artificiellement par l'utilisation d'explosifs. Dès que l'énergie cinétique de la masse en mouvement atteint une certaine valeur, le phénomène entre de façon irréversible dans une phase dynamique.

1.2.5. Les avalanches : phase dynamique

Sous sa forme dynamique, l'avalanche peut revêtir des formes très diverses, dont l'étude relève de branches très différentes de la physique. Considéré très globalement, le principal facteur est celui des contributions respectives des phases solide et liquide, d'une part (eau), de la phase gazeuse, d'autre part (air). Les manifestations extrêmes sont d'un côté un écoulement de type nuée ardente et de l'autre côté un écoulement de type hydraulique. Le premier type, surtout dans ses caractéristiques extrêmes, est très dangereux, car sa trajectoire est assez peu influencée par le relief.

1.2.6. Les avalanches : phase terminale

Si la connaissance des conditions de rupture de stabilité est essentielle pour le skieur qui s'aventure loin des pistes balisées et damées, celle des conditions d'arrêt des avalanches est tout à fait essentielle pour quiconque doit implanter des bâtiments, des remontées mécaniques ou encore des routes. Comme toute l'étude de la dynamique du phénomène, elle fait appel à la mécanique des milieux continus ; mais dans ce cas, une autre discipline apporte une contribution précieuse, il s'agit de la géomatique qui permet de construire des cartes historiques numérisées tandis que des enquêtes périodiques sur les événements permettent de constituer des bases de données. Les données ainsi accumulées permettent de mettre au point des modèles qui s'appuient sur les méthodes d'ajustement statistique.

1.2.7. Le transport de la neige par le vent

La faible cohésion de surface du manteau neigeux récent, les renforcements locaux très importants du vent dans des zones à relief marqué et le caractère fortement non linéaire de l'action du vent sur le manteau neigeux expliquent les transferts de masse très importants qui se produisent souvent après une chute de neige. Ces transferts de masse ne sont pas qu'une curiosité pour les chercheurs. Ils sont aussi à l'origine de deux types de phénomènes très gênants : les accumulations de neige sur les voies de transport (congères) et la formation de couches de neige instables, appelées plaques à vent. Ce type de couche de neige est à l'origine de très nombreux accidents de ski.

2. LE PROGRAMME SAME

Cet acronyme signifie *Snow Avalanche Modelling and Mapping in Europe*. Il traduit l'ambition de parcourir la chaîne qui part de l'initiation des phénomènes et va jusqu'à leur phase terminale, même si ce dernier aspect est plutôt privilégié.

2.1. Les organismes associés

Ils sont de deux natures, des organismes scientifiques et techniques d'une part, des laboratoires universitaires d'autre part. Ces partenaires appartiennent aux pays alpins, pyrénéens et scandinaves : France, Italie, Suisse, Autriche, Norvège, Islande, Espagne. Leur liste commentée fournit une bonne illustration des recherches menées en Europe dans le domaine des avalanches.

Cemagref/Division Nivologie : coordinateur, responsable de la cartographie des avalanches et de la normalisation des ouvrages de retenue de neige, effectue des recherches dans le domaine de la dynamique des avalanches ainsi qu'en matière de cartographie et de technologie de protection.

Météo France/Centre d'études de la neige (CEN) : recherches dans le domaine de la neige, support scientifique de la prévision nivo-météorologique.

Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches (IFENA) : organisme suisse de recherche, précurseur au niveau européen de la recherche dans le domaine de la recherche sur la neige et des avalanches (stabilité du manteau neigeux et dynamique des avalanches).

Centro Sperimentale Valanghe e Difesa Idrogeologica (CSVDI) : ce centre, qui dépend de la région de Vénétie, est chargé des études relatives aux avalanches et aux torrents.

FBVA/Austrian Institute for Avalanche and Torrent Research : ce centre dépend du ministère autrichien de l'Agriculture et de la Forêt, c'est le laboratoire officiel de recherche sur les avalanches et les torrents.

ICC/Servei Geologic de Catalunya : pour la province de Catalogne, cet institut est chargé de toutes les opérations de cartographie des risques naturels.

Norwegian Geotechnical Institute (NGI) : bien que de statut privé, cet institut a des missions officielles dans le domaine de la recherche sur les avalanches, notamment concernant la dynamique des phénomènes et la cartographie.

Icelandic Meteorological Office (IMO) : l'IMO dépend du Service météorologique islandais. Ce laboratoire est d'autant plus actif dans le domaine de la cartographie des avalanches que l'Islande a été récemment touchée par des accidents graves sur des lieux habités.

FBG de la Universidad de Barcelona, Departament de la Geologia Dinàmica : il s'agit d'un laboratoire spécialisé dans le domaine de la géologie et de la géophysique et qui apporte un support scientifique à l'Institut cartographique de Catalogne pour la cartographie des risques naturels.

Universita de Pavia, Dipartimento de ingegneria idraulica e ambientale : c'est un laboratoire spécialisé dans le domaine de l'hydraulique et de l'ingénierie de l'environnement, qui agit comme support scientifique du CSVDI.

INW-TUG/Institute of Communication and Wave propagation : il s'agit d'un laboratoire spécialisé dans les technologies de la communication, qui a développé des radars utilisés dans la métrologie des avalanches.

EPFL/Laboratory of ElectroMagnetism and Acoustics (LEMA) : ce laboratoire de l'École polytechnique fédérale de Lausanne a une bonne expérience des techniques de mesure applicables à la neige et aux avalanches, comme la photogrammétrie ou la détection acoustique.

2.2. Les axes du programme

Les principaux points sur lesquels les partenaires souhaitaient progresser étaient la modélisation, utilisée pour la cartographie, les modèles étant calibrés à l'aide de résultats obtenus sur des sites expérimentaux. Parallèlement, il avait été jugé indispensable de faire des progrès sur la détection du phénomène, afin de fiabiliser ce moyen de protection des voies de communication et de gestion du risque. Plutôt que de décrire en détail le progrès des actions entreprises, nous commenterons les résultats obtenus et les suites à prévoir afin de recueillir les fruits de cette coopération.

2.3. Les résultats du programme

La liste des « deliverables » illustre les préoccupations des chercheurs et les résultats obtenus grâce à leur coopération.

D1 : cartographie des avalanches et bases de données en Europe. Ce document inclura des informations sur les données disponibles et proposera un format de données conforme au standard du Comité européen de normalisation (standard de données environnementales - ENV 12657).

D2 : interface utilisateur basée sur un SIG permettant d'intégrer des modèles. Un programme en langage AML, écrit à cette fin, sera mis à la disposition des utilisateurs.

D3 : évaluation après benchmarking de cinq modèles d'avalanche. Cette évaluation sera suivie par des conseils sur les conditions d'utilisation.

D4 : état de l'art des modèles de calcul d'avalanche existants. Dans l'esprit, ce recensement conduira à une étude comparative moins approfondie mais plus étendue.

D5 : les sites expérimentaux européens. Bilan de la situation et proposition d'une stratégie d'expérimentation coordonnée.

D6 : l'équipement des sites expérimentaux. Complément du rapport précédent.

D7 : systèmes de détection, état de l'art et proposition de règles de l'art. Ces systèmes jouent un rôle important dans la protection des routes et surtout la gestion du risque.

D8 : développement de capteurs. Dans le cadre du projet ont été mis au point un certain nombre de capteurs, tels radars, détecteur acoustique, système de détection sismique.

2.4. Les suites du programme

Quelles que soient les formes sous lesquelles va se poursuivre, au-delà du programme SAME, la collaboration entre les partenaires, le cap restera le même, en l'occurrence l'amélioration des procédures de cartographie grâce à des modèles respectant mieux les lois de la physique et testés grâce à des expériences menées dans des sites expérimentaux.

Pratiquement, une certaine intégration et une certaine division du travail devront permettre d'améliorer encore l'efficacité de cette collaboration. Parmi les modalités pratiques de ce resserrement de la collaboration, sont envisagés :

- la mise en œuvre d'une plate-forme d'utilisation de modèles en commun ;
- la concentration des essais sur deux sites d'échelle et de climatologie différentes.

Ces collaborations se traduiront par la construction de nouveaux programmes de recherche communs, dont on espère qu'à terme ils permettront d'améliorer la protection des populations permanentes et touristiques.

3. CONCLUSION

Les avalanches de neige sont un enjeu important pour les pays européens, car elles sont responsables d'un nombre beaucoup trop important de victimes et la société est particulièrement sensible à ce type d'accident. Par ailleurs, le phénomène physique qui est à l'origine de ces accidents est particulièrement complexe. Un programme européen a permis d'améliorer nos connaissances et de coordonner les efforts de recherche, particulièrement en ce qui concerne l'indispensable validation des modèles par des mesures sur des avalanches en vraie grandeur.

BIBLIOGRAPHIE

ANCEY C. - *Guide neige et avalanches : connaissances, pratiques, sécurité*. Edisud, 1996.

BRUGNOT G. - « Avalanche », *Encyclopædia Universalis*, 1987.

GRUBER U., BARTELT P., HAEFNER H. - « Avalanche hazard mapping using numerical Voellmy-Fluid models ». *NGI Publications 203 (25 Years of Snow Avalanche Research at NGI, Anniversary Conference, Voss, Norway, 12-16 May, 1998, Proceedings)*. Oslo, Norwegian Geotechnical Institute, 1998.

HARBITZ C.B., ISSLER D., KEYLOCK C.J. - « Conclusions from a recent survey of avalanche computational models ». *NGI Publications 203, (25 Years of Snow Avalanche Research at NGI, Anniversary Conference, Voss, Norway, 12-16 May, 1998, Proceedings)*. Oslo, Norwegian Geotechnical Institute, 1998.

KEYLOCK C.J. - « Snow avalanches ». *Progress in Physical Geography*, 21, 4, 1997, p. 481-500.

LEDOUX B. - *Les catastrophes naturelles en France*. Documents Payot, 1995, 455 p.

NAAIM M. - « Dense avalanche numerical modelling. Interaction between avalanche structures ». *NGI Publications 203 (25 Years of Snow Avalanche Research at NGI, Anniversary Conference, Voss, Norway, 12-16 May, 1998, Proceedings)*. Oslo, Norwegian Geotechnical Institute, 1998.

Concernant le programme SAME, on se référera aussi au serveur suivant :

<http://same.grenoble.cemagref.fr>

MODELISATION NUMERIQUE DU MANTEAU NEIGEUX

Application à la prévision du risque d'avalanches, à l'hydrologie et à l'étude du climat

**Éric BRUN, Éric MARTIN, Yves DURAND, Gérald GIRAUD
Yves LEJEUNE, Laurent MERINDOL, Gilbert GUYOMARC'H**

Centre national de recherches météorologiques

Centre d'études de la neige (CEN)

Domaine universitaire

1441, rue de la Piscine

38406 Saint-Martin-d'Hères Cedex

***Résumé.** Cet article présente les techniques utilisées par le modèle de neige Crocus pour simuler numériquement l'évolution du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques. Dans un premier temps, les performances du modèle ont été évaluées sur un site instrumenté de moyenne montagne, où ont pu être observés la plupart des événements météorologiques influençant fortement l'évolution du manteau neigeux. Dans un deuxième temps, le modèle a été activé à l'échelle régionale en utilisant des données météorologiques d'entrée déduites d'une analyse et non plus mesurées. La qualité des résultats obtenus s'est avérée suffisante pour permettre l'utilisation du modèle de neige dans le cadre opérationnel de la prévision du risque d'avalanches.*

D'autres domaines de recherche ont offert un champ d'application très intéressant à la modélisation numérique du manteau neigeux : ce sont respectivement la climatologie avec l'étude des interactions entre enneigement et climat et l'hydrologie avec l'utilisation de la fonte nivale pour le calcul des débits des rivières.

Le présent article passe ainsi en revue l'ensemble des actions de recherche menées au CEN faisant appel à la modélisation du manteau neigeux.

Le manteau neigeux est constitué par l'empilement successif de couches de neige dont chacune évolue en fonction des conditions météorologiques. L'évolution d'une couche est généralement rapide lorsque celle-ci est en surface, mais elle se poursuit aussi lorsque la couche est enfouie sous une couche de neige fraîche, si bien que le manteau neigeux se présente sous la forme d'un matériau stratifié en continuelle évolution. Ses propriétés superficielles et internes diffèrent très sensiblement de tous les autres matériaux naturels que l'on rencontre sur les surfaces continentales. C'est notamment le cas pour ses propriétés radiatives caractérisées par un fort albédo dans le domaine du rayonnement solaire et une forte émissivité dans le spectre de l'infrarouge thermique, mais aussi pour ses propriétés thermiques caractérisées par une faible inertie et une forte chaleur latente de fusion. De plus, les propriétés physiques de la neige varient sensiblement au cours de son évolution, parfois sur plus d'un ordre de grandeur. Cette évolution est due aux modifications que subit la structure d'une couche de neige, qui dépend de la forme des cristaux de glace qui la composent et des connexions entre ces cristaux. L'évolution des cristaux est appelée métamorphose. On observe différentes métamorphoses qui correspondent à des évolutions des cristaux vers des formes différentes, anguleuses ou arrondies. Le type de métamorphose subie par une couche de neige dépend des conditions de température, de teneur en eau liquide et de gradient de température régnant au sein de la couche, si bien que l'évolution du manteau neigeux est contrôlée par les conditions météorologiques.

L'idée de modéliser l'évolution du manteau neigeux remonte à une trentaine d'années. Les premiers modèles numériques de neige avaient comme but principal le calcul de l'accumulation et de la fonte (Obled, 1971), si bien qu'ils s'attachaient principalement à résoudre les échanges d'énergie et de masse entre la surface du manteau neigeux et la couche superficielle atmosphérique. Ils furent rapidement suivis par des modèles multicouches (Anderson, 1976 ; Navarre, 1975), qui calculaient aussi les échanges d'énergie et de masse entre chacune des couches internes du manteau neigeux. Vingt ans plus tard apparaissait une nouvelle génération de modèles numériques qui bénéficiaient d'une meilleure connaissance des propriétés de la neige et de puissances accrues de calcul qui permettaient la prise en compte d'un plus grand nombre de processus physiques (Jordan, 1991 ; Brun *et al.*, 1989 ; Brun *et al.*, 1992 ; Yamazaki *et al.*, 1993 ; Bader, 1992). Parmi tous ces modèles, celui du CEN, nommé *Crocus*, a la particularité de simuler l'évolution de la stratigraphie du manteau neigeux en calculant la métamorphose de chacune des couches de neige le composant.

1. DESCRIPTION DU MODÈLE CROCUS

Pour calculer l'évolution temporelle du manteau neigeux il faut calculer les échanges d'énergie et de masse entre la surface du manteau neigeux et la couche superficielle atmosphérique. Les variables météorologiques intervenant dans ce bilan sont la température et l'humidité de l'air, la vitesse du vent, les rayonnements solaires et thermiques incidents ainsi que les précipitations sous forme de neige et sous forme de pluie.

Pour modéliser la neige, nous considérons que le manteau neigeux est constitué d'un empilement de couches parallèles à la pente, chacune des couches i étant caractérisée par sa température moyenne T_i , sa densité sèche moyenne ρ_i , son contenu en eau liquide Cw_i et son type de cristaux selon un formalisme décrivant leur dendricité, leur sphéricité et leur taille moyenne (Fig. 1). Compte tenu de l'homogénéité du manteau neigeux, nous considérons que l'ensemble des échanges d'énergie se fait perpendiculairement à la pente, ce qui permet de considérer le milieu comme unidimensionnel, composé de N couches.

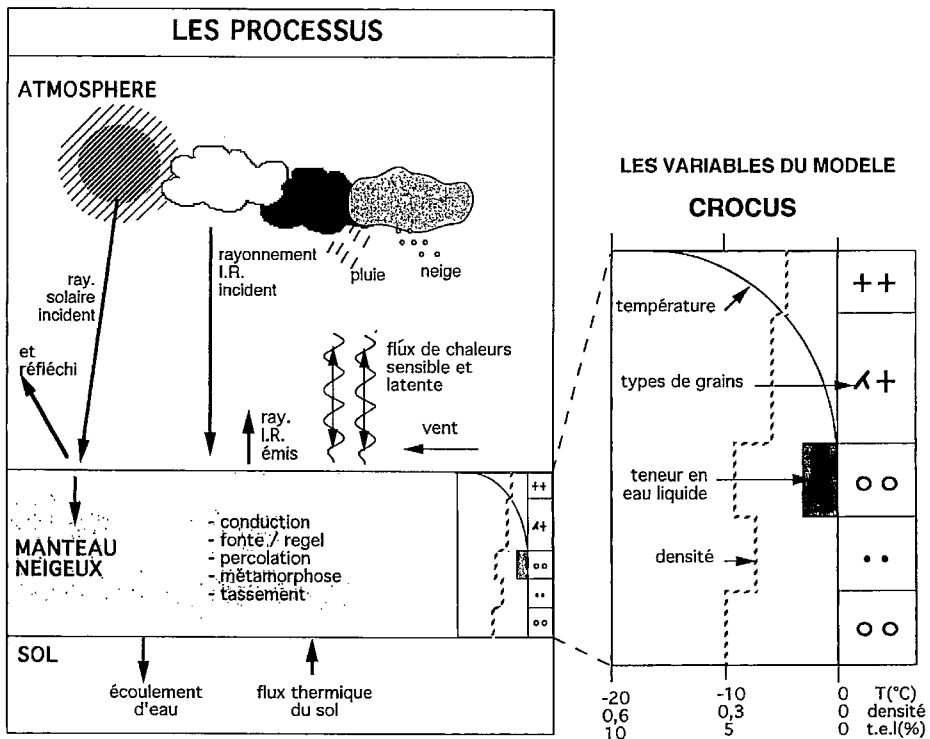


Figure 1. Description schématique des processus physiques simulés dans le modèle de neige Crocus.

Entre le temps t et le temps $t + dt$, le bilan énergétique d'une couche i s'écrit :

$$\rho_n C_p dz(i) \frac{\partial}{\partial t} T(i) + \frac{\partial}{\partial t} (Lw Cw(i)) = Q_c + LwW + Q_s$$

où ρ_n est la densité de la couche de neige, C_p la capacité calorifique de la glace, $dz(i)$ l'épaisseur de la couche i , $T(i)$ sa température, $Cw(i)$ son contenu en eau liquide, Lw la chaleur latente de fusion de la glace, Q_c le flux de chaleur des couches adjacentes par conduction thermique effective, W l'apport en eau liquide par percolation ou précipitation, Q_s le flux du rayonnement solaire absorbé en profondeur par cette couche.

Pour la couche de surface, le bilan s'écrit :

$$\rho_n C_p dz(i) \frac{\partial}{\partial t} T(i) + \frac{\partial}{\partial t} (Lw Cw(i)) = Q_c + LwW + Q_s + Q_e + Q_h + Q_r + Q_l$$

où Q_h , Q_e , Q_l et Q_s sont respectivement les flux de chaleur sensible, latente, et radiatifs : thermique et solaire ; ils prennent la forme :

$$Q_h = \rho_a C_p a Ch(a + bU_a)(T_a - T_s)$$

$$Q_e = \frac{Ls \rho_a}{P_a} \frac{M_v}{M_a} C_e(a + bU_a)(E_i(T_a) - E_i(T_s))$$

$$Q_l = \varepsilon_s Q_{l_i} - \varepsilon_s \sigma T_s^4$$

$$Q_s = \sum_{i=1,3} (1 - \alpha_i) R_{s_i} e^{-\beta_i z}$$

où α_i et β_i sont l'albédo et l'absorption de la neige sur les trois bandes spectrales (0,3-0,8 μm), (0,8-1,5 μm) et (1,5-2,8 μm) ; R_{s_i} est le flux du rayonnement solaire dans chacune de ces bandes spectrales ; Q_r , l'énergie apportée par les précipitations ; Q_{l_i} , le flux de rayonnement thermique incident.

Pour la couche de neige au sol, le bilan énergétique s'écrit :

$$\rho_n C_p dz(i) \frac{\partial}{\partial t} T(i) + \frac{\partial}{\partial t} (Lw Cw(i)) = Q_c + LwW + Q_s + Q_g$$

où Q_g est le flux de chaleur provenant du sol.

L'expression de Q_h et Q_e est partiellement tirée de (Deardorff, 1968). Elle ne fait pas intervenir la stabilité de la couche superficielle atmosphérique en considérant que celle-ci est à l'état neutre. D'autres formulations ont été utilisées, mais elles diminuent trop sensiblement les échanges de chaleur sensible et chaleur latente lorsque l'atmosphère est très stable.

Pour résoudre numériquement ces équations, nous avons adopté le schéma suivant :

- *calcul du bilan* : le bilan énergétique de chaque couche est calculé en utilisant un schéma implicite de Cranck et Nicholson, qui permet de calculer une première ébauche de l'évolution du profil de température dans la neige au bout du pas de temps dt ;
- *modification du profil* : ce profil est modifié pour tenir compte des processus de gel et dégel rendus nécessaires par les caractéristiques thermodynamiques de l'eau ;
- *calcul de la percolation* : la percolation de l'eau liquide éventuelle est calculée en utilisant une valeur maximale d'eau par rétention dans chacune des couches. Celle-ci dépend de la densité sèche de la neige ;
- *calcul de la métamorphose* : la métamorphose de chacune des couches pendant le temps dt est calculée en fonction du type initial de neige, des conditions de température, de gradient de température, d'eau liquide et de densité qui ont régné dans la couche pendant le temps dt ;
- *calcul du tassement* ;
- *modification de la discrétisation* : la discrétisation spatiale est modifiée pour prendre en compte des éventuelles nouvelles couches ou la disparition des couches superficielles par fonte. Ces modifications limitent le nombre maximal de couches à cinquante, tout en préservant une bonne concordance entre discrétisation numérique et stratigraphie.

Il faut noter que les schémas choisis ne font pas évoluer les caractéristiques de la couche limite atmosphérique qui sont fixées pendant le temps dt et forcent l'évolution du manteau neigeux sans interaction. L'ensemble des paramétrisations utilisées (conduction, lois de métamorphoses, lois d'albédo, tassement, absorption de la lumière en profondeur) est issu de travaux expérimentaux décrits dans la littérature ou bien menés au cours des dernières années dans le laboratoire « froid » du CEN sur des échantillons de neige naturelle.

La simulation sur une longue période se fait par intégration successive du modèle avec des pas de temps de 300 à 1 800 s. L'état initial du modèle peut être une absence totale de neige au sol ou bien un profil initial du manteau neigeux déduit d'observations faites sur le terrain.

2. VALIDATION DU MODÈLE DE NEIGE

Valider un modèle de neige consiste à comparer les résultats du modèle avec les observations du manteau neigeux que l'on peut faire sur ce site. Si le principe de la validation est simple, sa réalisation nécessite un travail important car il

s'agit d'évaluer les capacités du modèle à simuler l'évolution du manteau neigeux pour la plupart des événements météorologiques ayant une influence sur cette évolution. La comparaison entre simulations et observations doit porter sur l'ensemble des paramètres décrivant le manteau neigeux. Cela nécessite donc de mesurer pendant toute une saison hivernale les conditions météorologiques utilisées par *Crocus* comme données d'entrée et de mesurer aussi l'état du manteau neigeux. Il est évidemment souhaitable d'effectuer les validations sur plusieurs sites d'altitudes différentes de façon à multiplier les scénarios météorologiques. Or il existe très peu de sites enneigés équipés de tous les instruments météorologiques nécessaires à la mesure des paramètres d'entrée de *Crocus*. En France, seul le site du col de Porte répond à ces conditions. Deux types de validation ont donc été menés : une validation détaillée utilisant des données météorologiques mesurées localement et une validation à échelle régionale utilisant des données météorologiques d'entrée analysées à différents niveaux d'altitude à partir des observations disponibles dans la région considérée.

2.1. Validation locale

Le site du col de Porte est situé dans le massif de la Chartreuse à 1 320 m d'altitude. Depuis le début des années soixante, Météo France a équipé ce site de l'instrumentation nécessaire au suivi des conditions météorologiques et à la surveillance du manteau neigeux. On y trouve notamment une mesure du rayonnement solaire et du rayonnement thermique à l'aide de radiomètres nettoyés automatiquement une fois par heure, ce qui évite une trop grande perturbation des mesures par les chutes de neige. Du point de vue nivologique, le site est remarquablement enneigé malgré son altitude modeste et l'on y observe des conditions météorologiques très variées, idéales pour tester un modèle de neige : fortes chutes de neige, épisodes de pluie sur neige, périodes froides permettant un regel complet d'un manteau neigeux initialement humide, longues périodes de ciel clair, brouillard, chutes de neige précoces sur sol chaud et chutes de neige tardives alors que le rayonnement solaire est déjà très important.

Le premier test basé sur une simulation tout au long de l'hiver et sans réinitialisation de l'état du manteau neigeux a été effectué durant l'hiver 1988-1989. Le modèle s'est montré très performant dans la simulation de la hauteur de neige, de la température de surface et de l'écoulement d'eau à la base du manteau neigeux, prouvant qu'il calculait correctement les échanges d'énergie et de masse à l'interface neige-atmosphère. La comparaison entre les profils de température, de densité et de teneur en eau liquide observés manuellement au sein du manteau neigeux une fois par semaine et simulés par le modèle prouvait que le modèle prenait en compte de manière réaliste les processus internes d'échanges de masse et d'énergie. Enfin, la comparaison entre stratigraphies observée et si-

mulée prouvait que, pour la première fois, un modèle de neige pouvait simuler correctement la métamorphose de chacune des couches de neige composant un manteau neigeux (Brun *et al.*, 1992).

Crocus est un modèle de neige basé sur la physique, c'est-à-dire qu'il calcule les flux de masse et d'énergie de chacun des processus physiques mis en jeu. Néanmoins, les paramétrisations de ces processus font intervenir quelques coefficients qu'il est nécessaire de calibrer. C'est notamment le cas des coefficients intervenant dans le calcul des flux de chaleur sensible et de chaleur latente. Ceux-ci ont été déterminés expérimentalement sur le site du col de Porte, au cours de quelques nuits avec ciel clair et peu de vent induisant une différence de 10 à 15 °C entre la température de surface de la neige et celle de l'air 2 m au-dessus (Martin et Lejeune, 1997). Pour vérifier la robustesse de ces calibrations, nous effectuons chaque année une comparaison entre les résultats de *Crocus* et les observations faites sur le manteau neigeux du col de Porte. Les résultats de la figure 2 montrent que les performances du modèle varient très peu d'un hiver à l'autre, bien que les conditions météorologiques diffèrent considérablement. Les résultats obtenus au col de Porte furent très encourageants. Leur qualité est en partie due à la qualité des mesures météorologiques utilisées par le modèle, notamment les mesures de rayonnements solaire et thermique qui pilotent la plus grande part du bilan d'énergie. De façon à pouvoir utiliser le modèle de neige *Crocus* sur des sites où de telles mesures n'existaient pas, il fallait étudier la qualité des résultats obtenus en alimentant le modèle avec des données d'entrée entachées d'une certaine incertitude. C'est ce qui a été fait dans le cadre de l'utilisation de *Crocus* à l'échelle régionale.

2.2. Validation régionale

Pour fournir à *Crocus* ses données météorologiques d'entrée sur des sites où elles ne sont pas mesurées, nous avons développé un modèle d'analyse météorologique original adapté aux zones de fort relief (Durand *et al.*, 1993). Ce modèle, nommé *Safran*, considère des régions de 500 km² environ, nommées massifs, assez homogènes du point de vue climatique. Sur chacun des massifs considérés (vingt-trois pour les Alpes françaises), *Safran* utilise toutes les observations météorologiques disponibles en routine au sein du massif ou autour de celui-ci pour analyser au pas horaire les conditions météorologiques régnant dans le massif à différentes altitudes et sur des versants d'orientation différentes. Pour cela, il utilise la technique de l'interpolation optimale qui nécessite un champ d'ébauche pour les variables analysées. Celui-ci est fourni par les sorties des modèles météorologiques, notamment celles du modèle Arpège qui fournit quotidiennement des champs initialisés ou prévus avec une bonne résolution spatiale (Courtier *et al.*, 1991].

LA NEIGE
Recherche et réglementation

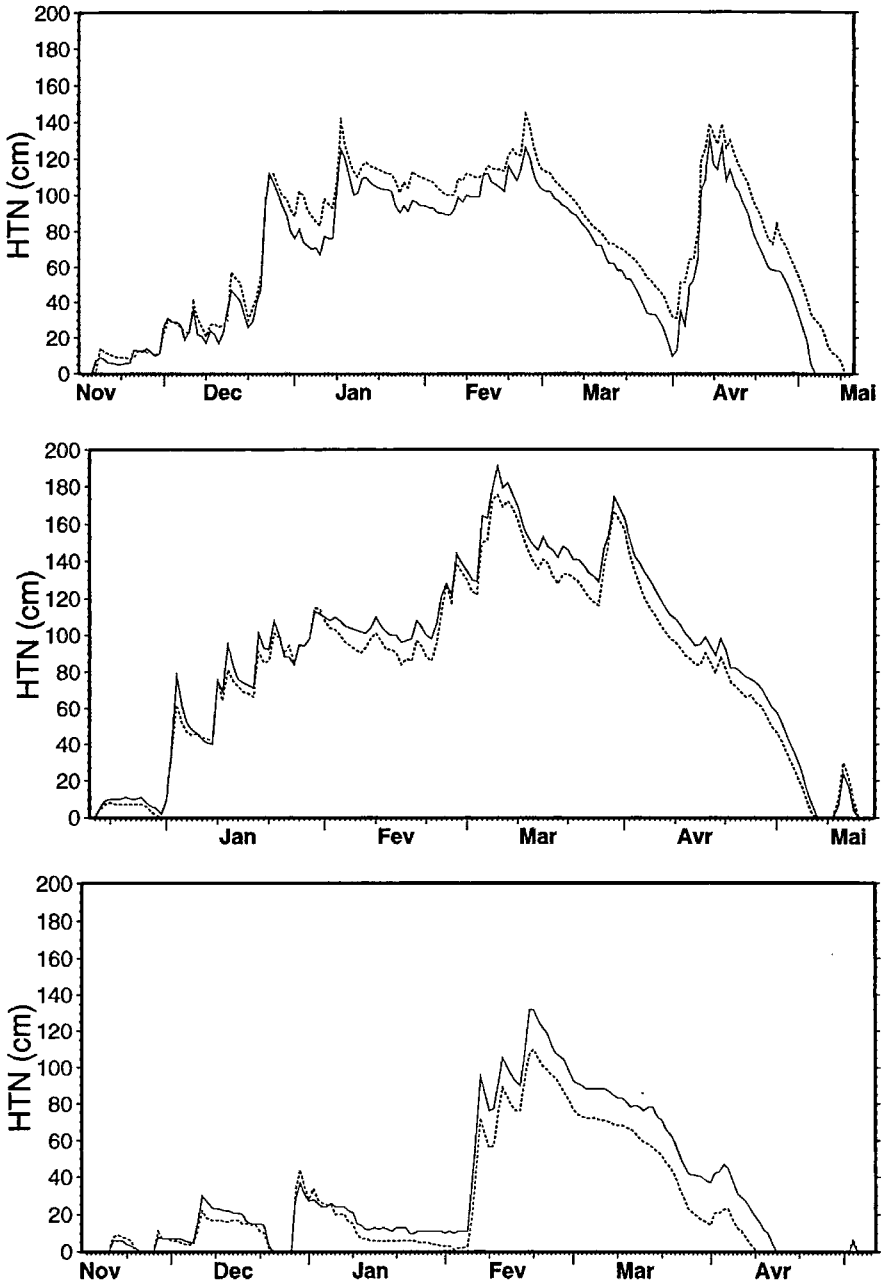


Figure 2. Comparaison entre la hauteur de neige observée au col de Porte (trait discontinu) et celle simulée par Crocus (trait continu) au cours des saisons hivernales 1993-1994, 1994-1995 et 1995-1996.

Les flux incidents de rayonnements solaire et infrarouge sont calculés aux différentes altitudes à l'aide d'un modèle de transfert radiatif à partir des profils atmosphériques de température, d'humidité et de nébulosité. Le rayonnement solaire direct est projeté sur les pentes d'expositions différentes. *Safran* fournit ainsi les données météorologiques permettant à *Crocus* de simuler l'évolution du manteau neigeux dans un massif donné, aux différentes altitudes et sur des pentes de différentes expositions. Pour tester la qualité de la modélisation effectuée dans ces conditions, des simulations ont été réalisées en trente-sept points de mesure sur une période de dix ans. La comparaison entre simulations et observations a porté essentiellement sur la hauteur quotidienne de neige qui intègre les processus d'accumulation, de tassement et de fonte (Martin *et al.*, 1994). La figure 3 montre cette comparaison sur le site de La Clusaz où les résultats sont particulièrement bons. Il est tout à fait satisfaisant de voir avec quelle précision le modèle reproduit la plupart des variations quotidiennes de hauteur de neige. Ceci prouve que bien que le modèle utilise principalement des données non mesurées sur le site, les bilans d'énergie et de masse qu'il calcule sont réalistes. Évidemment la qualité des résultats n'est pas aussi bonne sur l'ensemble des trente-sept points considérés. Des résultats médiocres ont été obtenus sur quelques points situés dans des zones où le transport de neige par le vent provoque des accumulations ou des érosions de la neige très importantes, qui ne sont pas prises en compte dans la modélisation.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

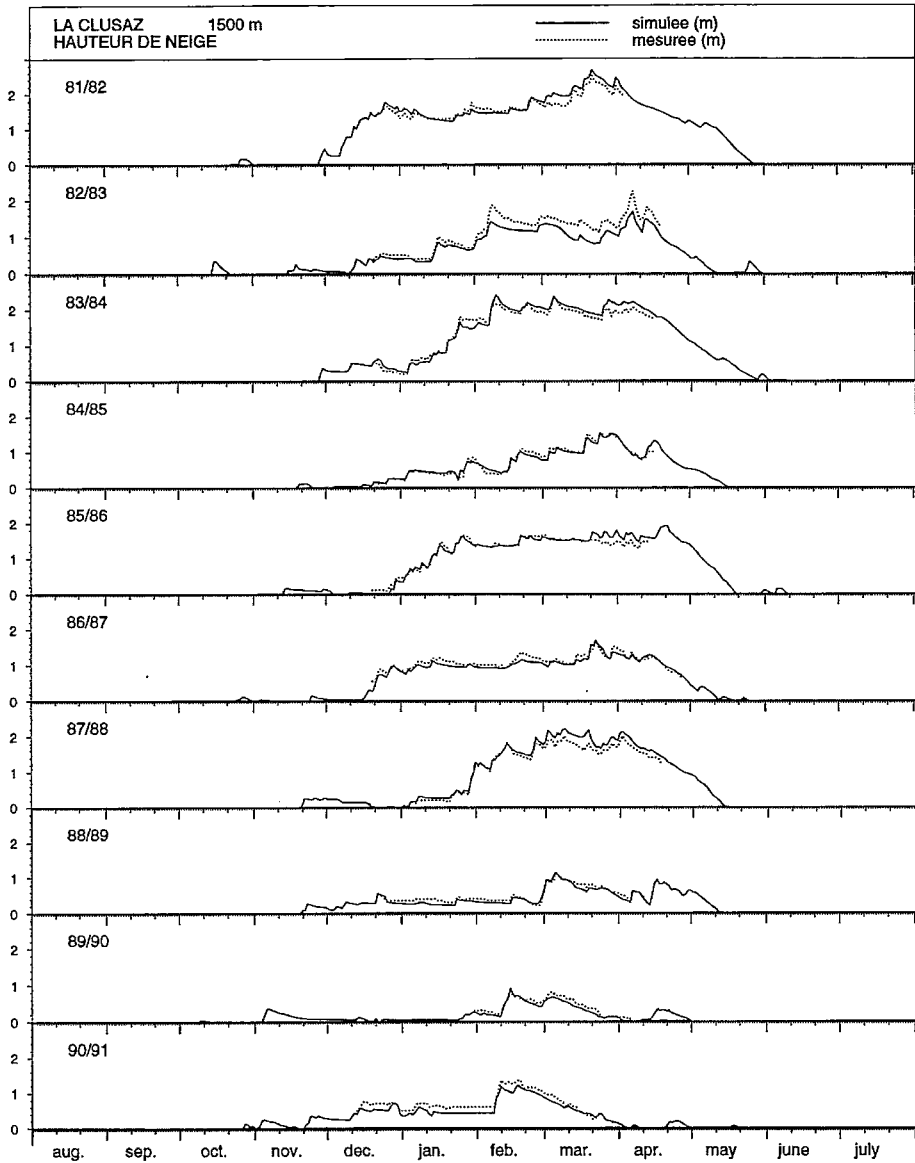


Figure 3. Comparaison entre les hauteurs de neige quotidiennes observées à La Clusaz et celles simulées par Safran/Crocus entre 1981 et 1991.

3. DOMAINES D'APPLICATIONS DE LA MODÉLISATION DU MANTEAU NEIGEUX

Le développement d'un modèle de neige au CEN avait pour but initial son utilisation dans le cadre de la prévision opérationnelle du risque d'avalanches. La qualité des résultats obtenus a ouvert d'autres horizons, notamment dans le domaine de l'hydrologie nivale et dans celui du climat.

3.1. La modélisation du manteau neigeux appliquée à la prévision du risque d'avalanches

La prévision du risque d'avalanches nécessite une surveillance du manteau neigeux tout au long de la saison hivernale. Dans une région donnée, l'état du manteau varie radicalement selon l'altitude et l'orientation des pentes. Pour connaître ces variations, les services de prévision d'avalanches de Météo-France s'appuient sur les observations hebdomadaires effectuées par les services des pistes de nombreuses stations de ski (Pahaut et Giraud, 1995). Celles-ci nécessitent de creuser le manteau neigeux sur toute sa profondeur de façon à mesurer le profil vertical de température, de densité et de teneur en eau liquide de la neige et à détailler la stratigraphie en caractérisant les types de neige composant chacune des couches.

L'expérience montre que la centaine d'observations ainsi obtenues dans les Alpes françaises, les Pyrénées et la Corse n'est pas suffisante pour décrire la variabilité du manteau neigeux liée à l'altitude et à l'exposition. De même la fréquence hebdomadaire est souvent trop faible pour suivre l'évolution parfois très rapide du manteau neigeux, lorsque la situation météorologique change rapidement. La modélisation du manteau neigeux permet alors de compléter le manque d'observations aussi bien dans l'espace que dans le temps. En effet, en utilisant les données météorologiques analysées par *Safran*, le modèle de neige *Crocus* peut calculer, dans chaque massif, l'évolution quotidienne du manteau neigeux sur toute la gamme d'altitude souhaitée et selon les principales orientations des pentes. Le CEN a développé pour cela une application activée en temps réel qui récupère toutes les données météorologiques intéressant les Alpes et les Pyrénées (observations et sorties de modèles météorologiques), les analyse et simule l'évolution correspondante du manteau neigeux. De façon à aider le prévisionniste dans son analyse de la stabilité du manteau neigeux, l'application active ensuite un système expert nommé *Mépra*, qui diagnostique la stabilité des manteaux neigeux simulés à l'aide de règles basées sur les caractéristiques mécaniques de ces manteaux. Pour évaluer les risques de départ naturel d'avalanches, *Mépra* compare dans chaque couche la contrainte tangentielle de cisaillement et la compare à la résistance de cisaillement de la neige

composant cette couche. Un calcul complémentaire est effectué pour évaluer la contrainte supplémentaire exercée par un skieur, ce qui permet de calculer le risque de déclenchement accidentel. L'application se présente donc sous la forme d'un enchaînement de modèles nommés *Safran/Crocus/Mépra* (SCM). Cette application SCM est utilisée dans un contexte temps réel depuis 1992. Les résultats sont mis à disposition des prévisionnistes avalanches de Météo France sous une forme pour l'instant très simplifiée.

Des développements plus récents ont permis d'exploiter SCM dans un contexte prévisionnel. Pour cela l'application utilise les conditions météorologiques prévues pour les prochaines 48 heures par les modèles météorologiques, les adapte au relief, puis calcule l'évolution attendue du manteau neigeux et diagnostique l'évolution correspondante de sa stabilité (Durand *et al.*, 1997). L'emploi en *routine* de la modélisation numérique pour suivre et prévoir l'évolution du manteau neigeux est tout à fait originale. Pour le prévisionniste chargé de rédiger les bulletins quotidiens de risque d'avalanches, l'application SCM permet de mieux préciser les niveaux d'altitude et les orientations où le manteau neigeux présente tel ou tel type d'instabilité. La figure 4 compare l'activité avalancheuse observée dans le massif de la Vanoise au risque naturel d'avalanches prévu par SCM (Durand *et al.*, 1997). Des comparaisons systématiques sont aussi effectuées chaque année entre le profil de température dans la neige, observé dans le cadre du réseau nivométéorologique, et celui simulé par SCM sur les sites correspondants. Avec une corrélation voisine de 0,8 entre gradients de température simulés et gradients de température observés sur sept cents sondages, les modèles *Safran/Crocus* ont confirmé dans un contexte opérationnel le niveau de performance qu'ils avaient atteint dans un contexte de recherche.

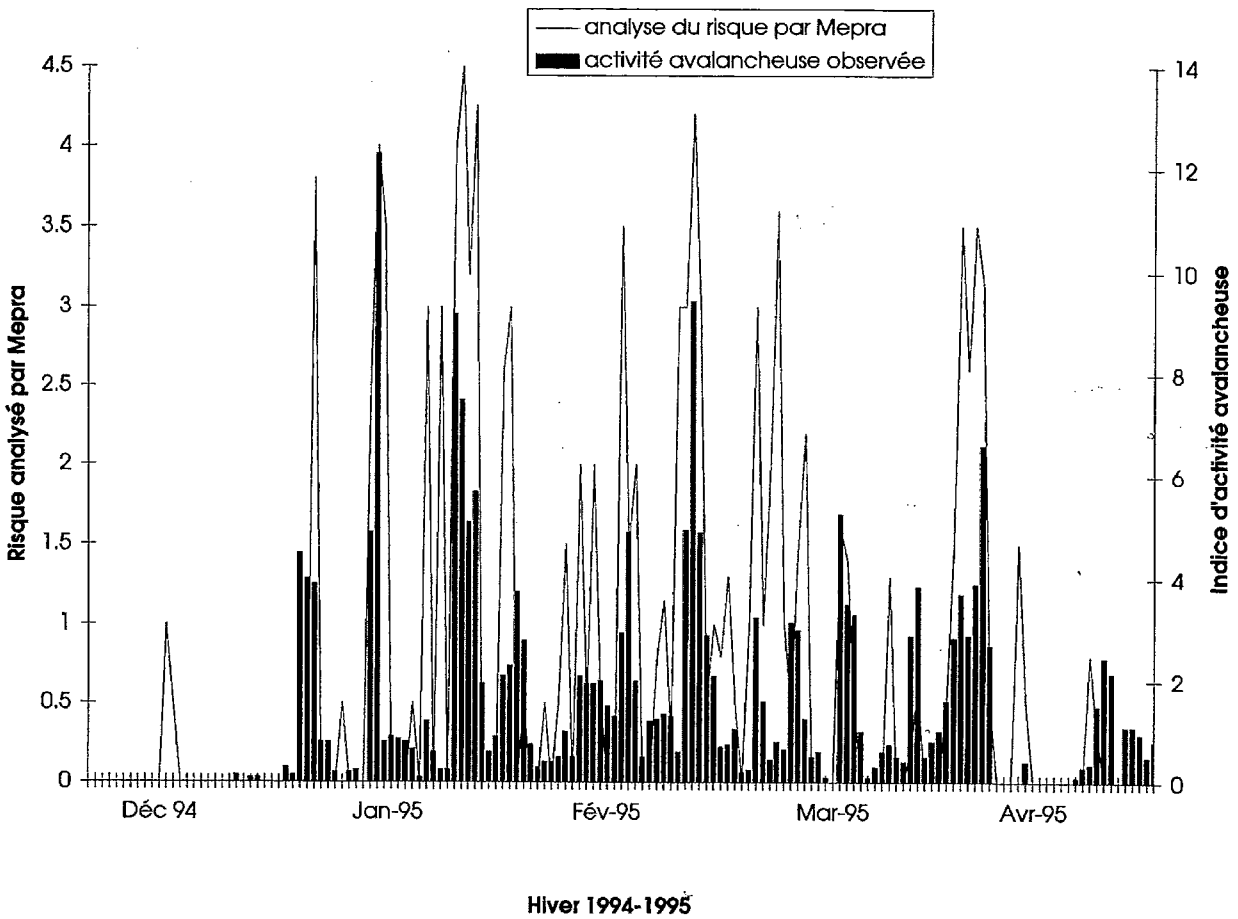


Figure 4. Comparaison entre activité avalancheuse observée et activité avalancheuse estimée par Mépra sur le massif de la Vanoise durant la saison hivernale 1994-1995.

3.2. Modélisation numérique de la neige pour l'hydrologie nivale

Il était mentionné en introduction que les premiers modèles numériques de neige avaient été développés dans le contexte de l'hydrologie nivale. Il s'agissait principalement de calculer la fonte du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques. Un calcul de la fonte prenant en compte la plupart des processus physiques qui y contribuent ne peut se faire simplement. En période printanière, la principale source d'énergie est apportée par le rayonnement solaire (Martin et Lejeune, 1997), dont l'absorption par la neige varie très sensiblement en fonction de son état de surface. Avec un albédo variant approximativement de 0,85 à 0,55 dans le domaine spectral du rayonnement solaire, une neige déjà bien évoluée absorbe trois fois plus d'énergie du soleil qu'une neige récente. Or l'état de surface dépend des conditions météorologiques subies depuis le début de l'enneigement et non pas des seules conditions du moment. De plus, une période de fonte active est souvent liée à une succession de journées ensoleillées séparées par des nuits au ciel dégagé. Celles-ci favorisent cependant un fort regel nocturne, y compris lorsque les températures restent relativement douces. Dans de nombreux cas et dans le contexte de la fonte printanière, une part importante de l'eau de fonte regèle dans les couches superficielles plutôt que de s'écouler à la base du manteau neigeux. Or l'expérience montre que les hydrologues qui s'intéressent à la fonte nivale utilisent le plus souvent des méthodes par index pour calculer la fonte du manteau neigeux. Ces méthodes utilisent la température de l'air en un point d'un bassin versant pour calculer la fonte du manteau neigeux sur l'ensemble du bassin. Cette méthode nécessite une calibration préalable sur une période d'au moins cinq ans, qui permet de relier statistiquement les températures observées aux débits quotidiens de la rivière considérée. Les résultats obtenus sont généralement suffisamment bons pour être utilisés dans un contexte opérationnel de prévision hydrologique.

Compte tenu du fait que les méthodes par index ne prennent pas en compte les processus physiques intervenant dans le bilan d'énergie neige-atmosphère, il peut paraître étonnant qu'elles affichent de si bonnes performances, d'autant que les flux de chaleur sensible, qui seuls dépendent de la température de l'air, apportent une contribution relativement faible dans ce bilan d'énergie (Martin et Lejeune, 1997). En réalité, les bonnes performances sont dues au fait que la température de l'air utilisée dans les méthodes par index est elle-même le résultat d'un bilan d'énergie entre l'atmosphère et la surface terrestre. C'est d'autant plus vrai avec une température mesurée sur un site localisé dans la partie inférieure du bassin versant, là où la couche limite atmosphérique peut se développer facilement. Ceci explique qu'il vaut mieux utiliser une température de l'air mesurée vers l'aval du bassin versant, où il y a peu de neige, pour calculer la fonte dans la partie supérieure, plutôt que d'utiliser la température de l'air mesurée dans la partie supé-

rière, ce qui peut paraître paradoxal. Malgré leur efficacité, les méthodes par *index* ont l'inconvénient de se présenter comme une boîte noire. Elles ne permettent pas de distinguer les apports respectifs des différents processus physiques et leurs performances diminuent sensiblement lorsqu'il s'agit de prévoir la fonte sur un site ponctuel, plutôt que la fonte intégrée sur toute la gamme d'altitude et d'orientation des pentes que l'on peut rencontrer dans un bassin versant incluant des zones de haute montagne. De façon à calculer la fonte avec des méthodes basées sur la physique, Ludwig Braun (Braun *et al.*, 1994) a utilisé la lame d'eau s'écoulant à la base du manteau neigeux calculée par *Crocus* pour alimenter le modèle hydrologique de Braun (modèle ETH/HBV) appliqué à la rivière alpine Romanche. L'évolution du manteau neigeux était simulée à partir des conditions météorologiques analysées par *Safran* sur des tranches d'altitude de 200 m pour chaque versant. La contribution de chacune des bandes d'altitude et d'exposition est pondérée par la surface relative de la bande considérée par rapport à la surface du bassin. Lorsque la bande est déneigée, la lame d'eau fournie au modèle hydrologique est directement calculée par le modèle d'analyse météorologique *Safran*.

Bien que les méthodes utilisées pour calculer la fonte ne fassent plus appel à des méthodes statistiques établies à partir d'observations passées, le calcul des débits quotidiens simulés par ETH/HBV, couplé à *Safran/Crocus*, a donné des résultats de qualité aussi bonne, voire légèrement meilleure, que les débits simulés par ETH/HBV à partir d'une fonte nivale calculée à l'aide d'une méthode par *index* (Braun *et al.*, 1994). L'amélioration portait essentiellement sur la période de début de fonte (Fig. 5). L'obtention de résultats corrects a cependant nécessité la prise en compte d'une variabilité de l'épaisseur de neige dans une même tranche d'altitude et d'orientation qui est liée à l'érosion et à l'accumulation de la neige par le vent. Les effets de ce phénomène sont très visibles au printemps. Le déneigement en montagne ne se fait pas de façon uniforme. La neige reste beaucoup plus longtemps dans les combes et les fonds de ravin que sur les croupes et les crêtes qui ont été dégarnies de neige pendant les épisodes venteux de l'hiver précédent.

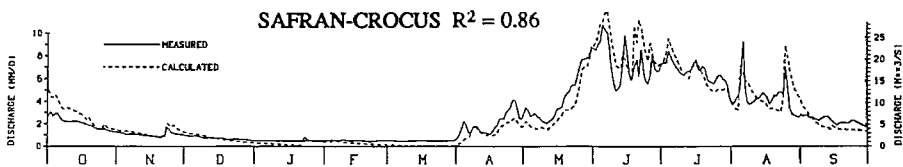


Figure 5. Comparaison entre débits quotidiens de la Romanche observés au Chambon par EDF et simulés par le modèle hydrologique ETH/HBV, utilisant en entrée les simulations du manteau neigeux par Safran/Crocus.

Depuis le travail de Ludwig Braun, les modèles *Safran* et *Crocus* ont été couplés au modèle hydrologique Girard-Ledoux dans le cadre du programme Gewex. Dans un premier temps, le couplage n'a porté que sur le bassin versant de Sarennes qui présente une surface glaciaire de 1 km² environ. Le modèle *Crocus* a dû être adapté de façon à pouvoir simuler la fonte de la glace lorsque la neige saisonnière ne recouvre plus le glacier (Martin *et al.*, 1996). La figure 6 décrit l'évolution quotidienne des hauteurs de glace et de neige données par *Safran/Crocus*. La comparaison avec les bilans de masse annuels mesurés par le Cemagref montre que les modèles *Safran/Crocus* simulent correctement l'accumulation saisonnière de la neige à haute altitude ainsi que l'ablation estivale. L'extension du couplage entre modèle de neige et modèle hydrologique est en cours sur la partie française du bassin versant du Rhône.

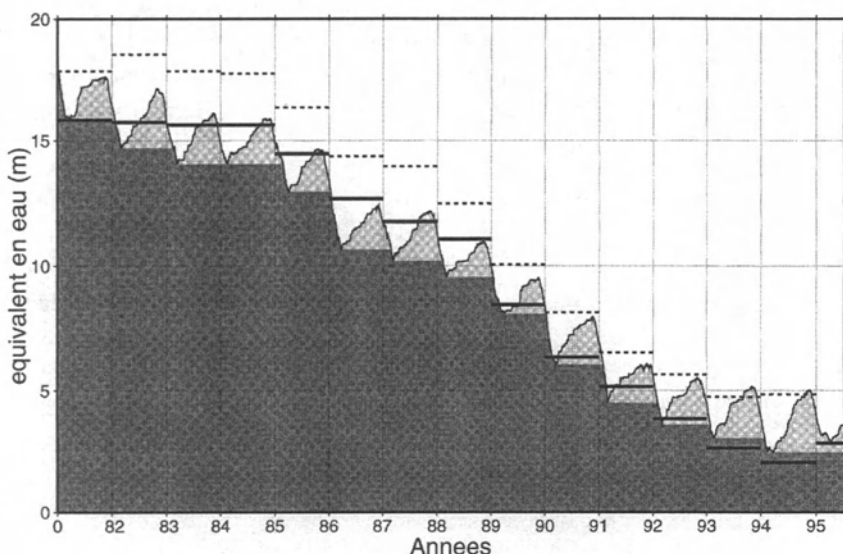


Figure 6. Simulation de la masse de neige et de l'épaisseur de glace du glacier de Sarennes à l'aide de Safran/Crocus.

Les barres en traits pointillés et continus représentent respectivement les valeurs annuelles d'accumulation et d'ablation mesurées par le Cemagref.

3.3. Étude de la sensibilité de l'enneigement à un changement climatique

Depuis une dizaine d'années la communauté scientifique se préoccupe des effets sur le climat de l'augmentation continue de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Les modèles de climat ont été utilisés pour établir les conséquences d'un doublement du gaz carbonique au cours du prochain siècle, qui est une des hypothèses le plus souvent retenues. Ces modèles pré-

voient dans ce cas une augmentation de la température atmosphérique dans la troposphère généralement comprise entre 1,5 °C et 3,5 °C. Face à de tels scénarios, il est naturel de se demander quel pourrait être l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement de nos massifs montagneux. Pour répondre à une telle question, l'emploi d'un modèle numérique tel que *Crocus*, simulant l'évolution du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques, est particulièrement bien adapté. Le modèle permet notamment de quantifier la sensibilité du manteau neigeux aux différentes variables météorologiques intervenant dans le bilan énergétique neige-atmosphère. En effet, le changement climatique ne se traduira pas uniquement par une modification de la température de l'air mais par une modification des flux radiatifs, des précipitations et du vent. Une étude systématique (Martin, 1995) a montré qu'une augmentation de température relativement faible induirait une baisse sensible de l'enneigement de moyenne montagne en région alpine. Cette baisse est due aux effets suivants qui interviennent approximativement dans les mêmes proportions :

- amplification du phénomène de fonte par accroissement des flux de chaleur sensible liée à une élévation de la température de l'air en surface du manteau neigeux ;
- augmentation de la fonte par accroissement du rayonnement thermique incident liée à l'élévation globale de la température sur une grande épaisseur de l'atmosphère ;
- transformation d'une partie des précipitations neigeuses en précipitations pluvieuses due à une augmentation moyenne de la température de l'air.

En utilisant des scénarios tirés de résultats de modèles climatiques globaux, Éric Martin a montré que l'enneigement climatologique dans les Alpes françaises serait fortement modifié par le changement climatique jusqu'à une altitude de 2 400 m environ. À 1 500 m, la hauteur moyenne de neige deviendrait quasiment nulle dans les Alpes du Sud tandis qu'elle diminuerait de près de la moitié dans les Alpes du Nord (Fig. 7) (Martin, 1995). Ces résultats sont d'autant plus étonnants que les scénarios choisis correspondent à une hausse de la température d'environ 1,8 °C, ce qui est faible en comparaison avec d'autres scénarios de doublement de la teneur en gaz carbonique.

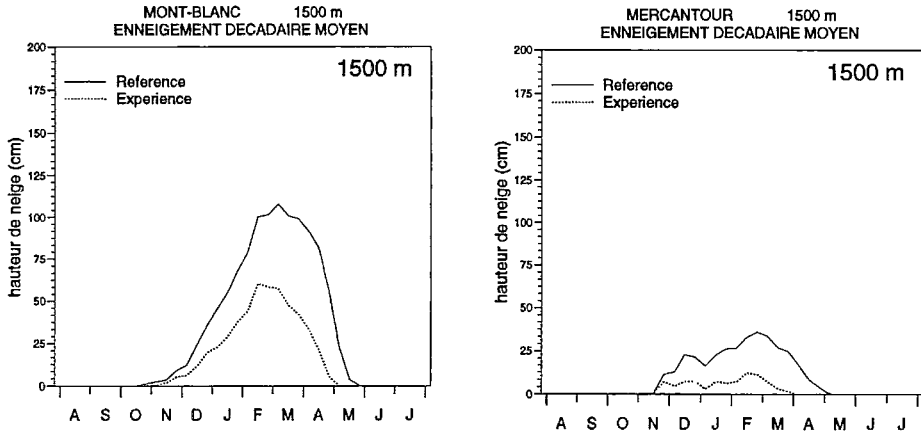


Figure 7. Impact d'un scénario de changement climatique sur la climatologie nivale à 1 500 m dans les massifs du Mont-Blanc et du Mercantour.

Il faut noter que l'effet d'une augmentation de la température sur la climatologie de l'enneigement n'équivaut pas à un décalage simple d'altitude correspondant à la différence de température. À basse altitude (1 500 à 2 000 m), les effets sont beaucoup plus importants que ce que le décalage d'altitude équivalent pourrait laisser croire. Ceci est dû au fait que la fonte de la neige fait intervenir des processus à seuil, dont les conséquences ne peuvent être exprimées linéairement.

Malgré la forte incertitude quant aux formes que le changement climatique pourrait prendre à l'échelle régionale, il ne fait aucun doute que le manteau neigeux des régions alpines et des Pyrénées y serait très sensible. Et toute modification de la climatologie nivale aurait des conséquences sur différents domaines : le régime des rivières ayant une partie de leurs bassins versant à haute altitude, le bilan de masse des glaciers, l'écologie des régions montagnardes et bien sûr l'économie des régions à forte activité touristique hivernale.

3.4. Prise en compte des modifications de l'enneigement dans les modèles de climat

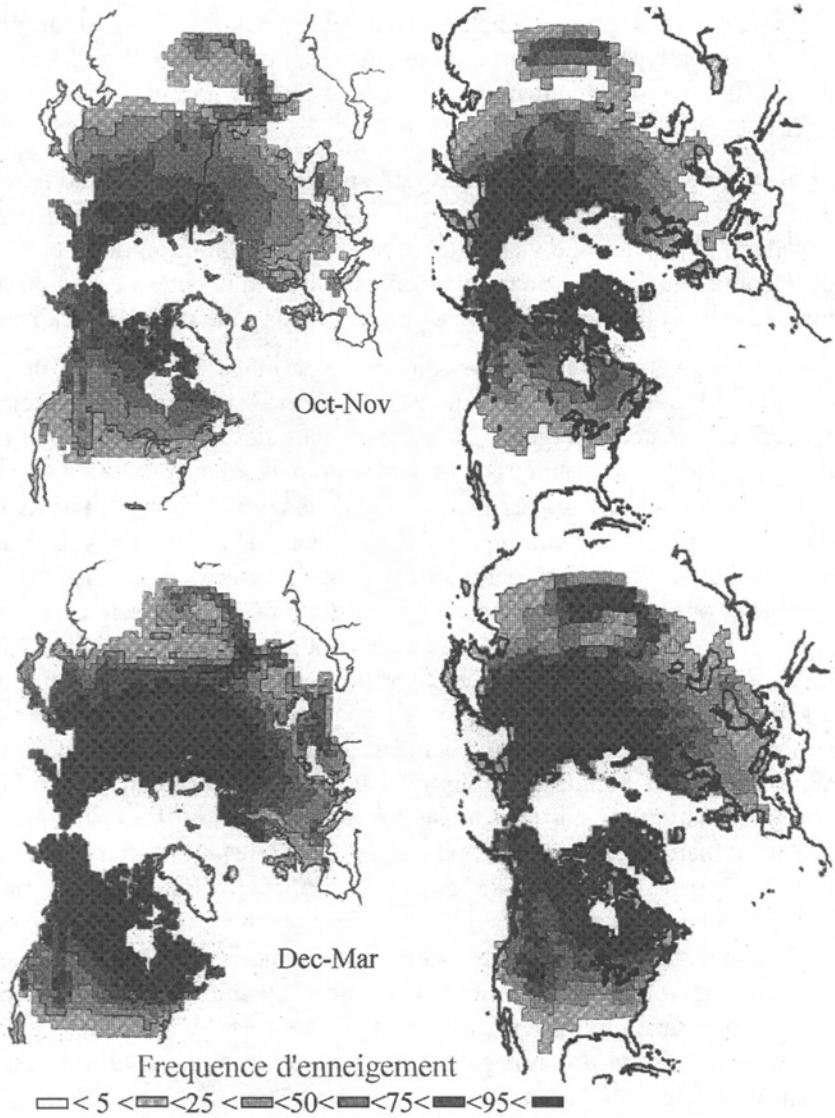
Nous avons montré l'extrême sensibilité du manteau neigeux à une faible variation des conditions climatiques. Or, la présence de neige a elle-même un effet sur les échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Ceci est dû à ses propriétés physiques très particulières, tant radiatives que thermiques, qui diffèrent sensiblement des propriétés physiques des autres types de surface. À l'échelle régionale, de grandes étendues de neige modifient la couche superficielle at-

mosphérique. À plus grande échelle, les étendues de neige de l'Antarctique et celles couvrant une partie importante de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie en hiver modifient sensiblement la troposphère et donc la circulation générale atmosphérique.

D'une manière générale le fort albédo de la neige et sa faible conductivité thermique font que la présence de neige au sol a une nette tendance à refroidir l'atmosphère. On peut donc s'attendre à ce qu'une diminution de la couverture neigeuse continentale due à un réchauffement climatique entraîne à son tour une augmentation de la température : c'est ce que l'on appelle un *feed back* positif.

Compte tenu de l'importance de la couverture de neige, les modèles de climat utilisés pour l'étude du changement climatique simulent la présence et l'évolution du manteau neigeux. Dans la plupart des cas, cette évolution est représentée à l'aide de paramétrisations trop simples pour prendre en compte la plupart des processus physiques intervenant dans cette évolution. Par exemple, la rétention et le regel de l'eau liquide et l'effet des métamorphoses sur l'albédo n'interviennent pas dans ces paramétrisations. Or nous savons que ces deux phénomènes ont une importance primordiale sur les échanges neige-atmosphère. Pour améliorer cela, nous avons couplé le modèle de neige *Crocus* au modèle de circulation générale atmosphérique Arpège, de façon à simuler en détail l'évolution du manteau neigeux en chaque point du globe au cours d'une simulation climatique de plusieurs années. Pour cela, nous avons utilisé une technique semblable à celle qui consiste à coupler l'atmosphère et l'océan. Le manteau neigeux simulé par *Crocus* au pas de temps initial t est utilisé par Arpège pour connaître les propriétés physiques de la surface et calculer ainsi les échanges d'énergie et de masse entre la surface et l'atmosphère pendant l'incrément dt . Un tel couplage synchrone entre les deux modèles, avec échanges de flux superficiels à chaque pas de temps, permet de prendre en compte les interactions neige/atmosphère sans modification sensible de chacun des modèles, c'est-à-dire sans simplification excessive des lois décrivant les processus physiques mis en jeu. Le couplage des deux modèles a été testé lors d'une simulation en maille de 300 km sur une période de cinq ans (Brun *et al.*, 1997). La comparaison entre l'enneigement climatologique (Groisman *et al.*, 1994) et l'enneigement simulé sur la figure 8 montre que le couplage d'un modèle de neige sophistiqué à un modèle climatique permet de reconstituer correctement les caractéristiques générales de l'enneigement, aussi bien en période d'accumulation qu'en période de fonte. La disponibilité d'un tel outil offre des perspectives intéressantes pour l'étude des mécanismes de *feed back* sur le climat liés au manteau neigeux.

LA NEIGE
Recherche et réglementation



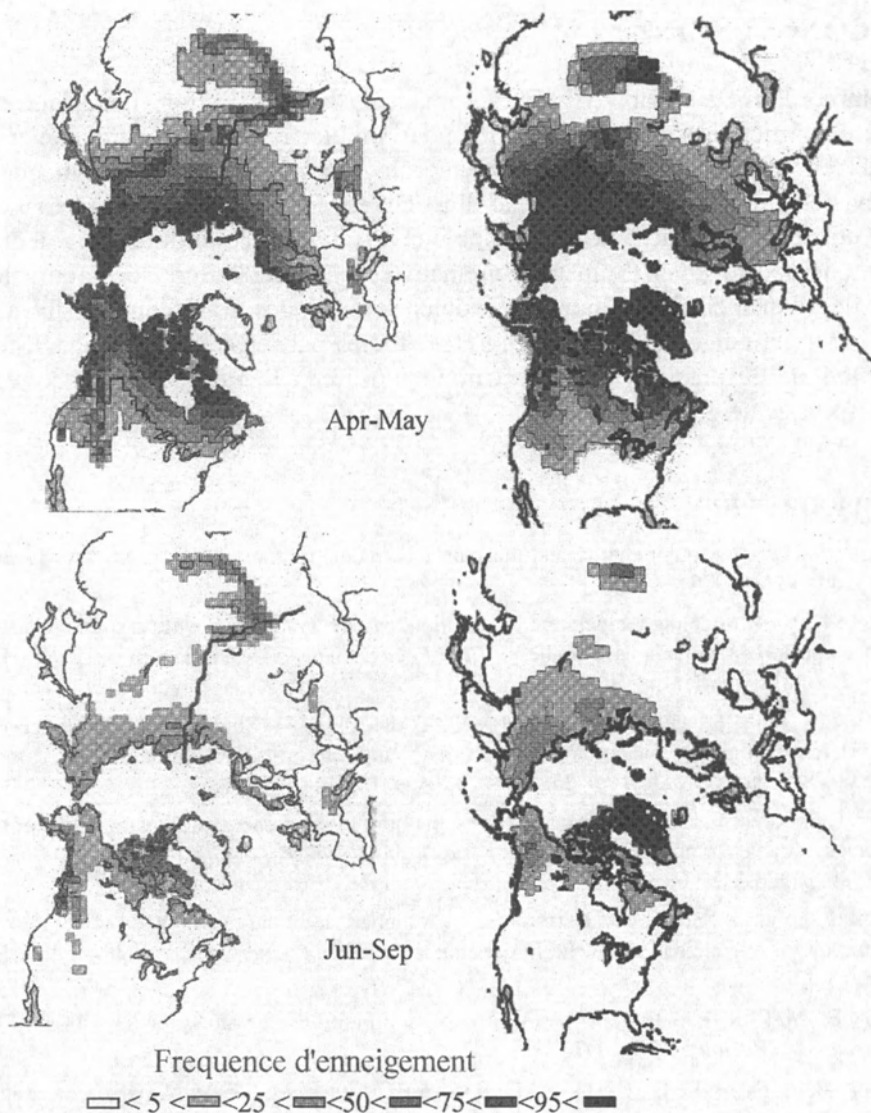


Figure 8. Comparaison entre la fréquence de journée avec neige au sol au cours de quatre saisons observée et simulée à l'aide du couplage Arpège/Crocus. Les données observées sont sur la partie gauche des figures (Groisman et al., 1994).

La figure 8a représente les saisons automne et hiver et la figure 8b représente les saisons printemps et été.

4. CONCLUSION

Comme dans de nombreux autres domaines, la modélisation numérique s'est avérée particulièrement bien adaptée pour simuler l'évolution du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques. Initialement prévu pour la prévision opérationnelle du risque d'avalanches, le modèle de neige *Crocus* a été utilisé dans le cadre de l'hydrologie nivale et dans celui du changement climatique pour évaluer l'impact d'une hausse de la température sur la climatologie de l'enneigement. D'autres phénomènes physiques, fortement sensibles à la présence de neige au sol, pourront être étudiés par le biais de la modélisation numérique du manteau neigeux. Citons parmi eux l'étude du pergélisol et du transport de neige par le vent.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON E. - « A point energy and mass balance model of snow cover ». NOAA, Technical report, NWS, 1976.
- BADER H.P. - « Modeling temperature distribution, energy and mass flow in a (phase-changing) snowpack. I Model and case studies ». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 20, 1992, p. 157-181.
- BRAUN L., BRUN E., DURAND Y., MARTIN E., TOURASSE P. - « Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modeling ». *Nordic Hydrology*, vol. 25, n° 1-2, 1994, p. 129-144.
- BRUN E., MARTIN E., SIMON V., GENDRE C., COLEOU C. - « An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting ». *Journal of Glaciology*, vol. 35, n° 121, 1989, p. 333-342.
- BRUN E., DAVID P., SUDUL M., BRUNOT G. - « A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting ». *Journal of Glaciology*, vol. 38, n° 128, 1992, p. 13-22.
- BRUN E., MARTIN E., SPIRIDONOV V. - « Coupling a multi-layered snow model with a GCM ». *Annals of Glaciology*, 25, 1997.
- COURTIER P., FREYDIER C., GELEYN J.-F., RABIER F., ROCHAS M. - « The Arpege project at Meteo-France ». ECMWF Seminar Proceedings, 9-13 septembre 1991, Reading, 2, 1991, p. 193-232.
- DEARDORFF J. - « Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, 1968, p. 2549-2577.
- DURAND Y., BRUN E., MERINDOL L., GUYOMARC'H G., LESAFFRE B., MARTIN E. - « A meteorological estimation of relevant parameters for snow models ». *Annals of Glaciology*, vol. 18, 1993, p. 65-71.
- DURAND Y., GIRAUD G., MERINDOL L. - « Short term numerical avalanche forecast used operationally at Meteo France over Alps and Pyrenees ». *Annals of Glaciology*, 26, 1997.

- GROISMAN P.Y., KARL T.R., KNIGHT R.W., STENCHIKOV G.L. - « Changes of snow cover, temperature and radiative heat balance over the Northern Hemisphere ». *J. Climate*, 7 (II), 1994, p. 1633-1656.
- JORDAN R. - *A one-dimensional temperature model for a snow cover*. Cold Regions Research & Engineering Laboratory Special Report 91, 16, October 1991, 49 p.
- MARTIN E., BRUN E., DURAND Y. - « Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables ». *Annales Geophysicae*, 12, 1994, p. 469-477.
- MARTIN E. - « Modélisation de la climatologie nivale des Alpes Françaises. Application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement ». Thèse de doctorat de l'université Paul-Sabatier, Toulouse, 1995.
- MARTIN E., LEJEUNE Y., LEBLOIS E., COLLOMBET M., VALLA F., BIRONNEAU D., LEDOUX D., GOLAZ C. - « Étude hydrométéorologique du bassin de Sarennes : présentation du projet et premiers résultats ». *La Houille Blanche* n° 5-6, 1996, p. 66-70.
- MARTIN E., LEJEUNE Y. - « Investigation on turbulent fluxes above the snow surface ». *Annals of Glaciology*, 26, 1997.
- NAVARRÉ J.-P. - « Modèle unidimensionnel d'évolution de la neige déposée. Modèle Perce neige ». *La Météorologie*, 4(3), 1975, p. 103-120.
- OBLÉD Ch. - « Modèle mathématique de fonte nivale ». Thèse, Université scientifique et médicale de Grenoble, 1971.
- PAHAUT E., GIRAUD G. - « La prévision du risque d'avalanches en France : bilan et perspectives ». *La Météorologie*, 8^e série, n° 12, 1995.
- YAMAZAKI T., KONDO J., SAKURAKO T., NAKAMURA T. - « A one-dimensional model of the evolution of snow cover characteristics ». *Annals of Glaciology*, vol. 18, 1993, p. 22-26.

CARACTERISATION DE LA VARIABILITE MECANIQUE DU MANTEAU NEIGEUX

Daniel BOISSIER, Roland GOURVES

LERMES-CUST

Université Blaise-Pascal

BP 206

63174 Aubière

Résumé. Il est aujourd'hui nécessaire, avec la forte augmentation de la fréquentation des massifs montagneux, de mieux connaître le comportement du manteau neigeux. On peut remarquer que l'avalanche ressemble fort à un glissement de terrain. Il est alors possible de procéder à une analogie avec la mécanique des sols.

En mécanique des sols, il existe des méthodes de calcul permettant d'évaluer la stabilité d'une pente ; on a besoin de trois types de données :

- la géométrie de la pente (elle dépend du substratum et du manteau neigeux) ;
- les charges (c'est-à-dire la donnée de la densité et de l'épaisseur de chaque couche, plus éventuellement des surcharges) ;
- les propriétés mécaniques.

Les modèles numériques adoptés sont de deux types :

- le calcul aux états limites ;
- le calcul par la méthode des éléments finis.

Pendant, on se heurte pour le manteau neigeux à deux problèmes majeurs :

- la variabilité du matériau y est plus importante que dans les sols ;
- la prise de mesures elle-même est délicate à cause du danger ou de l'inaccessibilité du site.

Les solutions envisagées mettent naturellement en œuvre des outils probabilistes et statistiques pour traiter le problème de la variabilité ; on doit aussi procéder à l'analogie entre les sites pour travailler avec les mesures disponibles.

Ce chapitre présente les outils nécessaires à une étude mécanique de la stabilité du manteau neigeux. Cette approche est nouvelle dans le domaine de la neige. Elle est par contre bien connue et largement utilisée en mécanique des sols. Depuis le début du siècle des méthodes de calcul aux états limites ont été développées ; d'abord déterministes, elles prennent désormais en compte la variabilité du terrain. Ainsi on expose les méthodes courantes d'étude de stabilité de pentes applicables au manteau neigeux, en introduisant les paramètres mécaniques nécessaires à l'étude et la notion de facteur de stabilité. Ces paramètres doivent être obtenus en grand nombre. Dans les paragraphes suivants, on s'intéresse à la mesure in situ puis au traitement des mesures. La géostatistique permet, d'une part, de tirer le maximum d'informations de mesures ou d'observations difficiles à obtenir et, d'autre part, d'optimiser les mesures.

1. STABILITE DU MANTEAU NEIGEUX

Lors d'une étude de stabilité, on fait le bilan des actions qui s'exercent sur un massif. En effet, l'avalanche se produit lorsqu'il y a déséquilibre entre les forces motrices et les forces résistantes ; c'est un problème de statique. On ne s'intéresse pas ici à ce qui se passe avant la rupture, mais au moment de la rupture quand deux blocs se séparent. Il est nécessaire de rappeler ce qu'on entend couramment par facteur de stabilité puis d'exposer la méthode utilisée pour le calcul aux états limites. De plus, ces définitions nous permettront de préciser quels sont les paramètres indispensables à notre étude.

1.1. Rhéologie de la neige

La neige est un matériau particulièrement complexe dont le comportement présente entre autre de la viscosité. De plus ses propriétés mécaniques sont variables d'un type de grain à un autre, d'un point à l'autre, d'un instant à l'autre (Navarre, 1990).

Paramètres

Pour décrire complètement le matériau, il nous faudrait déterminer les propriétés rhéologiques avec leur variabilité spatio-temporelle, ce qui représente beaucoup de paramètres. Or ces paramètres, tels que le module d'Young, la viscosité, le coefficient de Poisson, etc., sont impossibles à mesurer sur le terrain. Quant aux mesures en laboratoire elles nous ont révélé toute la complexité du comportement du matériau, mais elles ne sont pas directement utilisables pour notre approche. On a besoin des paramètres du terrain en temps réel dans l'objectif de faire un calcul de stabilité qui serve à la prévision du risque

d'avalanches. De plus les mesures en laboratoire sont peu représentatives de la neige rencontrée in situ.

Le calcul aux états-limites nécessite une approche macroscopique. À cette échelle et au vu des observations de nombreuses ruptures, qui sont nettes et brutales, on peut dire que le comportement à la rupture est élastoplastique. On prendra un comportement élastoplastique parfait avec le souci de limiter le nombre de paramètres du modèle. On utilise une loi de comportement de type Mohr-Coulomb, qui correspond à un comportement admis aussi bien en mécanique des sols qu'en mécanique de la neige.

Loi de comportement

Une loi à un paramètre, la cohésion c (critère de Tresca), donne déjà des résultats intéressants ; car les résultats de calcul sont proches de ce qui est observé sur le terrain. On peut aussi considérer la classique loi à deux paramètres de Coulomb : $\tau = c + \sigma \cdot \tan \phi$.

Les résultats ne sont pas très éloignés ; les états de contraintes en jeu font que nous sommes proches de l'origine dans une représentation dans l'espace des contraintes, donc l'erreur relative est faible si on prend une droite horizontale et donc un seul paramètre (les contraintes varient de quelques kPa à 16 kPa pour un manteau neigeux de 4 m d'épaisseur avec une masse volumique moyenne de 400 kg/m^3 , cf. figure 1).

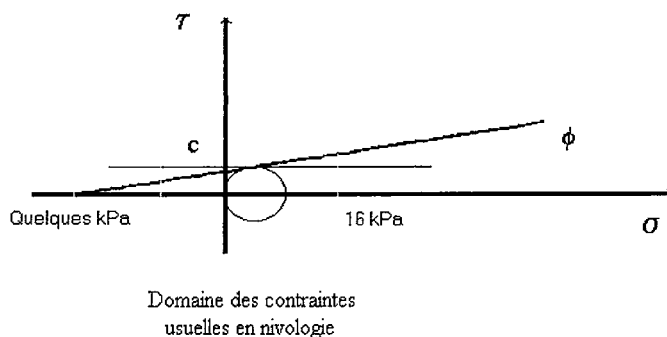


Figure 1. Erreur commise sur le calcul de la contrainte tangentielle.

1.2. Facteur de stabilité

L'efficacité du calcul aux états-limites tient dans sa rapidité et dans le fait qu'il nous donne, pour un problème donné, un coefficient de sécurité. Ce coefficient peut aisément être relié à un indice de risque.

Il existe plusieurs définitions possibles du coefficient de sécurité. Nous considérerons ici celle exprimée par rapport aux caractéristiques mécaniques, qui est la plus utilisée actuellement. Le coefficient de sécurité est défini par le rapport de la résistance au cisaillement à la contrainte de cisaillement réelle (Costet et Sanglerat, 1983).

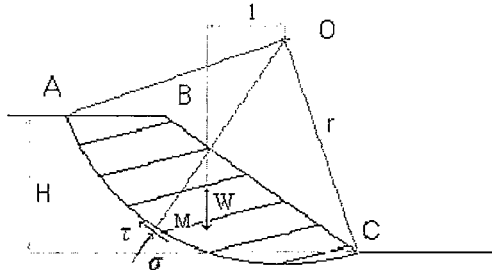


Figure 2. Stabilité d'un massif.

$$F = \frac{r \int_A^C \tau_f ds}{r \int_C^A \tau ds}$$

Or, $\tau_f = c + \sigma \cdot \tan \varphi$ et $r \int_C^A \tau ds = W \cdot l$ avec W le poids total du massif et l la distance par rapport à O .

On en déduit pour le type de rupture représenté à la figure 2 :

$$F = \frac{r \int_A^C (c + \sigma \tan \varphi) ds}{Wl}$$

Remarque : Si l'équilibre limite est réalisé sur la ligne de glissement, alors : $\tau = \tau_f$ et $F = 1$.

1.3. Méthodes de calcul

Il existe deux grandes familles de méthodes : la méthode des tranches (Fellénius et Bishop) et la méthode des perturbations. Dans le cas du manteau neigeux, on n'a pas un massif homogène et les formes de rupture observées ne sont pas circulaires. C'est la méthode des perturbations qui est la mieux adaptée ; mais sa compréhension nécessite au préalable d'explicitier la méthode des tranches.

1.3.1. Méthode des tranches

Cette méthode consiste à diviser le massif (Fig. 3) en un certain nombre de volumes élémentaires pour chacun desquels la ligne de glissement a une forme simple et se développe dans un milieu homogène (Nonveiller, 1965). L'étude se fait en découpant le domaine étudié en tranches verticales élémentaires et en écrivant l'équilibre statique de chaque tranche (Fig. 4).

Équilibre d'une tranche

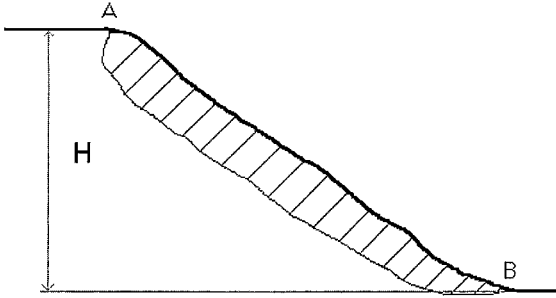


Figure 3. Ligne de rupture quelconque.

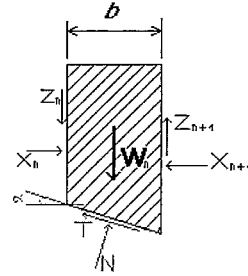


Figure 4. Tranche isolée.

La tranche numéro n , de largeur b , est soumise aux forces suivantes :

- le poids propre W_n ;
- sur la face supérieure, la surcharge Q (le cas échéant) ;
- le long de la ligne de glissement les résultantes des contraintes N_n, T_n ;
- sur la face latérale gauche, la force (X_{n-1}, Z_{n-1}) que la tranche de rang $n-1$ exerce sur la tranche n ;
- sur la face latérale droite la force (X_{n+1}, Z_{n+1}) que la tranche de rang $n+1$ exerce sur la tranche n .

Les deux équations de projection des forces agissant sur la tranche n s'écrivent :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\sigma \cdot b}{\cos \alpha} + (W + \Delta Z) \cos \alpha - \Delta X \sin \alpha = 0 \\ \frac{1}{F} (c + \sigma \cdot \tan \varphi) \frac{b}{\cos \alpha} - (W + \Delta Z) \sin \alpha - \Delta X \cos \alpha = 0 \end{array} \right\}_n$$

L'équation du moment par rapport à O de toutes les tranches fournit :

$$F = \frac{\sum_n (c_n + \sigma_n \cdot \tan \varphi_n) b / \cos \alpha_n}{\sum_n W_n \sin \alpha_n}$$

Il manque à ce stade une relation entre ΔX et ΔZ , par exemple, pour connaître la valeur de F . Les diverses méthodes de calcul diffèrent par la nature de cette hypothèse arbitraire.

- La méthode de Fellénus (1927), appliquée à l'origine aux surfaces de rupture circulaires pose comme hypothèse $\Delta X = \Delta Z = 0$, ce qui conduit à :

$$F = \frac{\sum_n [c_n + (W_n \cos^2 \alpha_n \cdot \sigma_n \tan \varphi_n)]}{\sum_n W_n \sin \alpha_n}$$

- La méthode de Bishop (1954) a été développée pour satisfaire au fait que dans la méthode précédente une seule condition d'équilibre du massif est satisfaite ce qui peut amener à des conclusions erronées. L'hypothèse de Bishop, $\Delta Z = 0$, conduit à :

$$F = \frac{\sum_n [c_n + (W_n \cos^2 \alpha_n \cdot \sigma_n \tan \varphi_n)] \frac{1}{\cos \alpha_n (1 + \tan \alpha_n \tan \varphi_n / F)}}{\sum_n W_n \sin \alpha_n}$$

Cette dernière formulation fournit une expression implicite de F dont la valeur s'obtient par itérations, la valeur initiale F_0 étant obtenue par la méthode de Fellénus.

1.3.2. Méthodes des perturbations

La méthode des perturbations (Raulin, Rouques, Toubol, 1974), formule une hypothèse sur la valeur de la contrainte normale :

$$\sigma_{pert} = \sigma_{Fel} \cdot (\lambda + \mu \cdot \tan^m \alpha) \text{ avec } \sigma_{Fel} = \gamma \cdot h \cdot \cos^2 \alpha$$

où : σ_{Fel} est la contrainte normale à la courbe de rupture calculée par la méthode de Fellénus ;

λ et μ sont deux paramètres, sans dimensions, calculés par le programme en même temps que F ;

$m = 1$ ou 2 au choix, suivant l'influence que l'on veut accorder à l'angle α .

Le facteur, $\lambda + \mu \cdot \tan^m \alpha$, est le facteur de perturbation.

La méthode permet de tester l'équilibre des forces en faisant légèrement varier un membre de l'équation et en observant si on se trouve sur la partie convexe ou concave du potentiel énergétique (équilibre stable ou instable). Les équations d'équilibre aboutissent à un système linéaire en λ et μ qui n'admet une solution non triviale que si son déterminant est non nul. Ce déterminant conduit à une équation du troisième degré en F dont la solution la plus grande est retenue.

Le modélisateur peut imposer une ligne de rupture quelconque. Les calculs sont effectués par ordinateur de manière systématique et rapide, ce qui permet une recherche de la ligne de rupture par exploration de toutes celles qui sont envisageables. On peut ainsi rapidement tester l'influence de la variation des différents paramètres sur la stabilité du manteau neigeux, la densité, la cohésion et l'épaisseur des couches par exemple ; le paragraphe suivant traite de ce point.

1.4. Exemples d'application (profil de pente simple, trois couches)

1.4.1. Description de la pente et du manteau neigeux

On considère ici une pente régulière à 45°, de longueur 10 m. Le manteau neigeux est composé de trois couches dont les caractéristiques principales sont répertoriées dans le tableau I.

Tableau I. Caractéristiques des couches modélisées.

	Nature	Angle de frottement	Masse volumique (kg/m ³)	Épaisseur (m)	Cisaillement (kPa)
Couche supérieure	Neige fraîche à légèrement transformée	10°	50 à 200	0,50 à 1	0,2 à 3
Couche intermédiaire	Grains fins anciens	10°	300 à 400	0,1 à 0,4	5 à 15
Couche inférieure	Gobelets	10°	250 à 350	0,2 à 1	0,5 à 3

La figure 5 présente la géométrie de la pente avec les nœuds et numéros de segments. La modélisation a été faite par le logiciel Talren (Talren 97). Il permet entre autres d'utiliser la méthode des perturbations et de choisir la ligne de rupture.

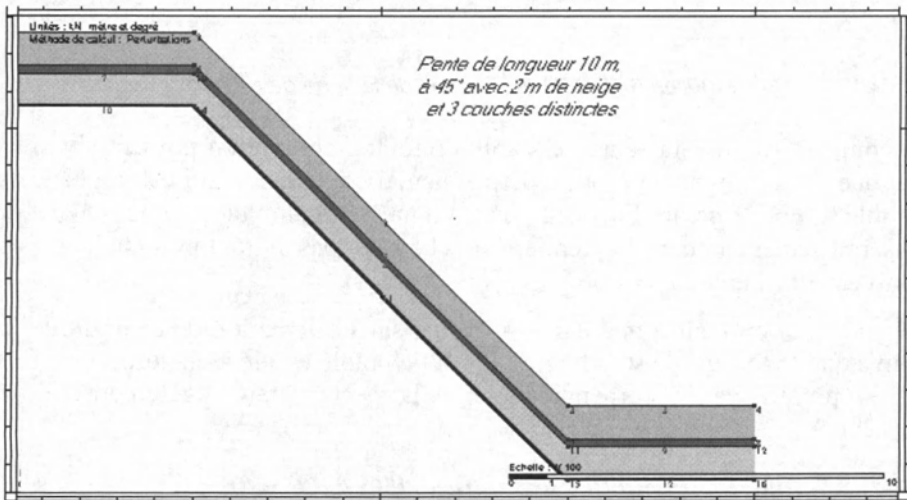
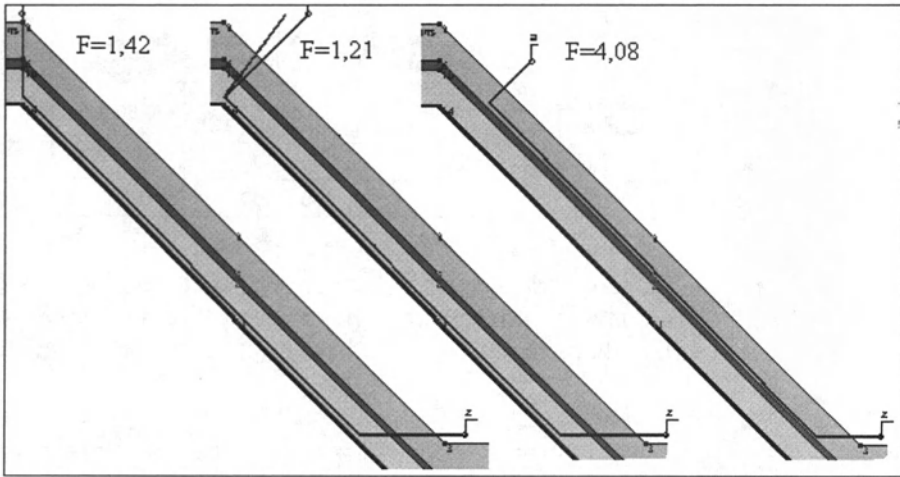


Figure 5. Profil général de la pente et caractéristiques des couches.

1.4.2. Recherche de la forme de la ligne de rupture

Trois profils de rupture ont été comparés ici :

- dans les deux premiers cas la ligne de rupture traverse la couche résistante pour passer dans les gobelets. Seule différence, on remarquera que la première droite de la ligne de rupture est verticale sur la figure 6 et perpendiculaire à la pente sur la figure 7 ;
- le troisième cas fait l'hypothèse d'une ligne qui resterait dans la neige fraîche, figure 7 bis.



Figures 6, 7 et 7 bis. Formes de la ligne de rupture.

La comparaison des facteurs de stabilité montre, comme on pouvait s'y attendre, que c'est la ligne de rupture perpendiculaire à la pente qui est la plus défavorable, $F = 1,21$ contre $F = 1,42$ pour la ligne verticale ; tandis que la ligne qui passerait seulement dans la première couche n'est pas du tout préjudiciable pour ce niveau de charge : $F = 4,08$.

Cependant si on réalise une étude plus fine sur l'orientation de cette droite, on trouve que le facteur de stabilité le plus défavorable est lié à une droite intermédiaire, proche de la perpendiculaire à la pente, mais légèrement relevée ($F = 1,19$).

1.4.3. Exemples d'influence des paramètres épaisseur, cohésion et densité

Plusieurs cas ont été traités ici. On part de la pente précédente avec une première droite de la ligne de rupture perpendiculaire à la pente (se reporter à la figure 5 pour la géométrie). Les valeurs mécaniques du tableau II ont été mesu-

rées durant l'année 1998-1999 à La Plagne de la manière précisée dans la deuxième partie ; ces valeurs sont compatibles avec celles indiquées notamment pour la résistance au cisaillement en fonction de la densité dans la revue sur l'état des connaissances en mécanique de la neige (Lewis *et al.*, 1997).

Le tableau II illustre l'influence des paramètres de cohésion et d'épaisseur sur la stabilité de la pente à travers le coefficient de sécurité F.

Tableau II. Simulations et coefficients de sécurité résultants.

	Cas 0	Cas 1	Cas 2	Cas 3	Cas 4	Cas 5	Cas 6	Cas 7	Cas 8
Couche supérieure	0,9 m 1 kPa 80 kg/m ³ 10°	-	-	200 kg/m ³ 3 kPa	-	1,9 m	-	-	-
Couche intermédiaire	0,2 m 10 kPa 350 kg/m ³ 10°	5 kPa	20 kPa	-	-	-	0,4 m	0,4 m	0,4 m 30 kPa
Couche inférieure	0,9 m 1 kPa 300 kg/m ³ 10°	-	-	-	0 kPa	-	-	0 kPa	0 kPa
F	1,21	1,09	1,43	1,15	0,85	1,18	1,21	0,7	1,35

Remarques :

- La couche intermédiaire joue un rôle important dans la stabilité du manteau neigeux, puisqu'elle permet d'isoler la couche de faible résistance si son épaisseur et ses caractéristiques mécaniques sont suffisantes.
- Le cas d'une surcharge par augmentation de la densité de la couche supérieure a aussi été simulé. Le coefficient de sécurité chute rapidement ; dans la réalité c'est ce qui se passe lors d'une chute de neige légère suivie d'une période de redoux qui humidifie la couche fraîche et surcharge les couches inférieures.

1.4.4. Critiques du modèle précédent

La première critique concerne l'échelle adoptée pour la pente. En effet, la disproportion de taille entre l'épaisseur du manteau neigeux et la topographie du terrain est frappante. Si on voulait respecter les proportions, il faudrait modéliser la pente comme sur la figure 8. On remarque pourtant que l'agrandissement d'une portion de la pente se rapproche fortement du premier modèle. Or qu'en est-il dans la réalité ?

Il est physiquement impossible d'observer une ligne de rupture qui coure sur des centaines de mètres dans le sens longitudinal de la pente. Ceci est dû à l'irrégularité du relief, aux hétérogénéités locales (blocs, végétation, etc.) et à la variabilité de l'épaisseur des couches du manteau neigeux et de leurs caractéristiques. Il se développe au sein de la pente des glissements successifs emboîtés, lors desquels chaque plaque vient surcharger la suivante et provoquer son instabilité (cf. Fig. 9).

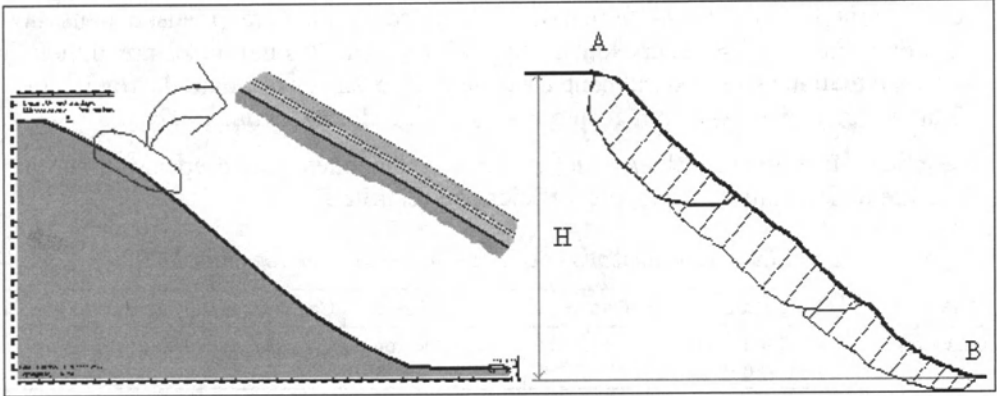


Figure 8. Profil réel.

Figure 9. Glissements successifs emboîtés.

On s'aperçoit qu'il est possible de relier les résultats théoriques à l'observation et ceci de manière réaliste. Pourtant, on pourra espérer un modèle plus complet notamment en trois dimensions pour intégrer l'influence du relief, des attaches latérales, la variabilité des paramètres et de l'épaisseur des couches.

Cette première partie a permis de mettre en évidence que l'étude de la stabilité du manteau neigeux doit être conduite en déterminant localement, c'est-à-dire dans chaque pente étudiée, les paramètres tels que la cohésion, la densité et l'épaisseur des couches.

Nous allons par la suite nous intéresser à la prise de mesure et à leur traitement.

2. MESURES NIVOLOGIQUES

Ces mesures sont effectuées tout au long de la saison par les pisteurs formés à la nivologie ainsi que par les prévisionnistes des centres départementaux de la Météorologie ; elles servent essentiellement à la Prévision du risque d'avalanches, mais aussi à l'étude de l'enneigement et des ressources hydrologiques. Cependant, elles ne peuvent se faire que lorsque les sites sont accessibles et ne permettent, dans l'état actuel, qu'une prévision globale par massif.

On rappellera rapidement comment est réalisé un profil stratigraphique, puis on détaillera le sondage par battage.

2.1. Ouverture du manteau neigeux

L'ouverture du manteau neigeux permet d'évaluer certaines caractéristiques des différentes strates constituant le manteau (cf. bibliographie CEN). Avant de

commencer l'ouverture, on note le numéro de site ou ses caractéristiques puis quelques données météorologiques ainsi que les températures de l'air et de surface. On réalise aussi un sondage par battage (cf. § 2.2.).

Dans un premier temps on dessine le profil stratigraphique en repérant les couches, chaque couche est alors étudiée et on détermine :

- la forme et le diamètre des grains grâce à une loupe ;
- la dureté de la couche, appréciée selon la facilité à enfoncer le poing (dureté 1), les quatre doigts (2), un doigt (3), le crayon (4), le couteau (5) ;
- la densité, mesurée par carottage puis à l'aide d'un peson ;
- l'humidité quand elle peut être mesurée avec un appareil de mesure de la teneur en eau liquide ou appréciée qualitativement par la facilité à former une boule de neige : elle est dite sèche quand la boule est impossible à faire, peu humide si c'est possible, humide si la main est mouillée, mouillée si l'eau ruisselle entre les doigts et très mouillée si on constate la présence d'eau à l'œil nu ;
- la température, relevée tous les cinq centimètres près de la surface puis tous les dix centimètres ensuite, afin d'apprécier le gradient de température et un point d'inflexion éventuel dans la courbe de température.

Les profils obtenus sont présentés par des logiciels comme GELINIV (Dumas et Bolognesi, 1994) et stockés dans des bases de données ; un exemple de profil est proposé à la figure 10.

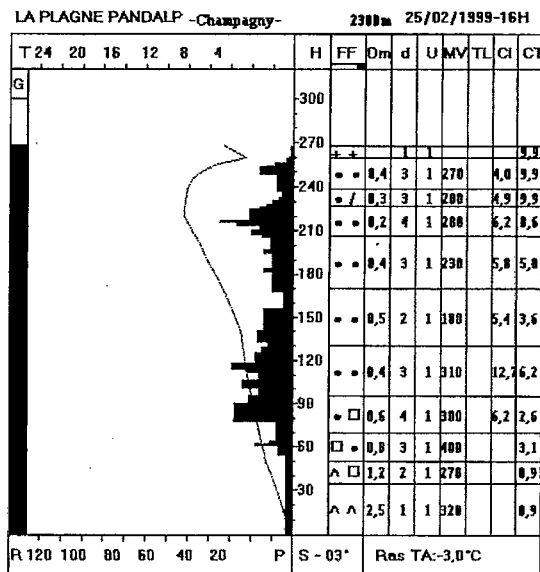


Figure 10. Profil stratigraphique présenté par le logiciel GELINIV.

2.2. Sondage par battage

Il permet de connaître la résistance de pointe q_d de la neige ; on trace ainsi un profil de la résistance en fonction de la profondeur.

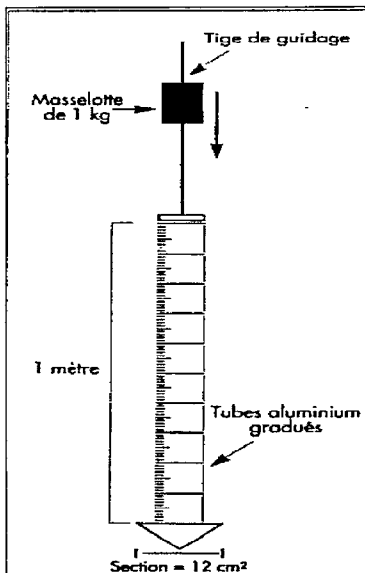
2.2.1. Sonde classique

Le sondage par battage est réalisé à l'aide de tubes en aluminium au-dessus desquels on lâche un poids mobile de 1 kg. Le lâcher peut s'effectuer jusqu'à 60 cm de hauteur (Haefeli, 1951). On transmet donc une énergie potentielle aux tubes et on peut alors calculer la portance de la neige à partir de la formule de Hollandais en faisant l'hypothèse que la neige est un matériau plastique parfait :

$$q_d = \frac{1}{A} \left[\frac{Mgh}{e} \frac{m + \varepsilon^2 m'}{m + m'} \right] \quad \text{Formule des Hollandais}$$

- A : la section de la pointe ;
- m : la masse frappante ;
- m' : la masse morte entraînée ;
- g : l'accélération de la pesanteur ;
- h : la hauteur de chute ;
- e : l'enfoncement par coup ;
- ε : le coefficient de restitution de Newton.

Pour la sonde Haefeli la formule utilisée correspond à :



$$q_d = \frac{P.h.n}{d} + q.Q + P$$

- q_d : la résistance à l'enfoncement
- P : le poids mobile (1 kilogramme)
- Q : le poids d'un tube
- n : le nombre de coups
- h : la hauteur de chute en centimètre
- d : l'enfoncement pour n coups en centimètre
- q : le nombre de tiges

Remarque :

Ici q_d est en kgf, on retrouve q_d en MPa en divisant par 120 (avec $A = 12 \text{ cm}^2$ qui est la section classique pour les sondes de neige).

Figure 11. Principe de la sonde Haefeli.

2.2.2. Pandalp

Le *Pandalp* (pénétromètre dynamique portable autonome et automatisé) (Gourvès, 1991) est né d'un projet réunissant l'université Blaise-Pascal et une entreprise privée soutenue par le ministère de la Recherche. Destiné au contrôle du compactage des sols de barrages ou de remblais routiers, il a été adapté, à la demande du CEN (Centre d'étude de la neige) au matériau neige essentiellement en utilisant la même sonde (pointe et tiges) que celle de Haefeli et en fabriquant les éléments de la tête en polymères afin d'alléger l'ensemble. L'appareillage a été utilisé avec succès durant cinq hivers dans les stations d'Avoriaz, de La Plagne, en Suisse et en Italie.

Il permet, entre autre, de déterminer les profils stratigraphiques du manteau neigeux suivant les principes de la sonde Haefeli (ou Rammsonde). Ces essais *in situ* de résistance à la pénétration sont essentiels à la connaissance du manteau neigeux et de son évolution ; ils interviennent dans la prévision des avalanches ainsi qu'en recherche. De plus, le *Pandalp* peut également être équipé d'une sonde de température qui permet d'associer les profils mécaniques aux profils de température.

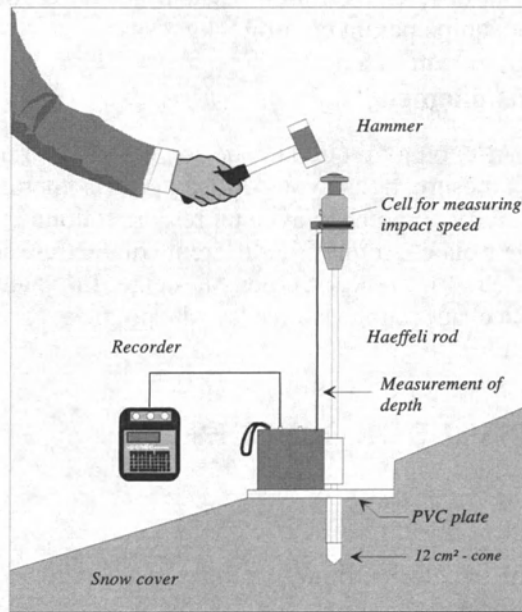


Figure 12. Principe de fonctionnement du Pandalp.

Le coffret enrouleur codeur possède une roue dentée, la courroie qui s'en échappe est fixée à la tête ; fonctionnant grâce au boîtier électronique, il fournit à celui-ci l'enfoncement du train de tiges. On frappe le piston avec un marteau

de masse M donnée. Celui-ci coulisse dans la tête qui est emmanchée sur le train de tiges et passe devant deux cellules noyées dans la tête. Les cellules sont distantes d'une longueur fixe l , et activées grâce à l'aimant par effet Hall. Elles sont reliées au boîtier électronique qui mesure le temps t de passage du piston.

La formule de battage est obtenue en remplaçant l'énergie potentielle par l'énergie cinétique E_c apportée au train de tige : $E_c = \frac{1}{2} Mv^2$.

Le *Pandalp* apporte une saisie automatique des données et il est d'une grande précision, car il permet de déceler des couches de l'ordre de 1 cm. Dans une neige dont la résistance est supérieure à 2 kgf, la précision est de 0,5 mm ; entre 1 et 2 kgf, elle passe à 2 cm ; tandis que pour des neiges de résistance inférieure à 1 kgf, la mesure est impossible du fait même du poids des barres.

On a raisonné ici sur des couches isolées, mais une couche de faible résistance prisonnière de couches plus consolidées sera détectée si elle a une épaisseur supérieure à 1 cm. La mesure de résistance est fiable, car elle ne dépend plus de l'utilisateur comme pour la sonde Haefeli pour laquelle les lâchers de mouton sont plus ou moins précis, car la répétition du mouvement est astreignante et les hauteurs choisies sont différentes d'un utilisateur à l'autre ; de plus le *Pandalp* est léger, le sac tout équipé pesant environ 8 kg.

2.3. Mesure du cisaillement

Dans la première partie, on a vu que la cohésion était un paramètre essentiel de notre étude. Pour sa mesure, nous avons utilisé un scissomètre à couronnes. Cet appareil est constitué d'une poignée avec un ressort étalonné, un curseur et une bague graduée et de trois couronnes de différents diamètres, adaptées à la large plage de cohésions que l'on rencontre dans la neige. La valeur du cisaillement est directement reliée au couple exercé sur la poignée (Costet et Sanglerat, 1983).

3. RECONNAISSANCE DE COUCHES

3.1. Préambule

L'examen du profil pénétrométrique obtenu par le *Pandalp* montre qu'il est possible d'en déduire une première stratigraphie des couches. On exposera ici trois méthodes (Duchamps, 1988). Pour chacune d'entre elles il faut répondre aux questions suivantes : Quelle est la précision de l'appareil et quel est le but visé ? On a déjà répondu à la première ; le but visé, lui est multiple. La reconnaissance de couche doit nous permettre de retrouver la stratigraphie du man-

teau neigeux en vue du calcul de stabilité, mais aussi d'identifier les couches avec l'épisode météorologique qui les a engendrées.

3.2. Méthode statistique

On fait tout d'abord l'hypothèse d'homogénéité. Deux échantillons sont homogènes s'ils sont statistiquement les mêmes en termes de moyenne et de variance. Le manteau neigeux est divisé en N couches d'épaisseurs égales (paramètre à choisir en entrée dans le programme). Un test statistique de Student est effectué sur la valeur du gradient de la résistance de pointe. Il correspond au risque statistique ϵ ; ce risque est à choisir en entrée et conditionne la dureté du test. Chaque couple de couches élémentaires est ainsi testé et soit les couches sont rassemblées, soit elles sont séparées ; le programme poursuit le test de manière récurrente (Dumouset, 1995). Nous avons appliqué ce programme au sondage présenté figure 13, avec le profil stratigraphique correspondant.

3.2.1. Choix d'une épaisseur minimale

La stratigraphie correspondant au sondage montre que quinze couches ont été repérées, dont aucune n'est inférieure à 3 cm d'épaisseur. Le choix d'une épaisseur minimale de 3 cm paraît donc justifié.

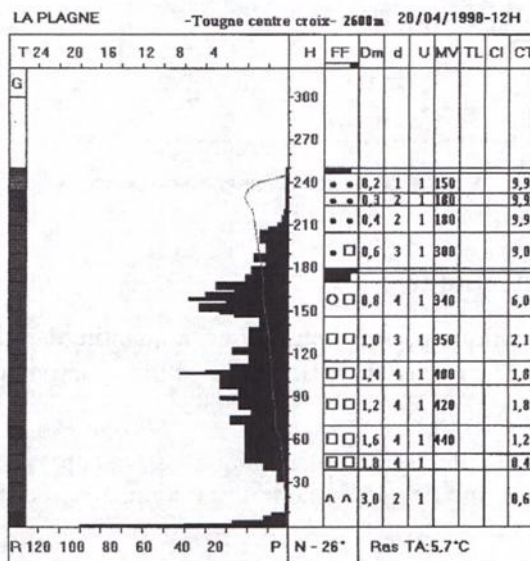


Figure 13. Sondage Pandalp et stratigraphie.

3.2.2. Risque statistique

Plusieurs valeurs de ε ont été testées, la figure 14 montre quelques résultats. L'homogénéisation des couches du sondage « découpé » avec un risque de 30 % est proche de la stratigraphie. C'est le meilleur compromis entre une bonne lisibilité du profil et une précision suffisante.

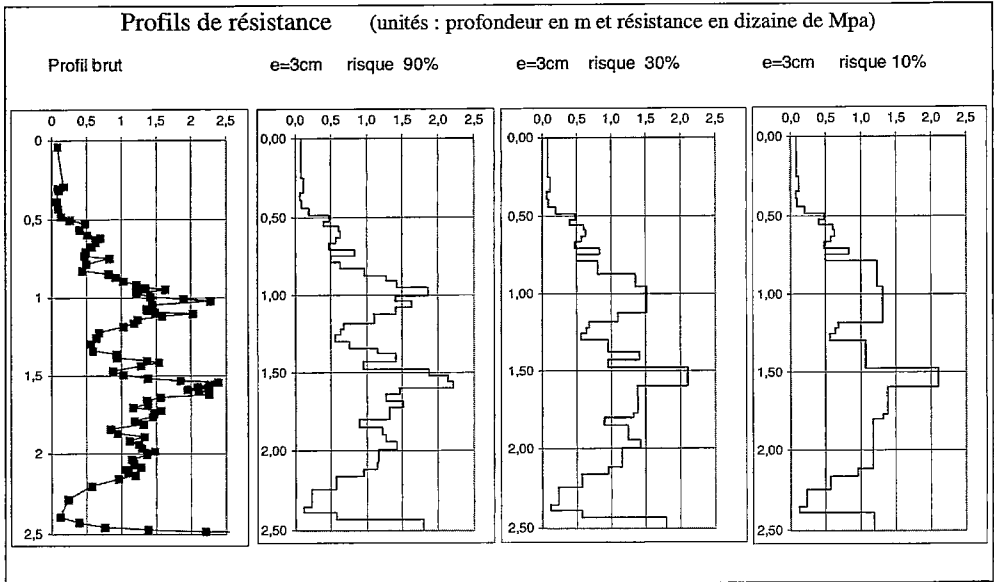


Figure 14. Reconnaissance de couches.

3.3. Méthode entropique

L'entropie mathématique permet de mesurer la quantité de chaos d'une courbe plane : $H = \ln(2L/C)$ avec L la longueur d'une courbe, C la longueur de l'enveloppe convexe de la courbe.

J.-M. Duchamps (cf. bibliographie) applique ce concept aux diagraphies instantanées en définissant l'entropie comme la somme des différences entre les valeurs successives de l'enregistrement :

$$H = \sum_i^n |q_{d_{i+1}} - q_{d_i}|$$

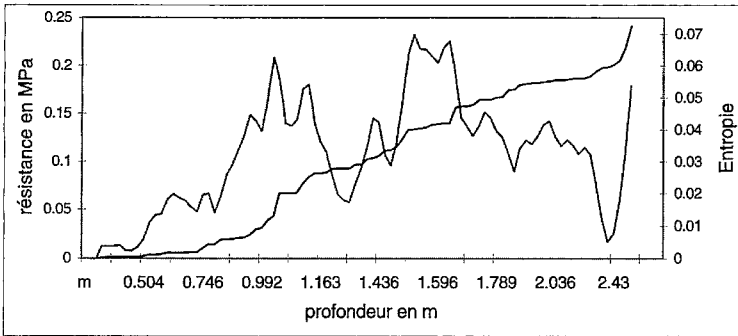


Figure 15. Sondage et courbe entropique.

La figure 15 montre un exemple de d'entropie (courbe noire), à partir du profil pénétrométrique. Chaque palier correspond à une résistance constante ; en conséquence, le changement de pente nous indique un changement de résistance.

4. APPROCHE VARIABILISTE

4.1. Nécessité d'une approche tridimensionnelle du calcul à la rupture

Le calcul précédent à deux dimensions apporte des informations intéressantes sur les valeurs mécaniques conduisant à la rupture, mais c'est un cas d'école et si on veut affiner la prévision du risque d'avalanche il faudra prendre en compte :

- la complexité géométrique de la pente étudiée ;
- la variabilité des paramètres mécaniques du manteau neigeux ;

c'est-à-dire qu'il faudra passer à l'élaboration de modèles à trois dimensions (Schillinger *et al.*, 1998).

Nous nous intéresserons ici uniquement au deuxième point ; pour ce faire, on procédera à une présentation générale de la géostatistique avant de passer à l'analyse structurale.

Il est connu que le matériau neige est variable à la fois dans l'espace et dans le temps. Les raisons en sont multiples, on peut citer :

- le mode de déposition de la neige qui est très dépendant de la pente, de l'état thermodynamique de l'atmosphère, du vent ;
- la rapidité des transformations thermodynamiques et mécaniques qui modifient rapidement et de manière non uniforme les caractéristiques du manteau neigeux ;
- l'influence du vent sur la neige déjà déposée (abrasion ou dépôt).

4.2. La géostatistique

Le terme de géostatistique désigne l'emploi de la statistique dans l'étude des phénomènes géologiques. La première application était consacrée à l'estimation de la teneur en minerai ; on disposait d'informations comme la quantité de métal avec sa position, le but étant de connaître la répartition de métal dans l'espace (Matheron, 1963 ; Journel, 1975). Depuis, les applications se sont multipliées jusqu'à s'intéresser aux problèmes de stabilité de pente (Deplagne *et al.*, 1993 ; Bacconnet *et al.*, 1996).

4.2.1. Définitions

La variable régionalisée désigne une fonction de l'espace dont la valeur varie d'un point à un autre de l'espace avec une certaine apparence de continuité, sans qu'il soit possible en général d'en représenter la variation par une loi mathématique extrapolable.

4.2.2. Introduction aux variogrammes

On comprend bien que la définition de la variable régionalisée nous conduit à supputer l'existence de quelque chose d'intrinsèque, ou d'indépendant du lieu, dans la variabilité d'une fonction $f(x)$ régionalisée. En d'autres termes, son aspect aléatoire doit pouvoir se caractériser par des paramètres constants ou récurrents dans toute la pente.

Cette constance est due à des phénomènes physiques, à la géométrie de la pente, au mode de déposition en couches successives. On retrouve par exemple dans la structure de variabilité du loess les différents épisodes climatiques qui ont conduit à des dépôts d'épaisseurs différentes et d'états de consolidation divers. On comprend mieux l'utilité de la géostatistique devant le coût des forages pour optimiser une campagne de forage ou dans les mines pour estimer la répartition spatiale en minerai.

Mathématiquement, c'est une notion nouvelle, le variogramme, qui va préciser cette sensation de répartition spatiale d'une variable régionalisée (Matheron, 1963).

Si on dispose de N' paires correspondant au pas h ; l'expression du variogramme expérimental pour le pas h est :

$$2 \gamma(h) = \frac{1}{N'} \sum_{i=1}^{N'} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2$$

On remarque que le variogramme n'est autre qu'un moment d'ordre deux de la fonction aléatoire $Z(x)$; cette fonction est la réalisation des valeurs de la résistance de pointe ou de l'épaisseur d'une couche.

4.3. Conception d'une croix de sondage

Le variogramme est plus facile à interpréter si les mesures qui ont permis de le déterminer répondent à certaines conditions.

On peut étudier l'influence de la géométrie de l'information, de la structure du phénomène et de la loi statistique sur la variance d'estimation du variogramme (Bourgine et Niandou, 1993). Les résultats quant à la géométrie du relevé montrent que des configurations à plusieurs petites croix ne sont pas meilleures que la configuration classique à une croix de 30 par 30 sondages à pas constant.

Remarque :

Quelle que soit la croix, les écarts types relatifs d'estimation sont de l'ordre de 35 % à la distance 1/4 avec ce nombre de sondages ; on peut obtenir un gain de 30 % en doublant le nombre de sondages.

4.4. Exemples d'applications : Site du Tougne, La Plagne

4.4.1. Dispositif expérimental

L'expérience a consisté à faire dans la même journée des essais de pénétration sur un profil en croix à des distances équiréparties. Après le dernier essai, une ouverture a été pratiquée au centre de la croix.

Le pas entre deux essais sur la branche horizontale et sur la branche verticale a été pris égal à 1 mètre ; le nombre de mesures est de trente sondages dans le sens de la pente et de vingt dans le sens transversal. Deux opérateurs ont réalisé ces mesures deux années consécutives (Pellez, 1997 ; Burlet, 1998).

4.4.2. Justifications des hypothèses

Les hypothèses faites sont les suivantes :

1) Non-perturbation mutuelle des mesures ; des observations précédentes ont montré que le cylindre remanié par l'essai Pandalp a un diamètre de vingt à trente centimètres (Zhou, 1997). Le pas de calcul (diamètre d'un mètre) est donc assez grand. Par ailleurs, le sens de progression retenu (de bas en haut puis de gauche à droite) a évité aux opérateurs de perturber par leurs pas les mesures ;

2) Neige non remaniée ; la pente retenue n'est pas entretenue et difficilement accessible même en hors piste elle reste donc vierge toute la saison ;

3) Indépendance des conditions ; les mesures ont été faites en une seule journée sur un versant à l'ombre. Les variations de température n'affectent que faiblement la couche supérieure ;

4) Nombre de mesures (cf. § 4.3).

4.4.3. Dépouillement des données

La décomposition en couches a été faite suivant la méthode statistique ; après plusieurs essais de couples seuil statistique - épaisseur minimale, puis la comparaison avec la stratigraphie obtenue par ouverture, il s'est avéré qu'une épaisseur de 3 cm et un risque de 30 % donnent une stratigraphie compatible.

4.4.4. Résultats obtenus

À partir des pénétrogrammes obtenus en chaque point de la croix nous avons tracé les profils d'épaisseur de couches. Deux paramètres ont ensuite été testés, l'épaisseur des couches et la résistance moyenne par couche. Les épaisseurs des couches ont été compilées et reportées sur le graphique de la figure 16.

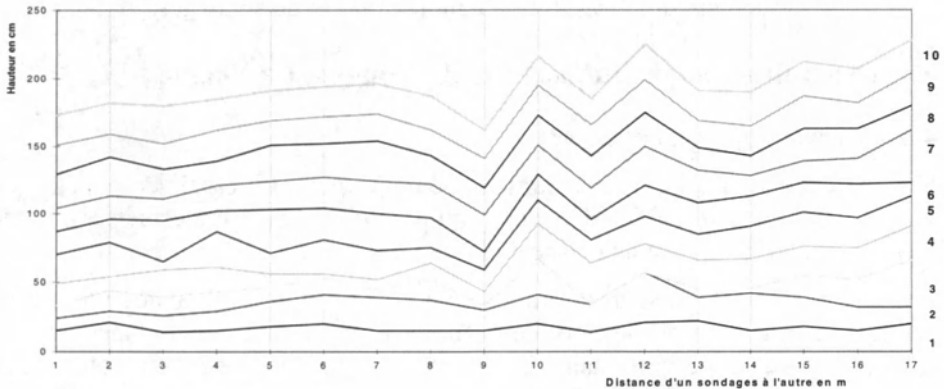


Figure 16. Épaisseur cumulée de dix couches.

On peut remarquer une grande homogénéité sur les sept premiers mètres, seule la hauteur totale croît régulièrement ; par contre entre 8 et 13 m, on observe une zone perturbée, tandis que la croûte de regel à 50 cm disparaît (couche 3). Par la suite on retrouve une certaine régularité. La partie perturbée correspond à une zone de transition entre plaques d'accumulation et d'abrasion (dunes) dues au transport par le vent ; il a été possible d'identifier, par rapport aux relevés météorologiques de La Plagne-Centre et la sonde nivôse du glacier, ces épisodes ventés et de les relier aux couches 8 et 9, qui se sont déposées en décembre par fort vent d'ouest.

Quatre couches nous ont semblé intéressantes : 1, 4 et 10, car ces couches auraient été choisies pour une modélisation en vue d'un calcul de stabilité, et la couche 5, car elle correspond à une croûte de regel due à une humidification du manteau en début de saison. On a calculé les variogrammes de ces couches pour l'épaisseur (Fig. 17) et la résistance (Fig. 18).

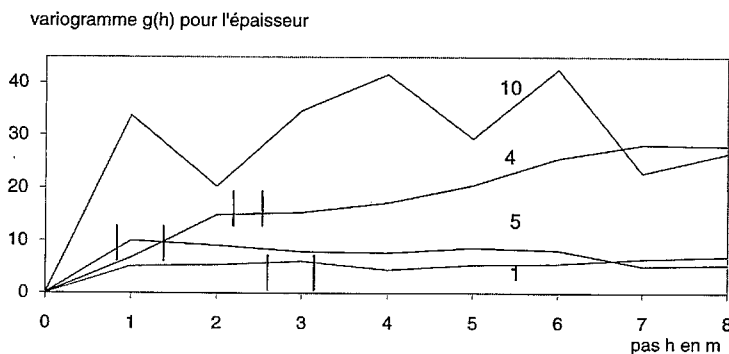


Figure 17. Variogramme de l'épaisseur de quatre couches (sens transversal).

Pour les épaisseurs, une structure régulière apparaît avec un pas de 3 à 4 m pour les couches 1 et 10, tandis que la couche 4 affiche une double structuration ; par contre la croûte n'est pas structurée dans son épaisseur, l'humidification n'a, semble-t-il, pas été uniforme.

Pour les variogrammes de q_d , la couche 1 n'a pas été testée, puisqu'on sait seulement que sa résistance est inférieure à 8 kPa (les tiges s'enfoncent toutes seules).

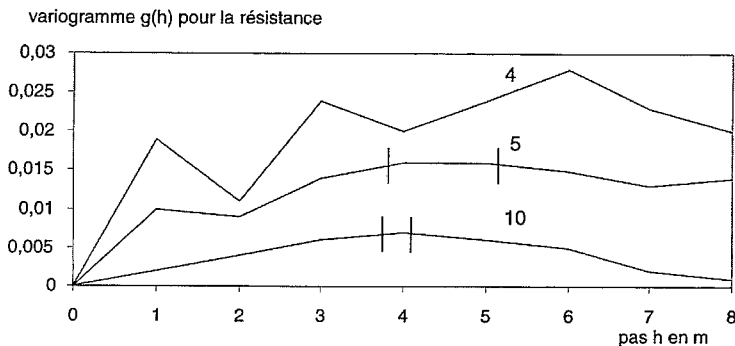


Figure 18. Variogramme de la résistance pour trois couches (sens transversal).

On observe ici encore quelque chose de structuré, à mettre en relation avec les observations faites sur le site au début du mois de mars quant à l'aspect de grandes vagues dues au vent.

4.5. Perspectives

La démarche exposée ci-dessus devrait permettre d'élaborer des « lois de variation » des paramètres q_d et épaisseur des couches. Bien sûr ces lois seraient différentes pour chaque pente et pour différents épisodes neigeux, notamment à cause de la topographie et du vent. Le savoir expert pourrait aussi aider à caler ces lois.

La seconde étape consisterait alors à corrélérer les pentes dont on veut connaître le facteur de stabilité avec les sites de relevés hebdomadaires pour faire des simulations de F et déterminer sa loi de probabilité, ceci grâce aux informations météorologiques et nivologiques, à la structure de variabilité correspondant à la pente et aux profils stratigraphiques de relevés hebdomadaires.

5. CONCLUSION

L'amélioration de la prévision du risque des avalanches passe par une étude probabiliste de la stabilité des pentes, site par site. Du fait des observations insuffisantes en qualité et en quantité, le travail consiste en une simulation probabiliste du manteau neigeux (épaisseur et nature des couches, résistance au cisaillement, densité). Cette simulation est rendue possible, d'une part, par l'augmentation des capacités des modèles numériques, d'autre part, par l'enregistrement plus ou moins automatique d'un nombre de données suffisant pour alimenter le modèle probabiliste.

Les expériences menées depuis quelques années à La Plagne montrent que le couplage des mesures faites par les nivologues avec l'utilisation d'un modèle mécanique de stabilité de pente rend cette approche réaliste. Il faut évidemment disposer d'appareils de mesures fournissant l'épaisseur et les propriétés mécaniques nécessaires au calcul ; le Pandalp est tout à fait adapté à cette fonction.

BIBLIOGRAPHIE

- BACCONNET C. - BOISSIER D. - GOURVES R. - « Aide au diagnostic d'une digue en terre par pénétrométrie ». COS'96, 14^e rencontres de génie civil, Clermont-Ferrand, 1996, p. 263-270.
- BOURGINE B., NIANDOU I. - *Conception d'une croix de sondages pour une identification optimale du variogramme*, BRGM, 1993.
- BURLET J.-L. - « Comportement mécanique de la neige et variabilité ». Mémoire de DEA, LERMES/CUST, Clermont-Ferrand, 1998.
- CEN - *Pratique du sondage par battage et du profil stratigraphique*.
- COSTET J., SANGLERAT G. - *Cours pratique de mécanique des sols*, Paris, Dunod, 1983, tome 2, *Talus et digues*, p. 265-337.
- DEPLAGNE F., BACCONNET C. - « Analyse structurale d'une digue en argile ». Journée de géostatistique, Fontainebleau, 1993, p. 181-188.

- DUCHAMPS J.-M. – « Apport des techniques statistiques pour l'exploitation des diagraphies instantanées en génie civil ». Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 1988.
- DUMAS J.-L., R. BOLOGNESI – « GELINIV-NXLOG : Des outils pour la prévision locale. Une collaboration franco-suisse ». *Neige et Avalanche* n° 65, 1994, p. 2-5.
- DUMOUSSET A. – « Délimitation et caractérisation des différentes couches composant le manteau neigeux à l'aide du Pandalp ». Mémoire de DEA, LERMES/CUST Clermont-Ferrand, 1995.
- GOURVES R. - *Le Panda. Pénétromètre dynamique ultraléger à énergie variable pour la reconnaissance des sols*. CUST, Clermont-Ferrand, 1991.
- HAEFELI R. – « Neuere Entwicklungstendenzen und probleme des Lawinenverbaus im Anbruchgebiet ». Eid. Institutes für Schnee-und Lawinenforschung, *Mitteilungen* n° 9, 1951.
- JOURNAL A. - *Guide pratique de géostatistique*. École nationale supérieure de Paris, 1975.
- LEWIS H. SHAPIRO *et al.* – « Snow mechanics. Review of the state of knowledge and applications ». *CRREL*, 1997.
- MATHERON G. – *Traité de géostatistique appliquée*. Mémoires du BRGM, 1963.
- NAVARRE J.-P. – « Fluage et rhéologie de la neige ». Rhéologie des matériaux du génie civil, 25^e colloque du Groupement français de rhéologie, Grenoble, 1990, p. 377-390.
- NONVEILLER E. – The stability analysis of slopes with a slip surface of general shape. Comptes rendus du 6^e congrès international, Montréal, 1965, tome 2.
- PELLEZ J.-C. – « Validation scientifique de la sonde Pandalp avec adaptation au logiciel d'observation et estimation du manteau neigeux. Étude de la stabilité d'une pente neigeuse ». Mémoire d'ingénieur CUST, Clermont-Ferrand, 1997.
- SCHILLINGER L., DAUDON D., FLAVIGNY E. – « 3D modelisation of snow slabs stability ». 25^e Anniversary Conference, Norwegian Geotechnical Institute, 1998.
- TALREN 97 - Logiciel d'études de la stabilité des pentes, Société Terrasol.
- ZHOU S. – « Caractérisation des couches de surface à l'aide du pénétromètre léger à énergie variable type Panda ». Thèse de doctorat, LERMES, Clermont-Ferrand, 1997.

TRANSPORT DE LA NEIGE PAR LE VENT

Connaissances de base, recommandations et modélisations

Florence NAAIM-BOUVET, Mohamed NAAIM

CEMAGREF

Division Érosion torrentielle, Neige et Avalanches

2, rue de la Papeterie – BP 76

38402 Saint-Martin-d'Hères

Résumé. Le transport de la neige par le vent pose de nombreux problèmes que ce soit dans un contexte haute montagne avec la formation de corniches et de plaques à vent génératrices d'avalanches ou dans un contexte plateau avec la formation de congères sur le réseau routier.

Depuis sa création dans les années soixante-dix, la division Neige et Avalanches du Cemagref de Grenoble s'est attachée à étudier le transport de la neige par le vent et à mettre en place les dispositifs visant à réduire ses effets négatifs.

Le chapitre qui suit se veut une synthèse des différentes études menées sur le sujet tant au niveau national qu'international.

Il s'articule autour de quatre parties :

- 1) Connaissance des processus physiques ;
 - 2) Recommandations en matière d'ingénierie ;
 - 3) Modélisation physique du transport de la neige par le vent ;
 - 4) Modélisation numérique du transport de la neige par le vent ;
- et s'adresse tant à des praticiens désireux de mettre en œuvre des techniques de protection qu'à des ingénieurs et chercheurs soucieux de connaître les dernières avancées scientifiques dans le domaine.

D'après l'Organisation météorologique mondiale, 10 000 personnes sont mortes à cause de tempêtes de neige et 5 000 dans des avalanches entre 1947 et 1980. Le développement touristique en zone de montagne entraîne une fréquentation

accrue de cette dernière en période hivernale, et les usagers potentiels acceptent de moins en moins les risques de fermeture des routes ou d'accidents dus aux accumulations de neige sur certains tronçons d'itinéraire. En effet, le transport de la neige par le vent se manifeste de façons différentes selon le relief global ; on distingue, d'une part, le contexte « haute montagne » et, d'autre part, le contexte « plateau ».

Dans un contexte haute montagne, formation de corniches, plaques à vent et ablation de la neige sur les domaines skiables sont les principaux problèmes rencontrés ; en effet, au niveau d'une crête, le vent, comprimé par le relief, s'accélère. Mais sous le vent de la crête, dans la zone tourbillonnaire, il est ralenti et dépose une partie des grains transportés. Ces particules de neige s'accumulent, en formant une corniche (Fig. 1 et 2) ; celle-ci grandit au cours de l'épisode venteux. C'est la cohésion de frittage de la neige (création de ponts de glace entre les particules de neige) qui permet la formation de la corniche, qui semble surplomber l'arête.

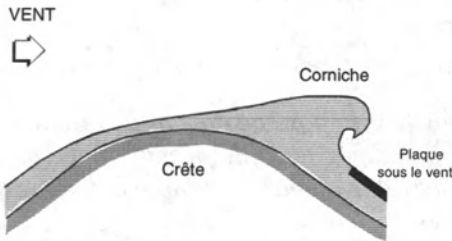


Figure 1. Principe de formation d'une corniche.

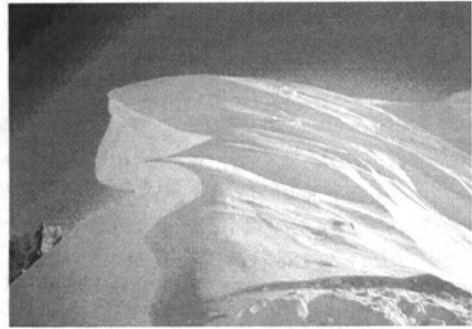


Figure 2. Corniche (photo F. Valla/Cemagref).

À cette corniche est systématiquement associée plus bas une plaque sous le vent. En effet, les grains de neige se déposent aussi dans la pente en aval. Ils se soudent entre eux par frittage en formant une plaque rigide qui ne peut plus évoluer (Fig. 1). Sa rigidité ne lui permet pas de suivre le tassement de la strate inférieure créant ainsi des zones de décollement. La plaque ne tient alors que par ses ancrages latéraux (rochers...). Des vents, dont la vitesse varie de 10 à 15 km/h, et soufflant sur de la neige fraîche et sèche, sont à l'origine de plaques à vent dangereuses. La plaque à vent est irrégulière en épaisseur : elle peut par exemple faire 3 m d'épaisseur au milieu d'une combe alors que sur les arêtes, elle n'a que 10 cm d'épaisseur. La chute éventuelle de la corniche ou le passage d'un randonneur entraîne la plupart du temps la rupture de la plaque sous le vent (Fig. 3).

Dans les zones où il est accéléré, le vent balayera la neige et la déposera dans les zones où il est ralenti. Dans les stations de ski, l'hétérogénéité du manteau neigeux se traduit par des pistes, ou des arrivées de remontées mécaniques trop peu enneigées (Fig. 4), ou, au contraire, comblées par la neige.

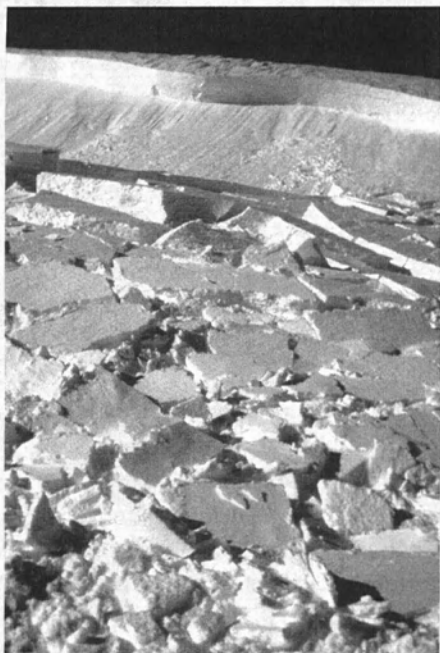


Figure 3. Cassure de plaques et avalanche de plaques (photo D. Daolio).



Figure 4. Zone d'érosion au col du lac Blanc (Alpe-d'Huez) (photo M. Roussel/Cemagref).

Dans un contexte « plateau » où le relief est peu marqué, le transport de la neige par le vent pose surtout des problèmes de circulation routière. Les problèmes les plus courants sont le manque de visibilité et surtout la formation de congères. Lors d'un épisode de transport, la concentration des particules de neige est très importante dans le premier mètre au-dessus du sol entraînant une réduction de visibilité pour l'automobiliste. Puis, lorsque le vent faiblit, il dépose une partie de la neige transportée. Cette variation de vitesse du vent est généralement provoquée par le relief ou par des obstacles. L'accumulation de neige ainsi provoquée est appelée congère (Fig. 5). D'importants problèmes de sécurité et déneigement (Fig. 6) peuvent alors se poser aux responsables de l'Équipement ou aux gestionnaires de sociétés d'autoroutes.

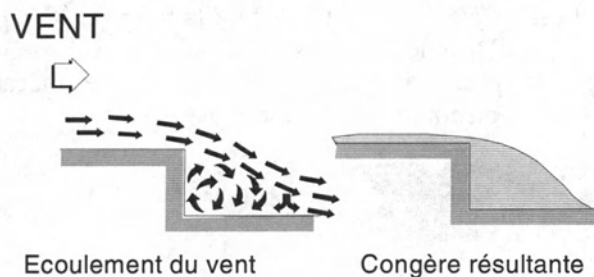


Figure 5. Principe de formation d'une congère.

Le principe de formation des congères et des corniches est identique (la neige soufflée se dépose dans les zones de décollement du fluide) ; c'est le changement de pente, plus ou moins abrupt, qui fait que corniche ou congère se forme.

Les bâtiments sont des obstacles au transport de la neige par le vent ; ils sont aussi à l'origine de la formation de congères. Citons l'exemple d'un camp en Antarctique, où l'ensemble des congères générées par les constructions ne formait plus qu'une vaste accumulation de neige de 500 mètres sur un kilomètre. Sans faire appel à des cas extrêmes, des bâtiments mal conçus (orientation, forme) ou mal protégés (absence de végétation ou, au contraire, végétation mal implantée) sont à l'origine de congères qui perturbent leur utilisation (obstruction des issues, des zones d'accès piétonnes ou routières, parkings inutilisables...) (Fig. 7).



Figure 6. Déneigement d'une route de montagne (photo C. Charlier/Cemagref).



Figure 7. Congère générée par un bâtiment (photo F. Ousset/Cemagref).

Mais la formation d'accumulation n'est pas propre aux régions enneigées. Le même phénomène se produit lors du transport de sable par le vent (Fig. 8).



Figure 8. Risque de formation d'accumulations de sable dans le Sud de la France
(photo F. Naaim/Cemagref).

La prise en compte de la formation des congères est donc une nécessité pour les différents exploitants du réseau routier. Cette prise de conscience est d'ailleurs fort ancienne puisque les premières recommandations concernant le transport de la neige par le vent ont été publiées dès la fin du siècle dernier (Fig. 9). Elles étaient destinées au personnel des chemins de fer, le problème étant sensible pour de nombreuses lignes, non seulement en France, mais aussi en Allemagne, en Russie et dans les pays scandinaves.

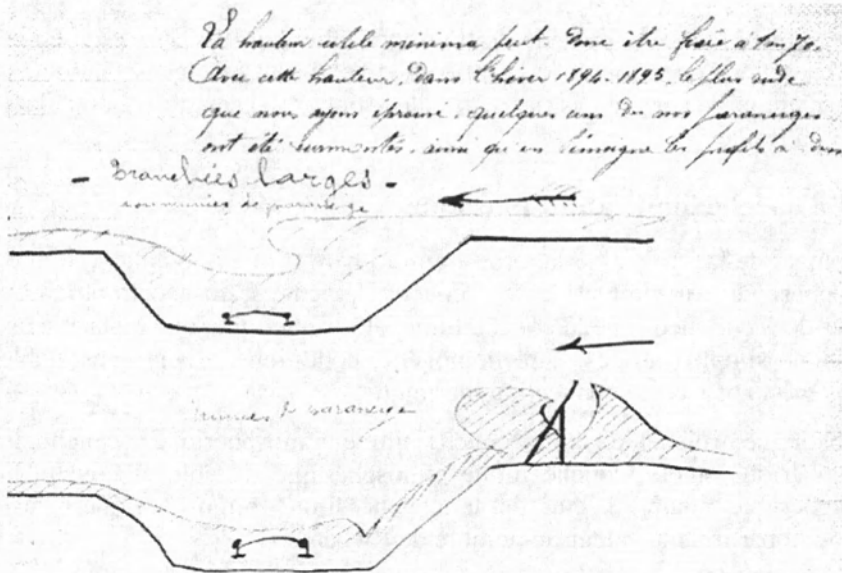


Figure 9. Extraits du rapport de M. Morard (1896)
concernant les dispositifs pare-congères.

Ainsi au siècle dernier, plantations, pare-neige et remodelage du profil en travers sont déjà utilisés. Cependant, si les théoriciens avaient réfléchi à la question, les résultats n'étaient pas toujours à la hauteur des espérances... Qu'en est-il un siècle plus tard ? D'une part, le développement des techniques expérimentales a permis d'aboutir à une meilleure connaissance des processus physiques en jeu. D'autre part, l'expérience acquise a permis de traiter avec plus de succès un nombre croissant de problèmes : on dispose désormais de règles d'ingénierie pouvant être appliquées dans des cas simples. Enfin, de nouveaux outils, comme la modélisation physique ou la modélisation numérique, sont apparus ; ils permettent une meilleure compréhension et une meilleure approche des cas jugés complexes.

Ce sont ces différents aspects qui vont maintenant être développés dans quatre sous-chapitres :

- 1) Connaissances des processus physiques ;
- 2) Recommandations en matière d'ingénierie ;
- 3) Modélisation physique du transport éolien de la neige ;
- 4) Modélisation numérique du transport éolien de la neige.

1. POUDRERIE, CHASSE-NEIGE, TRANSPORT DE NEIGE PAR LE VENT : AUTANT DE TERMES POUR UN MÊME PHÉNOMÈNE...

La première étape d'un épisode de transport éolien, qu'il s'agisse de neige, de sable ou de terres agricoles, est la mise en envol des particules par entraînement aérodynamique. Dans ce cas, les particules sont arrachées du sol sous la seule action du fluide.

1.1. La couche limite atmosphérique

Au contact de la surface de la terre, l'atmosphère forme une couche limite dite atmosphérique. Au sommet de cette couche, le vent est dit géostrophique. Pour étudier de façon théorique la couche limite atmosphérique, on se place dans des conditions simplificatrices : site homogène, conditions synoptiques stables et homogènes, absence de convection thermique.

On distingue trois états de la couche limite atmosphérique : couche limite atmosphérique stable, couche limite atmosphérique instable et couche limite atmosphérique neutre. L'état de la couche limite atmosphérique peut être identifié à partir de la valeur du nombre de Richardson :

$$R_i = \frac{g(\theta_2 - \theta_1)(z_2 - z_1)}{\theta(\bar{u}_2 - \bar{u}_1)^2} \quad (1)$$

où : g est l'accélération de la gravité (m/s^2) ;

z_1 et z_2 sont les hauteurs (m) avec $z_2 > z_1$;

θ_1 et θ_2 sont les températures potentielles ($^{\circ}K$) ;

\bar{u}_1 et \bar{u}_2 sont les vitesses moyennes de vent (m/s) respectivement à z_1 et z_2 .

La température potentielle est définie comme :

$$\theta = T_z + \frac{gz}{C_p} \quad (2)$$

où : T_z est la température de l'atmosphère ($^{\circ}K$) à l'altitude z ;

C_p est la chaleur spécifique à pression constante de l'atmosphère.

$R_i = 0$: l'atmosphère est thermiquement neutre ;

$R_i > 0$: l'atmosphère est thermiquement stable ;

$R_i < 0$: l'atmosphère est thermiquement instable.

- *La couche limite atmosphérique est stable* : dans ce cas la température de surface est inférieure à celle de l'air situé immédiatement au dessus. Le flux de chaleur est dirigé vers le bas. Les forces de flottabilité tendent à orienter l'écoulement vers le sol. Ainsi les polluants auront tendance à stagner sur leur lieu de production. Ce type de couche limite atmosphérique, complexe et encore mal connu, se rencontre fréquemment durant la nuit.

- *La couche limite atmosphérique est instable* : dans ce cas la température de surface est supérieure à celle de l'air situé immédiatement au-dessus. Le flux de chaleur est dirigé vers le haut. Il règne donc au sein de la couche limite une turbulence intense (production thermique de la turbulence). La couche limite atmosphérique instable qui est relativement bien connue, se rencontre fréquemment dans le courant de la journée.

- *La couche limite atmosphérique est neutre* : dans ce cas la température de surface est égale à celle de l'air situé immédiatement au dessus. Le flux de chaleur est nul. Le véritable cas neutre (température potentielle moyenne uniforme sur l'épaisseur de la couche limite, turbulence d'origine dynamique) est relativement rare dans la nature (sur la mer où les variations de température de surface sont peu marquées ou en présence d'une couverture nuageuse uniforme ou persistante).

La surface terrestre peut être considérée comme une paroi complètement rugueuse. Pour une atmosphère neutre, la vitesse moyenne à l'intérieur de la couche limite varie donc avec l'altitude suivant une loi logarithmique (Cousteix, 1989).

$$\bar{u}(z) = 5,75 u_* \log\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{ou encore } \bar{u}(z) = \frac{u_*}{K} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)) \quad \text{avec } u_* = \sqrt{\frac{\tau_p}{\rho}} \quad (3)$$

où : $\bar{u}(z)$ est la vitesse moyenne (m/s) à la hauteur z (m) ;

- u_* est la vitesse de frottement (m/s) ;
- z_0 est la longueur de rugosité (m) ;
- τ_p est la contrainte moyenne (N/m²) exercée par le fluide sur la surface ;
- ρ est la masse volumique du fluide (kg/m³) ;
- K est la constante de von Karman (= 0,41).

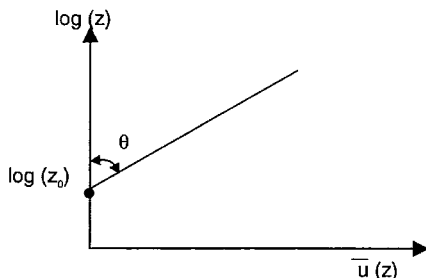


Figure 10. Profil de vitesse du vent.

Les études effectuées par Guyot (Guyot, 1986) ont montré que même si la neutralité thermique n'était pas respectée, la loi logarithmique était applicable jusqu'à une hauteur de 3 m au-dessus du sol.

1.1.1. La longueur de rugosité z_0

On trouvera dans le tableau suivant (Tableau I) quelques exemples de valeurs de z_0 ; z_0 ne correspond pas directement à la hauteur des obstacles.

Tableau I. Exemples de valeurs de z_0 .

Nature du terrain	z_0 en cm
Glace	10^{-3} à $3 \cdot 10^{-3}$
Sable	10^{-2} à 10^{-1}
Herbe rase	1 à 4
Herbe haute	4 à 10
Forêt	20 à 90
Habitat bas	100 à 200
Ville	100 à 400

Certaines surfaces déformables voient leur rugosité modifiée par la valeur de u_* ; c'est le cas pour les étendues d'herbes hautes et la mer. Pour la mer, on préconise par exemple des lois de la forme :

$$z_0 = b \frac{u_*^2}{g} \tag{4}$$

où : g est l'accélération de la gravité (m/s²) ;

u_* est la vitesse de frottement (m/s) ;

b est une constante.

La présence de particules dans l'air modifie la valeur de la rugosité.

$$z_0 = C_0 \frac{u_*^2}{2g} \quad (5)$$

La valeur de C_0 varie en fonction de la configuration du sol ($C_0 = 0,0265$ pour un lac recouvert à 75 % de neige, $C_0 = 0,00771$ pour un lac dont 20 % à 60 % de la surface sont recouverts de neige (Tabler, 1980)).

1.1.2. La vitesse de frottement u_*

La quantité u_* est la vitesse de frottement ; elle a effectivement la dimension d'une vitesse mais est simplement un symbole mathématique ayant pour

expression $\sqrt{\frac{\tau_p}{\rho}}$, où τ_p est la contrainte moyenne (N/m²) exercée par le fluide

sur le sol. Cependant, son importance physique n'est pas négligeable. u_* est en effet directement proportionnelle au taux de croissance de la vitesse du vent

avec le logarithme de la hauteur : $u_* = \frac{tg\theta}{5,75}$.

Ces deux propriétés de la vitesse de frottement u_* représentent deux aspects d'un même phénomène : c'est la variation de vitesse du vent en fonction de la hauteur qui crée une force de frottement dans l'air agissant au sol. Cependant, pour le non-spécialiste, cette notion de vitesse de frottement est souvent difficile à appréhender, car elle n'est pas directement mesurable en un point et son ordre de grandeur est inhabituel. Ainsi, une vitesse de 10 m/s mesurée à 10 m au-dessus d'une surface de sable ($z_0 = 10^2$ cm) correspond à une vitesse de frottement de 34,8 cm/s. Dans la suite du document cette vitesse de frottement sera couramment utilisée.

1.2. L'entraînement aérodynamique des particules

1.2.1. Cas du sable

Lorsque la vitesse du vent dépasse une valeur seuil, la force de frottement exercée au niveau du sol est responsable de la mise en mouvement de ces particules. Pour le sable, Bagnold (1941) a été l'un des premiers à définir la vitesse de frottement seuil des particules u_{*t} (vitesse de frottement à partir de laquelle le mouvement des particules est initié) comme une fonction du

diamètre moyen, de la masse volumique du matériau et de la masse volumique du fluide. Deux particules voisines se touchent par un point de contact P (Fig. 11). À l'instant où une particule est délogée, elle tourne autour de ce point de contact.

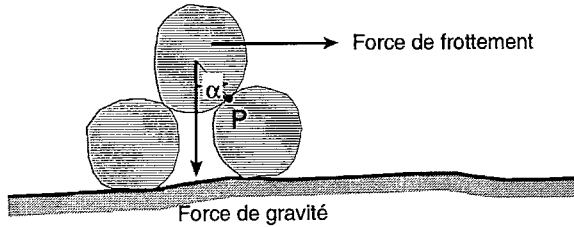


Figure 11. Forces exercées sur les particules (d'après Bagnold, 1941).

L'égalité des moments de la force de gravité (Mg) et de la force de frottement (correspondant ici à la force de traînée F_r , Bagnold négligeant la force de portance F_p) autour du point de contact P conduit à la relation suivante :

$$u_{*f} = A \sqrt{\frac{(\sigma - \rho)}{\rho} g D_p} \quad (6)$$

où : u_{*f} est la vitesse de frottement seuil des particules (m/s) ;

D_p est le diamètre de la particule (m) ;

σ est la masse volumique de la particule (kg/m^3) ;

ρ est la masse volumique de l'air (kg/m^3) ;

M est la masse de la particule (kg).

Pour le sable, Bagnold a montré (Fig. 12) que A était égal à 0,1 si le rapport

$R_* = \frac{u_* D_p}{\nu}$ était supérieur à 3,5 ; ν représentant ici la viscosité cinématique du fluide (m^2/s) et R_* étant appelé nombre de Reynolds de la particule.

En effet, dans le cas d'un écoulement turbulent lisse ($R_* < 3,5$), la vitesse de frottement seuil d'arrachement des particules est d'autant plus forte que le diamètre des particules est petit (Fig. 12). Ceci n'est pas uniquement dû aux forces de cohésion intervenant pour de fines poudres ; la paroi étant dynamiquement lisse, les particules sont dans ce cas noyées dans la sous-couche visqueuse.

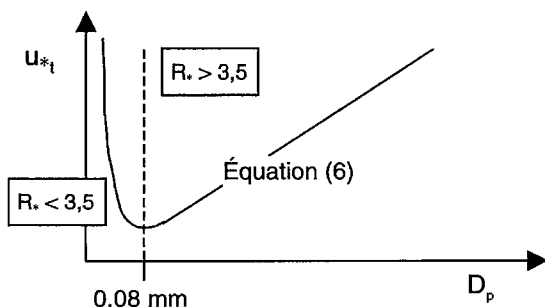


Figure 12. Vitesse de frottement seuil en fonction du diamètre des particules pour du sable dans l'air (d'après Bagnold, 1941).

White (1965) a affiné les résultats de Bagnold en réalisant une étude expérimentale portant sur des particules dont les diamètres varient de quelques microns à 1,4 mm et dont les masses volumiques sont comprises entre 200 et 11 400 kg/m^3 . Il a ainsi proposé la formulation suivante pour A :

$$A = 0,02 R_*^{-2,8} + 0,116 \quad (7)$$

Au cours des décennies suivantes, il a été montré que la rugosité du sol et la turbulence de l'écoulement intervenaient aussi sur le seuil de déclenchement du processus.

1.2.2. Cas de la neige

♦ Approche théorique

En ce qui concerne les particules de neige, la situation est plus complexe car les forces de cohésion interparticules sont généralement plus importantes que la force de gravité. Dans des neiges évoluées (grains fins plus ou moins arrondis) des ponts de glace lient fortement les grains entre eux. En effet, au cours du temps, les parties les plus aiguës du cristal ont tendance à se sublimer (transformation de la glace en vapeur d'eau). Cette vapeur d'eau va se diffuser puis se condenser (transformation de la vapeur d'eau en glace) dans les parties concaves. Il y donc un émoussage progressif des grains qui étaient à l'origine dendritiques ou anguleux. Au point de contact des grains, des formes concaves apparaissent et sont le lieu de condensations solides conduisant à la formation de ponts de glace. Lors d'un épisode de transport de neige par le vent, le frittage s'obtient de façon naturelle en quelques minutes. Temps, humidité, température et taille des particules ont une influence sur la cohésion de frittage. Ainsi, au bilan des forces, établi pour déterminer les conditions d'envol des particules, vient s'ajouter la force de cohésion de frittage F_{frit} (Fig. 14).

$$F_{\text{frit}} = \pi r^2 \alpha \quad (8)$$

où : α est la contrainte de frittage (N/m^2) ;
 r est le rayon du pont de glace (m).

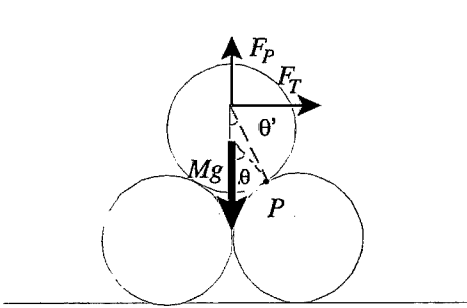


Figure 13. Bilan des forces dans le cas des particules sphériques sans cohésion (d'après Schmidt, 1980).

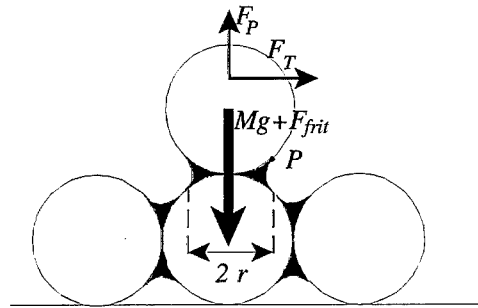


Figure 14. Bilan des forces dans le cas des particules avec ponts de glace (d'après Schmidt, 1980).

La force F_{frit} est appliquée au centre de gravité de la particule et vient s'ajouter au poids de cette dernière. Le point de contact autour duquel sont calculés les moments des forces lors de l'arrachement des particules est le point de contact entre la particule et le pont de glace.

Schmidt obtient la relation suivante :

$$A = \sqrt{\frac{(1,33R(\sigma - \rho)g + \left(\frac{r}{R}\right)^2 \alpha) \eta}{(\sigma - \rho)g 2R\gamma \left(0,85 + \frac{R}{0,7x}\right)}} \quad (9)$$

où : R est le rayon de la particule sphérique (m) ;

r est le rayon du pont de glace (m) ;

γ est le rapport maximal entre la contrainte moyenne à la paroi et la contrainte instantanée à la paroi ;

η est le rapport entre la contrainte seuil à la paroi et la force de traînée seuil.

On comprend aisément toute la difficulté qu'il y a à déterminer l'ensemble de ces paramètres, ce qui ne permet pas d'utiliser de façon pratique la formulation (9). On retiendra cependant les grandes tendances qui en découlent. Plus le rapport r/R augmente, plus la contrainte de frottement seuil augmente. Plus la

cohésion de frittage (α) augmente, plus la contrainte de frottement seuil augmente. On sait par ailleurs que la cohésion de frittage est une fonction :

- du diamètre de la sphère : elle augmente avec le diamètre ;
- de l'humidité : la surface de contact entre les grains est plus petite pour des humidités faibles ; dans le cas d'une atmosphère sèche, la cohésion atteint une valeur négligeable en dessous de -5 °C ;
- de la température : elle diminue avec la température.

On retiendra donc que dans le cas de la neige, la vitesse de frottement seuil dépend plus des forces de cohésion interparticulaires que de la taille des particules. Au moment de la chute de neige, la vitesse de frottement seuil est d'autant plus grande que la température est élevée et l'humidité importante. Après la chute de neige, la vitesse de frottement seuil augmente avec le temps ; mais le taux d'accroissement décroît avec le temps et est plus faible pour les basses températures.

♦ *Approche empirique*

Afin de tenir compte de l'influence des forces de cohésion inter particules sur l'occurrence du transport de neige sans avoir pour autant à déterminer les différents paramètres R , r , γ , η et α , le Centre d'études de la neige (CEN Météo-France) a développé un modèle déterministe PROTEON (PRévision de l'Occurrence du Transport Éolien de la Neige).

• *Phase d'apprentissage*

Le CEN a mis au point une méthode permettant d'obtenir une caractérisation de la morphologie des cristaux de neige contenus dans des échantillons prélevés sur le terrain (particules de neige au sol et dans le flux de transport) tout en enregistrant sur station automatique la vitesse moyenne horaire du vent ayant déclenché le début du transport éolien. La neige à étudier est prélevée dans des flacons d'iso-octane, produit mouillant parfaitement les surfaces de glace et inhibant pendant plusieurs semaines toutes métamorphoses des grains, à condition de maintenir l'échantillon à une température négative. Les échantillons, conservés en chambre froide dès le retour du terrain, sont étudiés ultérieurement : après filtration de l'échantillon, les grains sont observés sous microscope et leur image numérisée. Un logiciel de traitement d'images permet alors de calculer différents paramètres morphologiques.

L'équipe de recherches du CEN a ainsi déterminé un indice de mobilité *m.i.*, fonction de :

- la sphéricité s , variant de 0 à 1 et correspondant au rapport entre la forme arrondie et la forme anguleuse ;
- la dendricité d , variant de 1 pour de la neige fraîche à 0 pour de la neige type grains fins ou faces planes ;

- la taille des particules (variant de 0,4 mm à 1,5 mm) ;
- l'historique de la couche de neige : une couche de neige ayant subi une phase liquide est considérée comme impossible à éroder, soit parce qu'elle comporte encore de l'eau sous forme liquide, soit parce que cette eau est regelée (croûte de regel).

Dans le cas de la neige à dendricité non nulle (neige fraîche), on obtient :

$$m.i. = 0,75 d - 0,5 s + 0,5 \quad (10)$$

Dans le cas de la neige à dendricité nulle (neige ayant subi des métamorphoses par effet de gradient ou par humidification), on obtient :

$$m.i. = -0,583 gs - 0,833 s + 0,833 \quad (11)$$

L'indice de mobilité conjugué à la vitesse moyenne horaire du vent permet de déterminer l'indice de transport *s.i.* :

$$s.i. = -2,868 e^{(-0,085 U_{10})} + 1 + m.i. \quad (12)$$

où U_{10} est la vitesse moyenne horaire du vent à 10 mètres de haut.

Une valeur positive de *s.i.* indique l'occurrence de transport de neige par le vent.

Une valeur négative de *s.i.* indique l'impossibilité de transport de neige par le vent (Fig. 15).

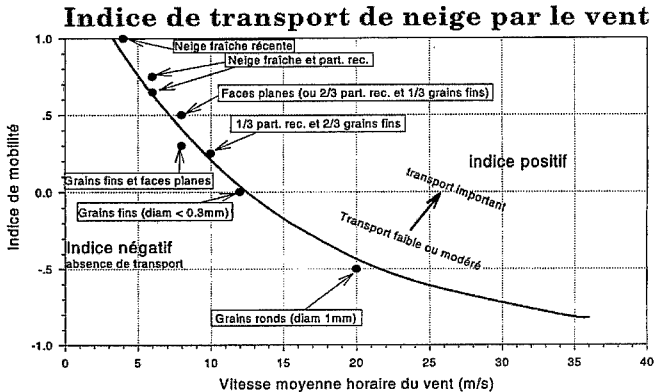


Figure 15. Variation de la vitesse seuil d'arrachement (moyenne horaire) en fonction de l'indice de mobilité (d'après Guyomarc'h et Merindol, 1995).

On constate ainsi que la vitesse seuil (vitesse à partir de laquelle les particules sont arrachées), mesurée à 10 m, peut varier de 4 m/s à plus de 30 m/s en fonction de la qualité de la neige.

- *Phase de validation du modèle*

Sur le site expérimental du col du lac Blanc (Alpe-d'Huez, Isère), l'indice de transport a été calculé, toutes les six heures sur la saison 1992-1993, en utilisant comme entrées :

- le vent mesuré ;
- la simulation des strates du manteau neigeux par le modèle Crocus (voir chapitre « Modélisation numérique du manteau neigeux : application à la prévision du risque d'avalanches, à l'hydrologie et à l'étude du climat »).

Tableau II. Tableau de contingence des comparaisons Protéon/observations de terrain sur 776 cas (d'après Guyomarc'h et Merindol, 1995).

Événements prévus \ Événements observés	Sans transport	Avec transport
Sans transport	75,7 %	14 %
Avec transport	2,3 %	8 %

- *Phase opérationnelle*

Cette application a été utilisée en opérationnel sur le site du col du lac Blanc (massif des Grandes Rousses, 2 700 m) par le service de nivologie du Centre départemental de Météo France de l'Isère pendant une saison. Une version en prévision est lancée quotidiennement au CEN. Actuellement, des développements sont en cours pour généraliser l'utilisation de Protéon sur l'ensemble des Alpes (simulations Crocus).

1.3. Les différents mécanismes du transport éolien de la neige

1.3.1. Descriptif

Les particules sont transportées suivant trois mécanismes (Fig. 16) :

- la reptation ;
- la saltation ;
- la diffusion turbulente.

Au début de l'épisode de transport, les particules sont arrachées uniquement par entraînement aérodynamique. La particule éjectée retombe sous l'effet de la gravité. Elle rebondit et éjecte d'autres particules ; on parle de saltation. Lorsque les particules éjectées n'ont pas suffisamment d'énergie pour en éjecter d'autres, on parle alors de reptation.

Quand les particules sont transportées par les tourbillons de l'air et ne touchent plus le sol, on emploie le terme de diffusion turbulente. Il existe un état intermédiaire appelé saltation modifiée, où les particules, qui sont amenées à

avoir des impacts fréquents au niveau du sol, ont des trajectoires modifiées par les tourbillons de l'écoulement.

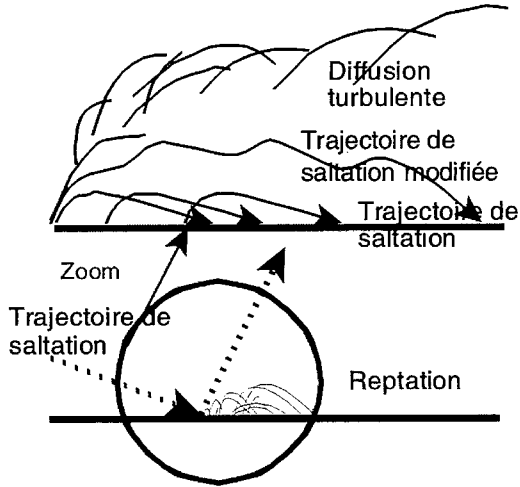


Figure 16. Les différents mécanismes de transport.

La plupart des observateurs considèrent que l'essentiel du transport par saltation s'effectue entre 0,1 et 1 m de hauteur. En fait, la hauteur de saltation pure n'est que de quelques centimètres. C'est principalement la saltation qui provoque des accumulations locales de neige ; par ailleurs, la saltation est responsable des deux autres modes de transport éolien (reptation et suspension) et est donc nécessaire pour amorcer l'érosion éolienne. En effet, l'entraînement aérodynamique ne permet pas d'arracher les fines particules (voir Fig. 12) qui sont transportées par diffusion turbulente. Ces dernières sont éjectées soit du fait de la saltation, soit pour une raison extérieure (passage de véhicules ou de troupeaux dans le cas du sable).

La reptation est responsable du comblement des petites dépressions (traces de pas...) et intervient également dans la formation et la migration des ondulations de surface de neige.

Dans le cas de la diffusion turbulente, il suffit que la composante verticale du vent soit de l'ordre de 1 à 1,5 m/s pour que beaucoup de particules de sable de 0,02 mm à 0,1 mm soient emportées. C'est ainsi que le sable du Sahara parvient parfois en Europe après avoir traversé la Méditerranée. Dans le cas du transport de la neige par le vent, la sublimation des cristaux ne leur permet pas de parcourir de telles distances (la distance maximale de transport est de l'ordre du kilomètre).



Figure 17. Diffusion turbulente : les crêtes « fument » (photo G. Guyomarc'h/CEN).



Figure 18. Saltation et saltation modifiée (photo T. Castelle/EPFL).

1.3.2. Mise en équation et enjeux actuels de la recherche

♦ La saltation

La mise en équation des différents processus physiques élémentaires est la première étape de toutes modélisations, physique ou numérique. Nous présentons ici l'équation classique de la saltation ; on néglige ainsi :

- la force de portance (qui est due à la dissymétrie de la répartition des vitesses sur la particule) ;
- la force de Magnus (qui est liée à la rotation de la particule, rotation induite par le gradient de vitesse de l'écoulement) ;
- la force due au gradient de pression.

Dans ces conditions, les forces agissant sur une particule soumise à l'action du vent sont :

- la force de gravité $\vec{P} = M\vec{g}$;
- la force de frottement \vec{F}_T correspondant à la force de traînée (la force de portance étant négligée).

La force de frottement est opposée à la vitesse relative de la particule \vec{V}_R et est décomposée en une force \vec{F}_H horizontale due à l'action du vent et une force \vec{F}_V verticale due au mouvement ascendant et descendant de la particule.

La vitesse moyenne de la particule a pour composante u_p suivant l'axe Ox et v_p suivant l'axe Oy. La vitesse relative de la particule a pour composantes $(u_p - \bar{u})$ suivant l'axe Ox et v_p suivant l'axe Oy, où \bar{u} est la vitesse du fluide porteur (m/s).

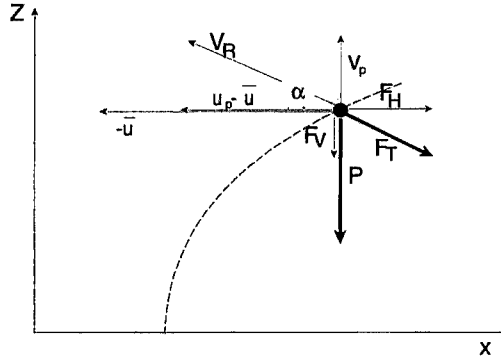


Figure 19. Forces agissant sur une particule soumise à l'action du vent.

Les équations du mouvement de la particule sont donc les suivantes :

– suivant Ox, l'horizontale : $M \frac{du_p}{dt} = F_T \cos \alpha$ (13)

– suivant Oz, la verticale : $M \frac{dv_p}{dt} = -F_T \sin \alpha - P$ (14)

où : M est la masse de la particule (kg) et \vec{F}_T la force de traînée, opposée à la vitesse vectorielle \vec{V}_R , et valant :

$$F_T = \frac{C_D \rho \pi D_p^2 V_R^2}{8} \quad (15)$$

où : C_D est le coefficient de traînée de la particule et D_p est le diamètre de la particule (m).

Les équations (13) et (14) deviennent :

$$M \frac{du_p}{dt} = \frac{C_D \rho \pi D_p^2}{8} V_R (u_p - \bar{u}) \quad (16)$$

$$M \frac{dv_p}{dt} = -\frac{C_D \rho \pi D_p^2}{8} V_R v_p - Mg \quad (17)$$

Toute particule décrivant cette trajectoire (équations (16) et (17)) suit un mouvement dit de saltation.

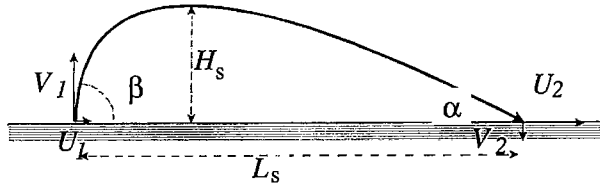


Figure 20. Trajectoire caractéristique de saltation.

Il est possible de résoudre numériquement les équations (16) et (17) en connaissant les caractéristiques de la particule, la vitesse initiale d'éjection de la particule et la vitesse de l'écoulement dans la couche de saltation.

- *Quelques ordres de grandeurs*

La vitesse d'éjection v_1 de la particule peut être approchée par la relation Bu_* , B étant un coefficient d'impact dépendant de la nature des particules. Mellor et Radok (1968) ont estimé que pour la neige, la valeur de ce coefficient pouvait être prise égal à 1.

Si Owen (1964) a tout d'abord fait l'hypothèse d'une éjection quasi verticale ($\beta = 90^\circ$), Kikuchi (1981) a montré que les particules de neige qui rebondissent sont éjectées avec un angle β de l'ordre de 90° .

La hauteur de saltation H_s est proportionnelle au carré de la vitesse initiale, donc au carré de la vitesse de frottement. Pomeroy (1988) propose la formulation suivante, obtenue à partir de mesures expérimentales : $H_s = 1,6 (u_*^2 / 2g)$. Ainsi pour une vitesse de frottement de 60 cm/s, l'ordre de grandeur maximale de la trajectoire moyenne de saltation est de l'ordre de 3 cm pour la neige.

La longueur de la trajectoire de saltation L_s peut être approchée par :

$$L_s = \frac{V_1(U_1 + U_2)}{g}$$

L'angle d'impact α est de l'ordre de 10 à 20°.

- *La notion de fonction splash*

L'air étant un fluide à faible densité et viscosité, sa capacité à arracher les particules est plutôt faible. Bien que la saltation éolienne soit initiée par des forces aérodynamiques, ce sont les impacts ultérieurs des grains en saltation qui apparaissent comme responsables de la plupart des éjections des grains dans l'air. Chaque impact ne peut être connu de façon exacte en fonction de la topographie locale, de la surface du lit et de la disposition des grains.

L'interaction grain/surface ne peut être décrite que de façon statistique. La formulation mathématique de cette approche statistique porte le nom de fonction *splash* (Mitha, 1986 ; Werner et Haff, 1986-1987) : cette fonction permet de déterminer le nombre de particules éjectées et la densité de probabilité de la vitesse d'éjection pour une distribution donnée de vitesse d'impact. Pour le sable, cette fonction a été déterminée expérimentalement et numériquement. Pour la neige, les difficultés de détermination de cette fonction *splash* sont d'un autre ordre de grandeur du fait du comportement spécifique du grain de neige (évolution dans le temps, suppression des dendrites, cohésion de frittage). À l'heure actuelle et au niveau mondial, aucun laboratoire n'a établi de fonction *splash* en fonction des différents types de neige et ceci reste un challenge pour les années à venir.

◆ *La diffusion turbulente*

Les équations qui découlent de la théorie du transport des particules solides traduisent la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie du fluide porteur. En tenant compte de toutes les variables (fractions fluide et solide, force d'interaction entre les phases, vitesse relative des phases, turbulence), il est nécessaire d'introduire plusieurs hypothèses et modèles pour pouvoir formuler le système d'équations. Il est possible cependant, de simplifier les équations, en considérant les particules dans l'écoulement comme un champ continu dont l'évolution est décrite par l'équation de conservation de la masse des particules solides :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial u_i C}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} (K' \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i}) + \sum S_i \quad (18)$$

où : C est la concentration instantanée en particules (kg/m^3) ;

u_i est la composante de la vitesse instantanée de la particule suivant la direction x_i (m/s) ;

K' est le coefficient de diffusivité moléculaire ;

S_i est un terme source ou un terme puits.

En effectuant une décomposition de Reynolds, c'est-à-dire en considérant que les paramètres instantanés sont la somme des paramètres moyens et des paramètres fluctuants :

$$u_i = \bar{u}_i + u_i' \quad (19)$$

$$C = \bar{C} + C' \quad (20)$$

où : C est la concentration instantanée en particules (kg/m^3) ;

\bar{C} est la concentration moyenne en particules (kg/m^3) ;

C' est la concentration fluctuante en particules (kg/m^3) ;

u_i est la composante de la vitesse instantanée de la particule suivant la direction x_i (m/s) ;

\bar{u}_i est la composante de la vitesse moyenne de la particule suivant la direction x_i (m/s) ;

u_i' est la composante de la vitesse fluctuante de la particule suivant la direction x_i (m/s).

Puis en moyennant l'équation (18), on obtient :

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}_i \bar{C}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} (D' \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i}) \quad (\text{avec } \overline{(u_i' C')} = -D' \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i}) \quad (21)$$

En considérant un fluide bidimensionnel et des particules en suspension suivant le mouvement du fluide (excepté suivant la verticale où la vitesse de glissement est égale à la vitesse de chute de la particule), l'équation (21) devient :

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + (\bar{w} - |U_F|) \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v_t}{\sigma_s} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_t}{\sigma_s} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \right) \quad (22)$$

où : $D' = (v_t / \sigma_s)$;

σ_s est le nombre de Schmidt ;

v_t est le coefficient de viscosité cinématique turbulent (m^2/s).

Dans le cas d'une couche limite atmosphérique et de profils de concentration à saturation (vitesse et concentration sont alors indépendantes de x et de t) l'équation (22) se simplifie pour devenir :

$$\bar{C} = \bar{C}_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{-|U_F| \sigma_s}{K u_*}} \quad (23)$$

où : K est le nombre de von Karman (0,41) ;

U_F est la vitesse de chute des particules (m/s) ;

\bar{C}_1 est la concentration moyenne en particules à la hauteur z_1 (kg/m^3).

Cette loi puissance (équation 23) est caractéristique des profils de concentration de la couche de diffusion turbulente mesurés en soufflerie ou in situ.

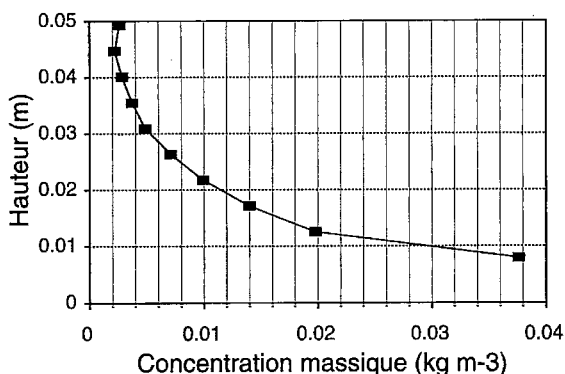


Figure 21. Variation de la concentration massique de particules transportées dans l'air en fonction de la hauteur au-dessus de la surface du sol (mesures effectuées en soufflerie).

Anderson (1987) a calculé les profils de concentration à partir d'un ensemble de trajectoires déterminées numériquement, en tenant compte des modifications aléatoires dues aux fluctuations de l'écoulement. De même que précédemment (équation 23), le profil obtenu est approché par une loi puissance. En fait, il serait plus judicieux de tenir compte de la sublimation de la neige dans l'équation (22). C'est ce que font Pomeroy et Male (1992) en introduisant un terme source dans l'équation.

Dans le cas de profils de concentration à saturation, l'équation (22) devient alors :

$$-\frac{\sigma_s |U_F|}{Ku_*} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(z \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \right) + V_s \bar{C} \quad (24)$$

où V_s est le coefficient de sublimation (s^{-1}) de valeur négative lorsqu'il y a transformation de solide en vapeur.

En France, nous ne nous intéressons que très peu au problème de sublimation de la neige pendant un épisode de transport, car la sublimation n'est pas un phénomène moteur dans le processus de la formation de congères ou des corniches. Cependant la sublimation de la neige lors d'un épisode de transport peut poser un problème environnemental important ; il s'agit de la perte de ressources en eau pour les sols agricoles (à titre indicatif, les calculs de Pomeroy (1993) ont montré que dans les plaines canadiennes, on pouvait estimer entre 20 % et 40 % le pourcentage de neige se sublimant pendant les épisodes de transport de neige). Aussi, au niveau international, les problèmes

concernant la sublimation de la neige restent encore à explorer et sont d'actualité.

1.3.3. Les débits de neige transportés

On trouve dans la littérature de nombreuses formulations permettant de déterminer les débits de neige transportés. Ces expressions sont en général issues d'une approche théorique couplée à des mesures expérimentales. La très grande variabilité des conditions expérimentales (qualité de la neige, longueur de la zone d'emprunt) explique la diversité des résultats obtenus. Nous en citerons quelques unes à titre indicatif.

Budd, Dingle et Radok (1966) proposent :

$$\log Q = -1,8188 + 0,0887U_{10} \quad (25)$$

où : U_{10} est la vitesse du vent à une hauteur de 10 m au-dessus du sol (m/s) ;

Q est le débit de particules de neige (kg/m/s) transportée sur une hauteur de 0,001 à 300 m au-dessus du sol.

Takeuchi (1980) propose :

$$Q_{na} = 2.10^{-4} U_1^{2,7} \quad (26)$$

$$Q_{ns} = 2,9 10^{-6} U_1^{4,16} \quad (27)$$

où : U_1 est la vitesse du vent à une hauteur de 1 m au-dessus du sol (m/s) ;

Q_{na} est le débit de particules de neige ancienne (kg/m/s) transportée sur une hauteur de 1 à 2 m au-dessus du sol ;

Q_{ns} est le débit de particules de neige sèche (kg/m/s) transportée sur une hauteur de 1 à 2 m au-dessus du sol.

Pomeroy et Male (1992) proposent une formulation du débit de neige Q_s (kg/m/s) transportée dans la couche de saltation :

$$Q_s = \frac{0,68\rho u_{*t}}{g u_*} (u_*^2 - u_{*t}^2) \quad (28)$$

et du débit de neige Q_d (kg/m/s) transportée entre le sommet de la couche de saltation et 5 m de haut :

$$Q_d = \frac{U_{10}^{4,13}}{674100} \text{ avec } u_* = 0,02264 U_{10}^{1,295} \quad (29)$$

où : U_{10} est la vitesse du vent à 10 m (m/s) ;

u_* est la vitesse de frottement (m/s) ;

u_{*t} est la vitesse de frottement seuil (m/s).

La connaissance de Q_d et Q_s permet de déterminer la proportion relative de neige transportée par saltation et de neige transportée par diffusion : plus la vitesse du vent augmente, plus la proportion de neige transportée par diffusion turbulente est importante.

1.3.4. Obtention de la saturation : longueur de saturation

Les différentes formulations du débit de particules correspondent à des débits à saturation ; un profil de concentration de particules est considéré comme étant à saturation lorsque, pour une vitesse de frottement donnée, il y a équilibre entre le nombre de particules déposées et le nombre de particules arrachées, c'est-à-dire qu'il n'y a plus d'incorporation supplémentaire de particules dans l'air. Ainsi Q_s ne dépend plus de la longueur d'ablation.

La longueur d'ablation ou de reprise (appelée aussi *fetch*) correspond à la longueur (dans le sens de l'écoulement) sur laquelle les particules sont arrachées. Si l'on se réfère aux travaux de Takeuchi (1980), la longueur d'ablation nécessaire à l'obtention de la saturation en particules peut atteindre quelques centaines de mètres (Fig. 22).

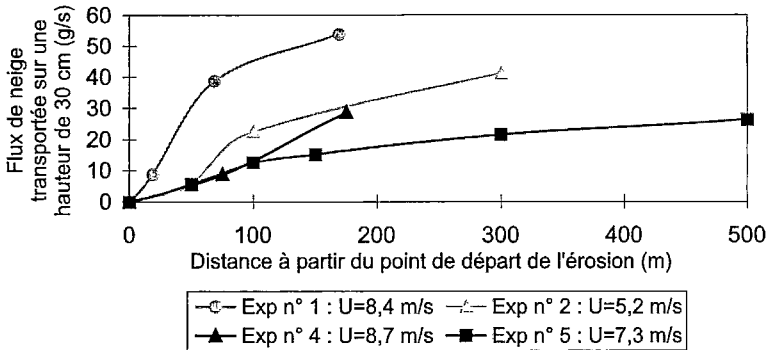


Figure 22. Variation de la concentration massique de particules transportées dans l'air en fonction de la hauteur au-dessus de la surface du sol (mesures effectuées en soufflerie).

L'expérience consiste à mesurer de manière simultanée, les profils de concentration de neige sur 30 cm et les hauteurs de neige, lors d'un épisode de transport. L'origine (distance = 0 m) correspond à un fleuve gelé ; ceci permet d'affirmer que le transport de neige commence au point 0 et que le profil de vitesse n'est pas perturbé. Pendant la durée des mesures, le vent est supposé constant, en direction et en vitesse, et la neige tombe.

2. LES DIFFÉRENTS MOYENS DE LUTTE CONTRE LA FORMATION DE CONGÈRES ET DE CORNICHES

2.1. Contexte plateau

En France, la viabilité hivernale représente pour un hiver moyen 700 000 tonnes de sel de déneigement, 500 km de barrières à neige, 9 000 engins de déneigement, 35 000 agents. Le budget global de l'état pour le réseau non concédé (31 000 km de routes et d'autoroutes) s'élève à 300 millions de francs (source : Dossier de presse « Viabilité hivernale » (Hiver 1997-1998) du ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement). Difficile dans ce contexte de chiffrer l'importance exacte de la lutte contre les congères, qui comme tous les autres problèmes hivernaux, a des enjeux importants :

- enjeux économiques : transport de personnes et de marchandises ;
- qualité de service : agrément, confort et surtout sécurité des passagers.

L'initiative des premiers essais de contrôle des congères par des plantations revient aux sociétés des chemins de fer. En Allemagne, les premières plantations apparaissent dès 1852 (Nordling, 1864). Aux États-Unis, elles voient le jour en 1905 à l'instigation de *The Great Northern Railway Company* et prospèrent jusqu'au milieu des années trente, avant d'être relayées par les engins de déneigement de plus en plus puissants. Paradoxalement, le développement des techniques de déneigement a conduit à un ralentissement de la mise en place de moyens de protection. En France, au col de Lus-la-Croix-Haute (situé à 1 050 m sur la RN75 dans le département de la Drôme à 47 km au Sud-Est de Die), on retrouve des études datant de la fin du siècle dernier.

Qu'en est-il actuellement de la protection pare-congères en France ? Pour nous faire une idée sur la question, nous avons réalisé, en 1991, une enquête auprès de 359 subdivisions de l'Équipement réparties sur 20 départements (identifiés comme départements à risques), 26 directions départementales de l'Agriculture, 10 services départementaux de l'Office national des forêts et services RTM. Les résultats obtenus sont édifiants. À la question « Quel est le moyen de lutte prioritaire utilisé par votre service dans le cadre de la lutte contre les congères ? », les réponses se répartissent de la façon suivante (Fig. 23) :

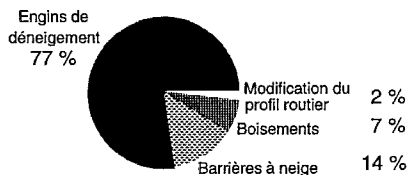


Figure 23. Utilisation des différents moyens de lutte contre les congères.

Ainsi, l'utilisation d'engins de déneigement reste prioritaire et la modification du profil en travers en un point local, bien que jugée extrêmement efficace, ne correspond qu'à 2 % des réponses.

2.1.1. Les barrières à neige : un dispositif privilégié

Le principe de fonctionnement d'une barrière à neige est le suivant : lorsque le vent arrive au niveau de l'ouvrage, son écoulement est modifié ; il y a formation de zones tourbillonnaires accompagnées d'une réduction de la vitesse moyenne. La neige transportée par le vent se dépose donc dans ces zones de réduction de vitesse situées avant la barrière (on parlera alors de congères au vent) mais surtout après (on parlera alors de congères sous le vent) (Fig. 24).

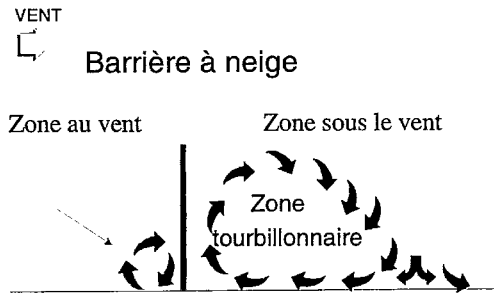


Figure 24. Zone de sillage au droit d'une barrière.

Une enquête réalisée en 1986 auprès des subdivisions de l'Équipement montre que le linéaire des routes protégées contre les congères est pour la France entière de l'ordre de 500 km, dont 250 km dans le Massif central.

Durant ces dernières décennies, les barrières à neige ont bénéficié de nombreuses recherches tant du point de vue de leurs caractéristiques géométriques que de leur constituant (bois, matières plastiques, fibre de verre, etc.). Les barrières à neige ont d'ailleurs fait l'objet d'une norme française P95305. Le tablier d'une barrière à neige (nappe ajourée traversée par le vent, dont elle perturbe l'écoulement) se définit principalement par sa hauteur, sa garde au sol et sa porosité, qui constituent les caractéristiques géométriques de la barrière. *La porosité et la garde au sol sont dites optimales, lorsque, pour une hauteur donnée, la barrière à neige permet d'obtenir un dépôt de neige de volume maximal par mètre linéaire.* Ces caractéristiques géométriques optimales ont été déterminées à partir de campagnes de mesures in situ et d'essais en soufflerie.

◆ La porosité

Les palissades pleines constituées de planches jointives ont été historiquement les premières barrières à neige ; mais ces palissades sont rapidement enfouies dans le dépôt qu'elles provoquent et le tassement de la neige les détériore

rapidement. L'augmentation de la porosité de ces barrières rudimentaires a constitué une amélioration notable. La porosité ou indice des vides est le rapport en pourcentage de la surface des vides sur la surface totale. Un mur opaque aura donc une porosité de 0 %. L'indice des vides a une influence directe sur la forme des congères générées par les barrières à neige. Pour une vitesse de vent donnée, lorsque la porosité augmente, les congères deviennent plus longues et moins épaisses. La porosité optimale est comprise entre 40 et 60 % (Fig. 25 et 26).

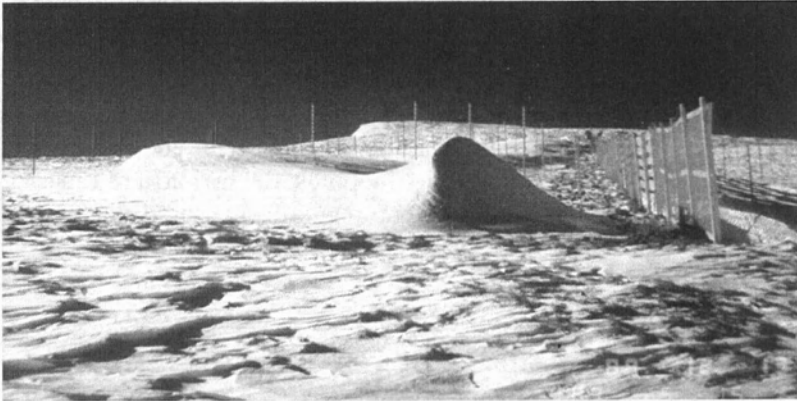


Figure 25. Congères générées par différents types de barrières (Trento/Italie).

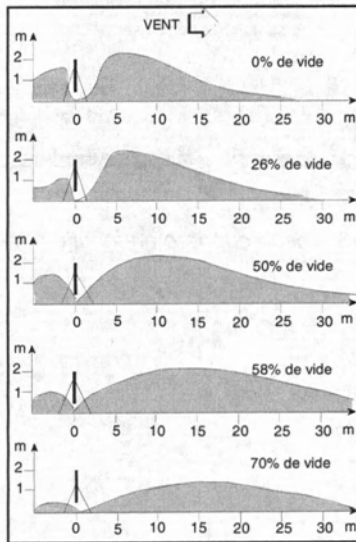


Figure 26. Forme de la congère en fonction de la porosité.

♦ *La garde au sol*

La garde au sol est l'espace laissé libre entre le bas du panneau constituant la barrière et le niveau du sol. Son rôle est double. En accélérant le vent sous la barrière, elle permet, d'une part, d'obtenir des congères plus longues et moins épaisses (ce qui rejoint l'effet produit par la porosité) et d'autre part, de limiter le tassement de la neige sur la barrière (Fig. 27, 28 et 29). *La hauteur optimale de la garde au sol est la hauteur moyenne d'une chute de neige sans vent* ; en effet, il ne faut pas que la garde au sol soit enfouie sous la neige sans quoi son effet serait annulé. Les essais comparatifs de barrières à neige menés à Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme) montre que pour le Massif central, la hauteur optimale de la garde au sol est de l'ordre de 30 à 50 cm.

Souvent l'intérêt de la garde au sol est contesté ; il est vrai que pour certains types de barrières à neige (barrière châtaignier en particulier), elle est difficile à mettre en œuvre, notamment du fait du poids de la barrière ; par ailleurs, comme il a été dit précédemment, elle entraîne la formation d'une congère plus longue, ce qui pose des problèmes d'emprise foncière.

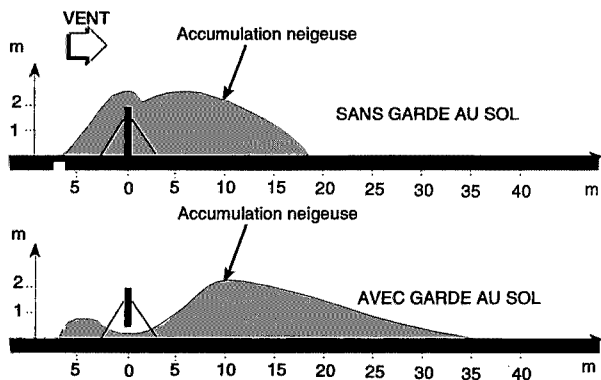


Figure. 27. Forme de la congère en fonction de la garde au sol.



Figure 28. Congère générée par une barrière pleine sans garde au sol (photo F. Naaim/Cemagref).

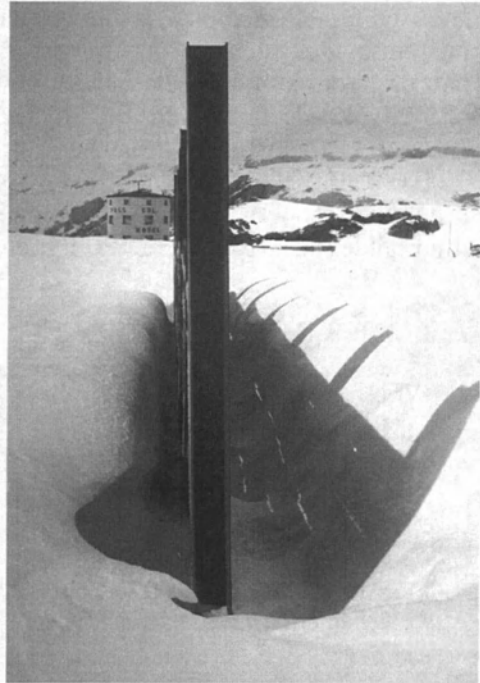


Figure 29. Congère générée par une barrière poreuse avec garde au sol (photo J.-M. Taillandier/Cemagref).

Il apparaît donc que pour obtenir un maximum d'efficacité, une barrière à neige doit avoir une porosité de 40 à 60 % et une garde au sol d'une hauteur égale à la chute moyenne de neige sans vent. Dans ces conditions et en terrain plat, la longueur de la congère à saturation est de $25 H$ et le volume de neige accumulée à saturation est de $20 H^2$ par mètre linéaire de barrière. Ainsi, 1 m linéaire d'une barrière de 2 m de haut permet de créer une congère d'une longueur de 50 m de long et permet de stocker un volume de neige de 80 m^3 .

Ces résultats ne sont valables que pour des terrains plats. Pour ce qui est des barrières à neige implantées en terrains pentus, les expériences sont rares et aucune règle n'a pu être établie.

♦ **Questions pratiques : hauteur, longueur, implantation, choix du type de barrière...**

À l'aménageur qui décide d'implanter des barrières à neige, plusieurs questions vont se poser. Quelle hauteur, quelle longueur, quelle orientation et quel type de barrières à neige ?

Il est préférable d'implanter une barrière à neige d'une longueur suffisante ; on préconise généralement une longueur supérieure à 20 fois la hauteur de la barrière. Pourquoi ? Il s'agit ici de limiter l'influence du rabattement de l'air de chaque côté de la barrière qui donne à la congère sa forme semi-elliptique. Lorsque la longueur de la barrière est suffisamment importante (supérieure à 20 H), l'ellipse est « aplatie » (Fig. 30 et 31) et donc la quantité de neige accumulée rapportée au linéaire de barrière est plus importante que dans le cas d'un faible linéaire de barrière (inférieur à 20 H).

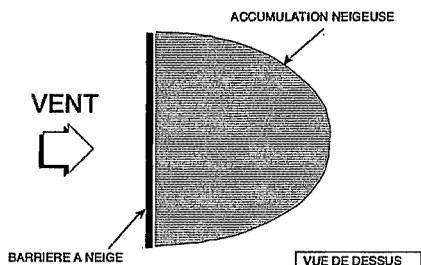


Figure 30. *Forme de la congère générée par une barrière d'une longueur inférieure à 20 H.*

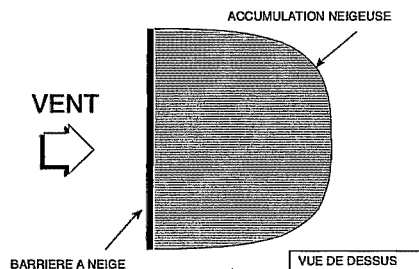


Figure 31. *Forme de la congère générée par une barrière d'une longueur supérieure à 20 H.*

La barrière à neige doit être placée perpendiculairement à la direction du vent responsable du transport. En effet lorsque l'angle d'attaque du vent est perpendiculaire à l'axe de la barrière, la congère s'inscrit dans une demi-ellipse (Fig. 32) ; mais lorsque cet angle s'écarte de la perpendiculaire, la congère s'inscrit progressivement dans un triangle pour quasiment disparaître pour une valeur de l'angle θ de l'ordre de 45° (Fig. 33).

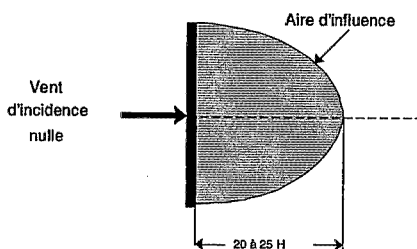


Figure 32. *Influence de l'incidence du vent sur la forme de la congère.*

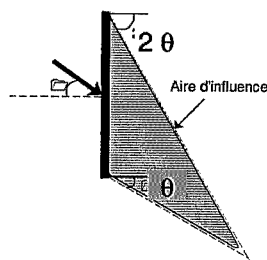


Figure 33. *Influence de l'incidence du vent sur la forme de la congère.*

Il apparaît donc comme nécessaire, avant d'implanter une barrière à neige, de bien étudier la direction des vents dominants. La barrière à neige doit être placée suffisamment loin de la voie à protéger, afin que la congère n'aille pas mourir sur la route augmentant ainsi les difficultés. *La distance minimale*

préconisée est de $25 H$ (soit la longueur maximale de la congère générée par la barrière) (Fig. 34 et 35). L'angle α est l'angle entre la direction du vent et la perpendiculaire à la route à protéger. La barrière est continue pour $0 < \alpha < 20^\circ$ (Fig. 34), elle est en épi pour $\alpha > 20^\circ$ (Fig. 35).

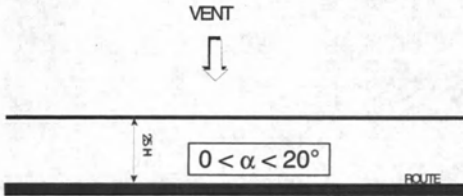


Figure 34. Exemple d'implantation de barrière à neige

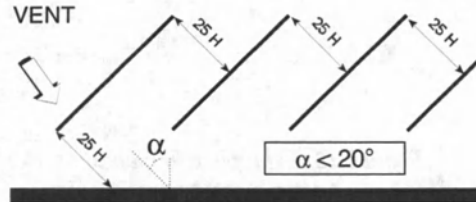


Figure 35. Exemple d'implantation de barrière à neige.



Figure 36. Barrière à neige placée trop près de la chaussée (photo B. Constantin/Cemagref).



Figure 37. Barrières à neige disposées avec une longueur de recouvrement insuffisante (photo G. Brugnot/Cemagref).

En France, différents types de barrières à neige sont disponibles. On distingue ainsi les barrières à lattes verticales (barrières de châtaignier), les barrières à lattes horizontales (barrières type Cemagref, barrières Gaillard-Rondino), et les barrières à mailles (barrières synthétiques, barrières auto-orientables).

◆ Conclusion

Utiliser des barrières à neige dans de bonnes conditions n'est pas toujours possible ; les vents responsables du transport peuvent avoir des directions variables (cas de topographies accidentées) et les barrières fixes auront alors une efficacité réduite. Quant aux barrières placées dans des zones d'accumulation naturelle de la neige (combe, petite vallée, sillage sous le vent d'une colline...), elles sont rapidement recouvertes et inefficaces ! (Fig. 38 et 39).

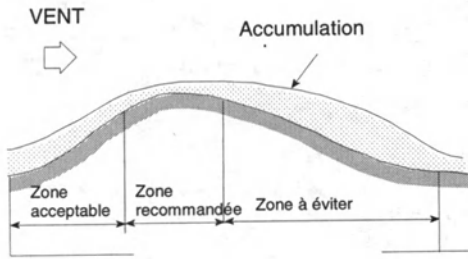


Figure 38. Exemple d'implantation de barrière à neige.

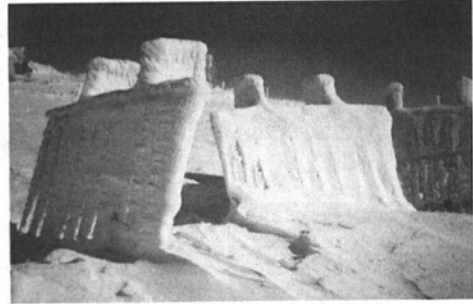


Figure 39. Barrières auto-orientables enfouies sous la neige
(photo J-M Taillandier/Cemagref).

Il est donc important d'intégrer le facteur « transport de neige par le vent » dès la conception d'un projet. Diverses solutions préventives seront alors envisageables. Dans des cas simples (cas bidimensionnel), des règles de type ingénierie pourront être appliquées. Mais dans des situations plus complexes (cas tridimensionnel), seule une étude au cas par cas, incluant modélisation physique ou numérique, permettra de répondre de façon satisfaisante à un problème de transport de neige par le vent.

2.1.2. Les protections pare-congères végétales

Ces dernières années, on note un infléchissement de la demande qui s'oriente vers une protection pare-congères végétale, notamment dans le cadre de nouveaux tracés où les aspects paysagers sont pris en compte. En fait, on peut différencier trois grandes catégories de boisements pare-congères :

- la plantation de masse en bord de route ou bande boisée. Dans ce cas, la neige est stockée au vent de la bande boisée ;
- la haie pare-congères. Le fonctionnement d'une haie brise vent est analogue à celui d'une barrière à neige et la neige est stockée sous le vent de la haie ;
- la plantation en zone d'ablation. La zone d'ablation correspond aux surfaces dénudées où le vent se charge en neige. La mise en place de réseaux brise-vent ou de plantations diffuses sur cette zone d'ablation va permettre de limiter l'érosion et donc le transport de la neige par le vent.

◆ La bande boisée

Le but de la bande boisée (Fig. 40) est d'empêcher le transport de neige sur la route en bloquant la neige au vent du peuplement. Les bandes boisées sont caractérisées par des plantations larges (au moins cinq rangées d'arbres) et denses.

L'air s'engouffre dans le massif d'arbres et s'élimine progressivement par les cimes. Du côté sous le vent, la protection s'étend sur 20 à 30 fois la hauteur du peuplement (Fig. 41). Il y a interception de la neige soufflée dans la bande boisée, mais aussi du brouillard et de la bruine ; ceci se traduit par un accroissement de visibilité particulièrement significatif, améliorant ainsi confort et sécurité de l'usager. Cependant, une bande boisée bordant une route peut provoquer du verglas dangereux pour l'automobiliste (Fig. 42).

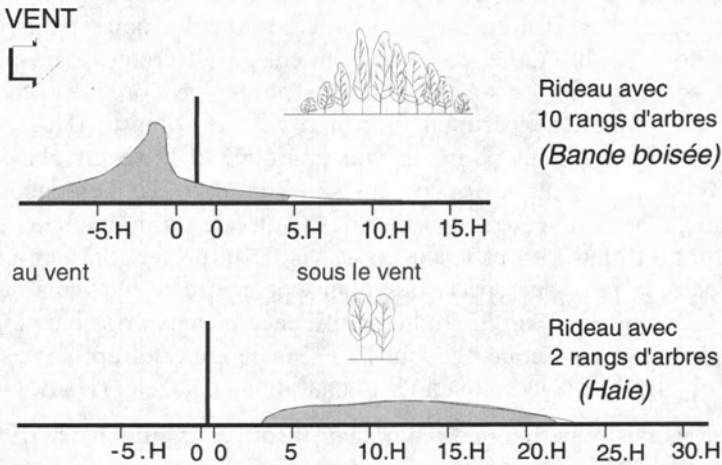


Figure 40. Profils d'accumulation de neige interceptée par des rideaux d'arbres défoliés (d'après Woodruff).



Figure 41. Illustration de l'effet d'une bande boisée (en premier plan on distingue une congère correspondant à la zone non protégée par la bande boisée) (photo F. Naaim/Cemagref).



Figure 42. Verglas persistant à cause de l'ombre portée d'une bande boisée (photo M.N. Bève/Cemagref).

♦ *La haie pare-congères*

Du point de vue de la mécanique des fluides, barrières à neige et haies pare-congères ont un fonctionnement identique. Une barrière à neige provoque une modification locale du comportement du vent. Dans le sillage de la barrière, on observe une réduction de la vitesse du vent qui va ainsi déposer la neige et créer une congère sous le vent.

Cependant, si au cours des années passées les barrières à neige ont bénéficié de nombreuses recherches, il n'en est pas de même pour les haies pare-congères. Nous avons donc voulu étudier le comportement de différentes haies (porosité et garde au sol variables) vis-à-vis de la formation de congères, ce qui fait l'objet d'une première expérimentation au col de Manse (Hautes-Alpes) (Fig. 43). Par ailleurs, d'un point de vue pratique, la mise en place de tels moyens de protection peut poser problèmes : d'une part, les éléments constitutifs de la haie seront souvent petits (pour des plants de faible hauteur) au début de la plantation et donc peu efficaces vis-à-vis de la protection pare-congères, et, d'autre part, le taux de reprise des plants peut être faible dans des zones ventées. Nous avons donc voulu étudier l'influence d'une barrière à neige (dont la mise en place est maintenue pendant l'été) sur le taux de reprise des plants ; ceci a fait l'objet d'une deuxième expérimentation au Chazelet (Hautes-Alpes).

Les conclusions des expérimentations (Naaim-Bouvet, Mullenbach, 1998) sont les suivantes : les arbres à feuilles caduques, tels les sorbiers, donnent de bons résultats puisqu'à la fin de la saison hivernale la capacité de stockage de neige est d'environ 80 % de celle de la barrière à neige témoin, considérée comme optimale. Certes, la capacité de stockage des épicéas pungens, qui est proche de celle de la barrière à neige, est plus importante. Cependant, dans des zones de plaine, où le transport de neige par le vent est actif, l'utilisation d'arbres à feuilles caduques permet une meilleure intégration dans le paysage des dispositifs pare-congères. On note aussi qu'il n'y a pas eu pérennité de l'effet de la garde au sol des épicéas (de 50 cm), pourtant prometteur. Du fait du poids de la neige sur les basses branches, il est nécessaire d'augmenter la hauteur de la garde au sol.

Si l'on envisage de protéger une voie de communications et des bâtiments ou alors d'enneiger une piste de ski par la plantation de haies pare-congères (et si pour des raisons économiques, il n'est pas envisageable de recourir à des plants de taille significative), il est intéressant de mettre en place simultanément une barrière à neige en structure légère (barrière châtaignier ou nappe plastique). D'une part, la barrière favorise la reprise des plants et, d'autre part, elle prend la place de la haie, dans son rôle de pare-congères en attendant que cette dernière atteigne une taille significative. Cependant, la barrière à neige, qui doit être poreuse et disposer d'une garde au sol, ne devra pas dépasser 1 à 1,5 m de hau-

teur, afin que les dépôts de neige n'exercent pas une pression excessive sur les plants.



Figure 43. Comparaison du fonctionnement de différentes haies pare-congères (col de Manse) (photo F. Naaim/Cemagref).

◆ **La plantation en zone d'ablation**

La mise en place de réseaux de brise-vent (Fig. 44) ou de plantations diffuses dans la zone d'ablation entraîne une modification de l'écoulement du vent à l'échelle régionale (cas des réseaux de brise-vent parallèles dans la basse vallée du Rhône). La force de frottement exercée par le vent au niveau du sol est plus faible dans le cas d'une zone pourvue de haies ou de plantations diffuses que dans le cas d'une zone dénudée. De ce fait, la quantité de neige transportée est plus faible voire inexistante.

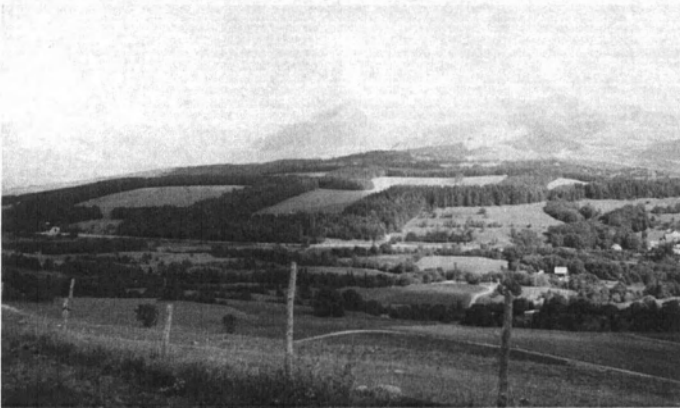


Figure 44. Exemple de plantations en zone d'ablation (F. Naaim/Cemagref).

2.1.3. L'optimisation des profils routiers

Les facteurs climatiques (neige + vent) ne sont parfois pas suffisants pour entraîner à eux seuls la formation de congères sur les routes ; d'autres facteurs aggravants vont intervenir tels que :

- la topographie de la zone au vent de la voie de communication ;
- les zones en déblai ;
- la présence d'obstacles (végétation, bâtiments, clôtures...) ;
- les profils en travers et les dispositions constructives de la route (murs anti-bruit, glissières de sécurité, merlons anti-éblouissement...) ;
- les techniques de déneigement.

- *Profils en long*

Dans le cas de la construction de nouvelles voies de communication, il faut éviter :

- les zones dégagées et ventées ;
- les zones d'accumulation naturelle telle que dépression ou zone sous le vent d'une crête ou d'une colline ;
- les axes perpendiculaires aux vents dominants.

- *Profils en travers*

L'ensemble des prescriptions géométriques qui vont suivre est fondé sur le même principe : il s'agit de limiter la création de zones tourbillonnaires génératrices de dépôts (Fig. 45). Il est donc recommandé d'éviter les profils en déblai, ce qui n'est pas toujours réalisable. Dans ce cas, on préconise une pente de 1/7 dans le cas où le déblai est encaissé de moins de 2 m, de 1/4 pour les déblais compris entre 2 et 4 m et de 1/2 dans les autres cas.

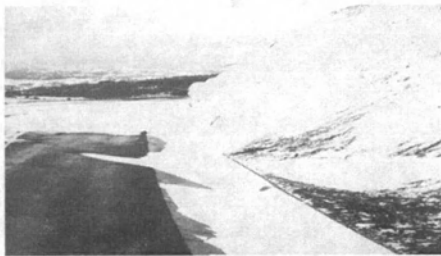


Figure 45. Congère générée par un profil en déblai et en cours de formation (photo J.-P. Cure/Cellule d'aménagement de l'A75).



Figure 46. Relèvement du niveau de la chaussée en Norvège : on remarque l'absence de formation de congères sur la chaussée lors d'un épisode de transport de neige (photo H. Norem/NGI).

Les pays ayant une expérience des routes en zone exposée au transport de neige par le vent ont vite compris l'intérêt d'avoir de nombreux tronçons en remblai : le flux de neige transporté par le vent est accéléré au niveau de la chaussée ce qui empêche la formation de congères ; dans les zones plates, les routes sont surélevées (Fig. 46).

- *Suppression des obstacles*

La présence d'obstacles au vent ou à proximité d'une voie de communication est l'une des causes de formation de congères. Ces obstacles peuvent être de nature très variée (*murs, haies, arbres, bâtiments*) et il faudra veiller à les supprimer (Fig. 47). Cependant, tous les obstacles ne peuvent être supprimés, comme cette pile de pont dont les effets sont surprenants (Fig. 48).



Figure 47. Congères générées par des haies (photo M. Ricard/Cemagref).

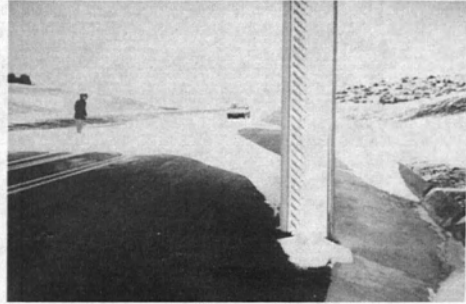


Figure 48. Congère générée par une pile de pont (photo J.-P. Cure/Cellule d'aménagement de l'A75).

De plus, les obstacles peuvent être dus au passage d'engins de déneigement. Ces derniers entraînent en effet la formation de talus latéraux créant un relief artificiel à l'origine de la formation de congères (Fig. 49).



Figure 49. Congères générées par des talus de déneigement (photo J.-M. Taillandier/Cemagref).

- *Galeries, tunnels et viaducs*

Dans des zones particulièrement difficiles, les préconisations précédentes ne suffiront pas à rendre la route praticable en toute situation. Il est alors possible d'envisager la mise en place de viaducs, galeries couvertes ou tunnels (Fig. 50).

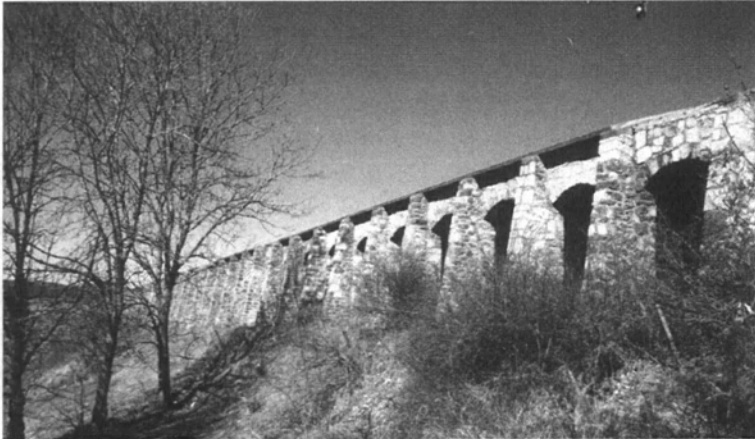


Figure 50. Tunnel pare-congères le long d'une voie ferrée en Lozère
(photo F. Naaim/Cemagref).

2.2. Contexte haute montagne

Différents ouvrages à vent (F. Sivardière et T. Castelle, 1992 ; F. Naaim-Bouvet et F. Sivardière, 1992), destinés à lutter contre les effets du transport de neige par le vent, sont utilisés dans le cadre du génie paravalanche. Il s'agit :

- des barrières à neige ;
- des toits-buses ;
- des panneaux vire-vent.

Les barrières à neige ayant été décrites précédemment, on s'attachera plus particulièrement à la description des toits-buses et des panneaux vire-vent.

♦ *Les toits-buses*

Les toits-buses utilisent la force du vent pour débarrasser une zone sensible de la neige qui s'y accumule et la transporter dans une zone où son dépôt sera moins dangereux. On construit une paroi (le plus souvent en bois) inclinée à 40° environ et supportée par des pieds fondés dans le sol (Fig. 52). Cette paroi constituée de planches est positionnée à cheval sur l'arête. Il existe aussi des toits-buses conçus de façon à permettre un réglage de l'inclinaison et donc de l'ouverture.

Cet ouvrage fonctionne suivant le principe de Venturi (Fig. 51) : le vent, s'engouffrant dans l'ouverture la plus grande, est accéléré dans son passage vers l'ouverture la plus petite¹. La neige est donc diffusée plus bas dans la pente. Le toit-buse est l'ouvrage typique pour supprimer une corniche, mais son domaine d'application concerne toutes les protections d'ouvrages (remontées mécaniques, routes, chantiers, habitations...). Cependant, dans le cas de la protection de routes, l'accélération du vent due au toit-buse entraîne un danger pour l'utilisateur.

Cependant les toits-buses devront être *orientés et placés avec précaution*, car ils deviennent complètement *inefficaces si le vent souffle dans une autre direction* que celle pour laquelle ils ont été installés. De plus, il s'agit d'ouvrages très coûteux.

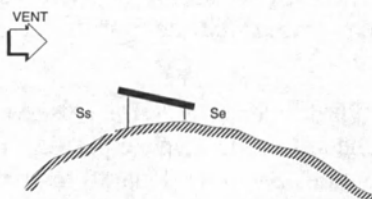


Figure 51. Principe de fonctionnement du toit-buse.

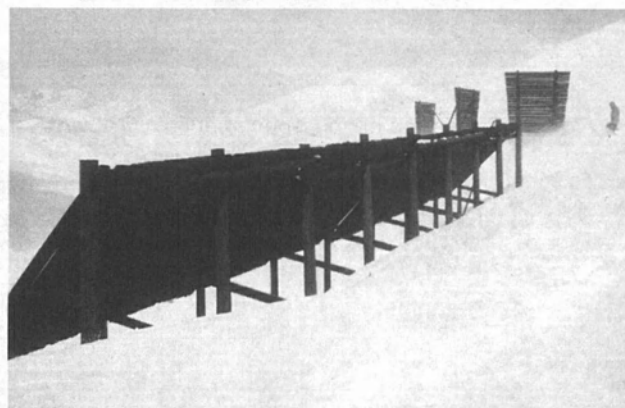


Figure 52. Toit-buse avec, en arrière plan, des râteliers paravalanches.

◆ Les panneaux vire-vent

L'action des panneaux vire-vent est différente : ils ne modifient pas le déplacement de la neige transportée par le vent pour créer un dépôt hors de la zone à protéger, mais ils vont fixer la neige déjà en place. Installés en ligne, ils vont

¹ Soient Se et Ss , sections d'entrée et de sortie de Ve et Vs , vitesses d'entrée et de sortie, alors $Vs = (Se/Ss)*Ve$.

créer une zone de neige durcie (Fig. 53). L'énergie du vent est utilisée pour provoquer au voisinage de l'ouvrage une érosion dans le manteau neigeux allant jusqu'au sol et entraînant une modification de la structure des cristaux de neige à la périphérie de cette dépression. On obtient alors un cratère de neige dure qui crée à la fois une discontinuité et un ancrage pour le manteau neigeux environnant (Fig. 54 et 55).

Handl, ingénieur autrichien, a imaginé ce dispositif en observant que les pins isolés en montagne, surtout les arolles dont les branches sont de plus en plus développées vers le haut, étaient dépourvus de neige à leur pied. En effet, le vent accéléré entre le sol et les premières branches provoque un dégagement de neige à cet endroit ; ce phénomène ne se reproduit pas avec les épicéas dont les branches vont jusqu'au sol. Il fit construire des vire-vent de même section que les arolles, soit un panneau trapézoïdal de 3 à 4 m de hauteur, large de 3 m en haut et 2 m à la base.

L'emploi des panneaux vire-vent est toutefois réservé à des cas bien précis : suppression d'une corniche si l'on ne dispose pas de l'espace suffisant pour des barrières ou cloisonnement des zones de départ d'avalanches.

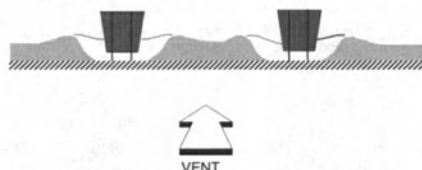


Figure 53. Principe de fonctionnement du vire-vent.

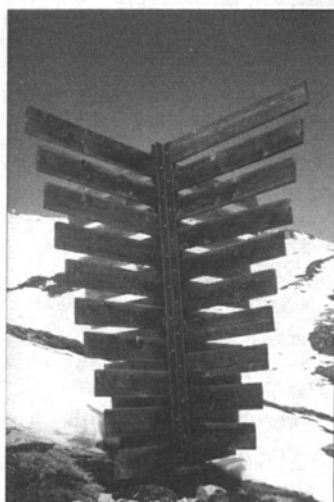


Figure 54. Panneau vire-vent
(F. Sivardière/EPFL).

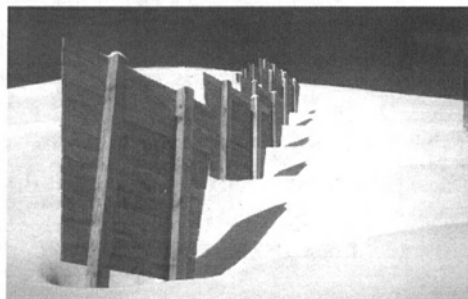


Figure 55. Panneau vire-vent
(J.-M. Taillandier/Cemagref).

3. LA MODÉLISATION PHYSIQUE EN SOUFFLERIE DIPHASIQUE

Si les règles d'ingénierie, qui ont été décrites au paragraphe 2, peuvent être appliquées dans des cas simples (type bidimensionnel), l'expert est plus embarrasé dans des cas plus complexes (type tridimensionnel) où plusieurs éléments vont intervenir (topographie accidentée, merlon antibruit, écran anti-éblouissement...). Alors la modélisation physique en soufflerie peut constituer un outil d'aide à la décision fort intéressant. Il s'agit, en effet, de reproduire sur modèle réduit un épisode de transport de neige. Le passage du modèle réduit à la réalité se fait par l'intermédiaire de critères de similitude. Cependant se pose le problème de la validité des résultats (forme des accumulations, durée des tempêtes...), car l'ensemble de ces critères ne peut être satisfait simultanément. Ce paragraphe traite donc essentiellement des critères de similitude, de leurs applications dans le cas d'une étude d'expertise et de leurs limites d'utilisation.

3.1. Les critères de similitude

Le passage du modèle réduit à la réalité se fait par l'intermédiaire de critères de similitude. Ces derniers peuvent être déterminés en examinant les équations de bilan écrites sous forme adimensionnelle.

3.1.1. La notion de critère de similitude

Une méthode permettant d'obtenir les critères de similitude est de faire apparaître des produits sans dimension dans les équations de bilan. Ces dernières étant dimensionnellement homogènes, elles peuvent être réduites sous forme d'équations adimensionnelles faisant intervenir une série complète de produits sans dimension.

À titre d'exemple on peut traiter le cas classique d'un fluide newtonien incompressible. On considère des paramètres de référence de temps t_0 , longueur l_0 , vitesse u_0 , masse volumique ρ_0 , pression p_0 , viscosité μ_0 et pesanteur g_0 , caractérisés par l'indice 0. Ces quantités permettent de former les variables réduites suivantes, caractérisées par l'indice * :

$$t_* = \frac{t}{t_0}, x_* = \frac{x}{l_0}, y_* = \frac{y}{l_0}, z_* = \frac{z}{l_0}, \vec{u}_* = \frac{\vec{u}}{u_0}, p_* = \frac{p}{p_0}, \mu_* = \frac{\mu}{\mu_0}, g_* = \frac{g}{g_0} \quad (29)$$

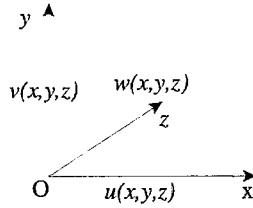
où : t est le temps (m/s) ;

p est la pression (N/m²) ;

g est l'accélération de la pesanteur (m/s²) ;

\vec{u} est le vecteur vitesse de coordonnées (u, v, w) dans le repère (O, x, y, z) ;

μ est le coefficient de viscosité dynamique (kg/ms).



Dans ces conditions les opérateurs divergence ∇ et laplacien ∇^2 deviennent respectivement $\nabla = \frac{1}{l_0} \nabla_*$ et $\nabla^2 = \frac{1}{l_0^2} \nabla_*^2$

On rappelle que : $\nabla \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$

$$\nabla^2 \vec{u} = \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \end{pmatrix}$$

L'équation de continuité $\nabla \cdot \vec{u} = 0$ devient $\nabla_* \cdot \vec{u}_* = 0$. L'équation de conservation de la quantité de mouvement : $\rho \left(\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} \right) = \nabla p + \mu \nabla^2 \vec{u} + \rho \vec{g}$ devient

$$St \frac{\partial \vec{u}_*}{\partial t} + \vec{u}_* \cdot \nabla_* \vec{u}_* = \nabla_* p_* + \frac{\mu_*}{Re} \nabla_*^2 \vec{u}_* + \frac{1}{Fr} \vec{g}_* \quad (30)$$

avec : $St = \frac{l_0}{t_0 v_0}$, $Re = \frac{\rho_0 u_0 l_0}{\mu_0}$, $Fr = \frac{u_0^2}{g_0 l_0}$, $p_0 = \rho_0 v_0^2$;

où : St est le nombre de Strouhal qui permet de comparer les quantités d'accélération instationnaire et convective ;

Re est le nombre de Reynolds qui permet de comparer les forces d'inertie et les forces de viscosité ;

Fr est le nombre de Froude qui permet de comparer les forces d'inertie et les forces de gravité.

Dans le cas d'un écoulement stationnaire, si les groupes sans dimension gardent la même valeur sur le modèle et sur le prototype (c'est-à-dire si $(Re)_m = (Re)_p$ et $(Fr)_m = (Fr)_p$), les équations de bilan seront identiques dans les deux cas ; les

distributions de pression et de vitesse réduite seront donc les mêmes sur la maquette et sur le prototype :

$$[p_*(x_*)]_m = [p_*(x_*)]_p \quad (31)$$

$$[\bar{u}_*(x_*)]_m = [\bar{u}_*(x_*)]_p \quad (32)$$

L'indice m se rapporte au « modèle » (système à échelle réduite) et l'indice p se rapporte au « prototype » (système à échelle 1).

3.1.2. Les critères de similitude dans le cas du transport éolien de la neige

Nous cherchons à reproduire sur modèle réduit l'écoulement constitué par un mélange d'air et de particules et non les lois de comportement de la neige (comme ce serait le cas pour une avalanche de neige dense).

♦ Les dispositifs expérimentaux

Comme nous le verrons ultérieurement, il est souvent impossible de respecter simultanément l'ensemble des critères de similitude issus des équations de bilan. Aussi la comparaison des critères de similitude nous a amenés à réaliser de nombreuses expériences tant en soufflerie au Maroc (étude sur modèle réduit de l'accumulation de sable (Fig. 56)), au Québec (étude sur modèle réduit de la formation de congère (Fig. 57)), ainsi que dans notre laboratoire (soufflerie diphasique du Cemagref (Fig. 58)) et à utiliser les résultats de campagnes de mesures in situ (étude de la formation de congères derrière des barrières à neige à Besse-en-Chandesse (Fig. 59)).

Nous avons ainsi mis en évidence le groupe de critères de similitude nous semblant le plus approprié, ainsi que les limites d'utilisation de la modélisation physique.

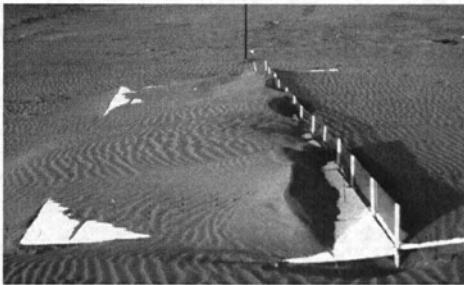


Figure 56. Accumulation de sable générée par un modèle réduit de barrière à l'extérieur, à Agadir (A. Bouddour/Cemagref).

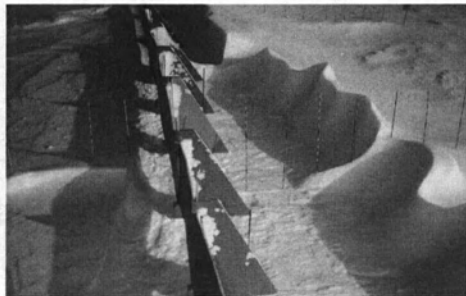


Figure 57. Accumulation de neige générée par un modèle réduit de barrière à l'extérieur, à Chicoutimi au Québec (A. Sarret/Cemagref).

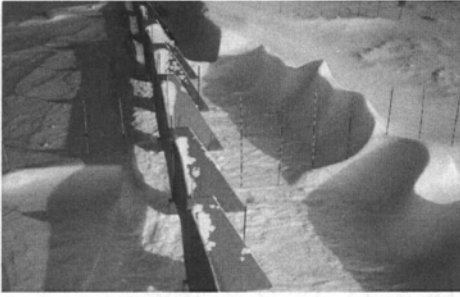


Figure 58. Accumulation de particules générée par un modèle réduit de barrière en soufflerie (F. Naaim/Cemagref).

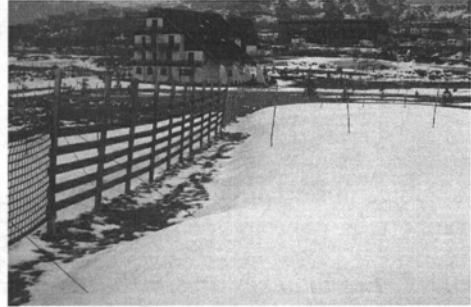


Figure 59. Étude in situ de la forme des congères derrière des barrières à neige à Besse-en-Chandesse (A. Sappey/Cemagref).

La soufflerie (Fig. 60) a été conçue de façon à supporter le transport de particules. En circuit fermé et d'une longueur totale de 13 m, elle dispose d'une veine d'étude de 450 cm de long pour une section de 100 cm sur 50 cm (débit maximal $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, vitesse maximale dans la veine d'étude de $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, vitesse variable par ventilateur axial à pales réglables en marche).

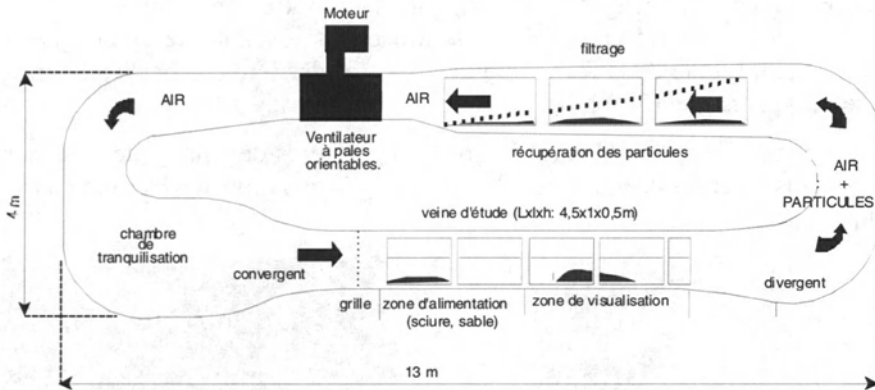


Figure 60. Soufflerie diphasique.

Cette instrumentation périphérique est complétée par une chaîne d'acquisition et de traitement d'images (Fig. 61) permettant de déterminer vitesse et concentration des particules à partir d'une visualisation laser. La détermination des profils de concentration nous a permis d'améliorer notre connaissance des critères de similitude.

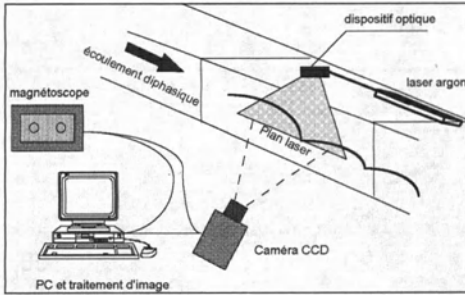


Figure 61. Chaîne d'acquisition et de traitement d'images.



Figure 62. Chaîne d'acquisition et de traitement d'images (H. Martinez/Cemagref).

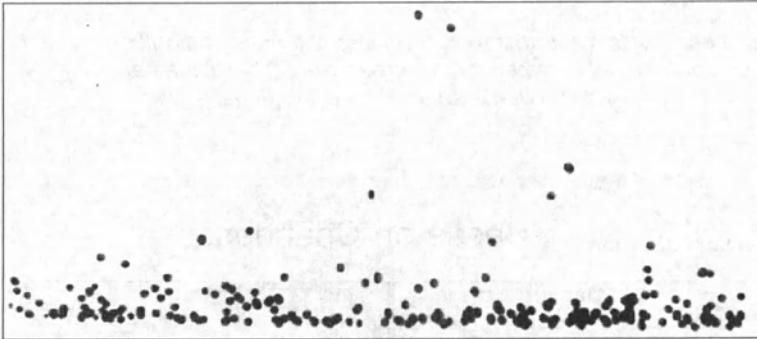


Figure 63. Exemple d'image acquise en soufflerie traduisant l'évolution de la concentration en fonction de la hauteur.

◆ *Un aperçu des difficultés rencontrées*

Dans le cas des écoulements diphasiques (et plus particulièrement dans le cas du transport éolien de la neige), les critères de similitude définis à partir des équations adimensionnelles ne peuvent être satisfaits simultanément. De nombreux scientifiques (Imai, Gerdel, Strom, Odar, Anno, Kind, Iversen, Isyomov, Norem, Tabler...) se sont intéressés à la question sans parvenir à une situation de compromis.

À titre d'illustration, nous présentons l'exemple suivant : nous avons simulé en soufflerie (Fig. 64) la formation des congères au droit d'une barrière à neige dont le comportement avait été étudié sur le site expérimental de Besse-en-Chandesse (Fig. 65). Pour les différentes expériences réalisées (Tableau III), nous avons estimé les durées et les vitesses réelles de tempête obtenues à partir des critères de similitude proposés par différents auteurs (Tableau IV).

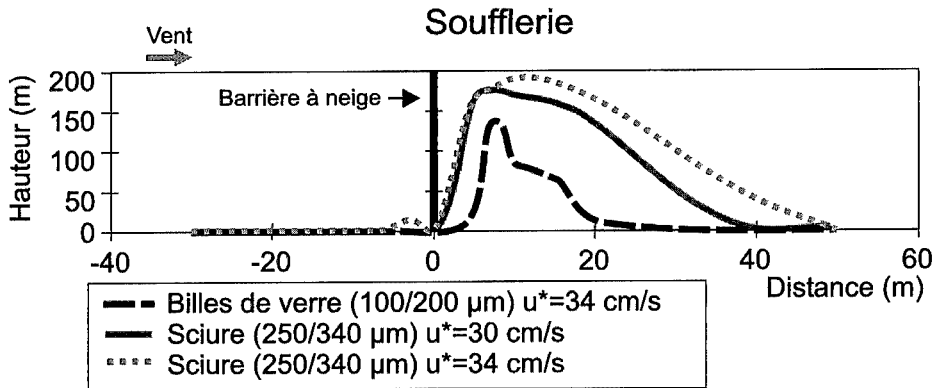


Figure 64. Profils à saturation de congères obtenues en soufflerie sous le vent d'une barrière à lattes horizontales (porosité 50 %) d'une hauteur de 4 cm et d'une garde au sol de 0,8 cm (échelle 1/50).

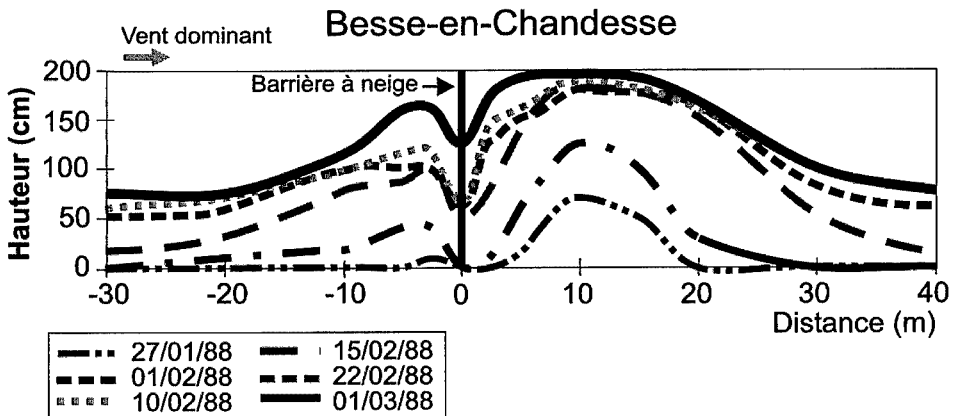


Figure 65. Mesures in situ de l'évolution de la forme d'une congère de neige sous le vent d'une barrière à lattes horizontales (porosité 50 %) d'une hauteur de 2 m et d'une garde au sol de 0,4 m.

Les particules utilisées présentent les caractéristiques définies dans le tableau III :

Tableau III. Caractéristiques des particules pour différentes expériences.

Matériau	Densité réelle	Densité apparente	Calibre (μm)	u_* (cm/s)	Angle de frottement (α°)
Sciure	0,55	0,17	250/340	15	45
Bille de verre	2,46	1,5	100/200	19	25
Sable	2,6	1,5	50/150	20	30

Les valeurs, à l'échelle 1, obtenues à partir des simulations physiques, en utilisant les divers critères de similitude sont les suivantes :

Tableau IV. Estimation des durées et vitesses réelles de tempête.

Critères de similitude d'après : Caractéristiques des expériences	KIND*	IVERSEN	TABLER	ANNO
Sciure D60/80 Vitesse $u_* = 34$ cm/s		Vitesse $u_* = 213$ cm/s	Vitesse $u_* = 271$ cm/s	Vitesse $u_* = 45$ cm/s Durée 1 141 h
Billes de verre 90/150 Vitesse $u_* = 34$ cm/s	Vitesse $u_* = 36$ cm/s Durée 510 mn	Vitesse $u_* = 93$ cm/s Durée 563 min	Vitesse $u_* = 128$ cm/s Durée 151 min	Vitesse $u_* = 36$ cm/s Durée 910 h

* Le nombre de Froude n'a pas été respecté.

Les résultats obtenus dépendent des conditions initiales qui ont été prises identiques pour tous les critères : ($u_{*1 \text{ neige}} = 0,2$ cm/s, $\sigma_{\text{neige}} = 700$ kg/m³). La rugosité de la soufflerie était de 0,015 mm.

On constate ainsi que les résultats obtenus sont très dispersés. De ce fait, nous avons étudié et comparé entre eux les différents critères de similitude proposés afin de choisir les plus appropriés.

♦ **La similitude de Reynolds**

Dans certains régimes qui nous intéressent (surface neigeuse et sableuse sans transport de particules) la paroi peut être considérée comme dynamiquement légèrement rugueuse voire lisse. Dans ce cas l'écoulement dépend du nombre de Reynolds et pour assurer la similitude dynamique de l'écoulement, les nombres de Reynolds de la maquette et du prototype doivent être égaux.

La valeur couramment admise pour laquelle le flux devient complètement rugueux est :

$$\frac{u_* h_s}{\nu} > 70 \quad (33)$$

où : h_s est la hauteur moyenne des irrégularités de surface (m) ;

u_* est la vitesse de frottement (m/s) ;

ν est le coefficient de viscosité cinématique (m²/s).

Mais Dvorak a montré que les effets de la viscosité restent relativement faibles pour des valeurs de $\frac{u_* h_s}{\nu}$ aussi faibles que 20.

Si l'on considère que la rugosité est modifiée par la présence des particules (équation 5) avec $z_0' = \frac{1}{1,6} \left(\frac{u_*^2}{2g} \right)$, la condition imposée par Dvorak devient :

$$\frac{u_*^2}{2g\nu} > 30 \quad (34)$$

Pour que l'inéquation (34) soit vérifiée, quelle que soit la vitesse de l'écoulement permettant le transport de particules, alors :

$$\frac{u_{*f}^2}{2g\nu} > 30 \quad (35)$$

où : u_{*f} est la vitesse de frottement seuil (m/s) ; ce qui se traduit dans le cas de l'air par $u_{*f} > 20$ cm/s .

Dans ces conditions, l'écoulement est indépendant du nombre de Reynolds, et il n'est pas nécessaire d'assurer l'égalité entre les nombres de Reynolds du modèle et du prototype.

♦ La similitude géométrique

Pour assurer la similitude géométrique, le diamètre des particules et la longueur de rugosité doivent être à l'échelle. L'ordre de grandeur du diamètre des particules de neige transportées par le vent est de 100 à 200 µm. La modélisation sur maquette conduirait donc à réduire le diamètre des particules :

$$\left[\frac{D_p}{H} \right]_m = \left[\frac{D_p}{H} \right]_p \quad (36)$$

où : D_p est le diamètre des particules (m) ;

H est la hauteur de référence (m).

Cependant, si l'on se réfère à la figure 12, on constate qu'en deçà de 100 μm , la vitesse de frottement seuil est d'autant plus importante que le diamètre est faible. Or, on considère généralement que la diffusion turbulente est prépondérante pour une valeur de U_F/u_{*t} supérieure à 1, où U_F est la vitesse de chute des particules (m/s).

Le but de la modélisation étant de reproduire le phénomène de saltation, on en conclut qu'il est impossible d'appliquer l'échelle géométrique au diamètre des particules si l'on cherche à reproduire l'arrachement des particules.

Pour assurer la similitude géométrique des écoulements modèle et prototype, la longueur de rugosité, elle aussi, doit être à l'échelle :

$$\left(\frac{z'_0}{H}\right)_m = \left(\frac{z'_0}{H}\right)_p \quad (37)$$

La longueur de rugosité étant modifiée par la présence des particules (équation 5), on obtient :

$$\left(\frac{u_*^2}{2Hg}\right)_m = \left(\frac{u_*^2}{2Hg}\right)_p \quad (38)$$

♦ **La similitude de vitesse**

- *Le nombre de Froude*

L'adimensionnalisation des équations (16) et (17) de trajectoire des particules dans la couche de saltation conduit aux critères de similitude suivants :

$$\left(\frac{C_D \rho H}{\sigma D_p}\right)_m = \left(\frac{C_D \rho H}{\sigma D_p}\right)_p \quad (39)$$

$$\left(\frac{U^2}{Hg}\right)_m = \left(\frac{U^2}{Hg}\right)_p \quad (40)$$

Le respect simultané de ces deux critères donne des résultats cohérents (David, 1982). Cependant, pour que ces deux paramètres soient respectés, les échelles géométriques doivent être supérieures au 1/10 (David, 1982). Ainsi un obstacle d'une hauteur caractéristique de 10 m devra être représenté en soufflerie par un obstacle similaire d'une hauteur caractéristique d'au moins 1 mètre. Cette restriction, qui limite l'intérêt de la modélisation physique en soufflerie, a poussé certains scientifiques (Kind, Iversen, Tabler) à ne conserver que le nombre de Froude (équation 40). Cependant, le seul respect de ce critère de similitude n'est pas pertinent. Pour le montrer, nous avons étudié en soufflerie la formation

d'accumulations de particules derrière des barrières (même particule et même type d'obstacles) à différentes échelles, tout en respectant le nombre de Froude et nous avons comparé, sous forme adimensionnelle, les résultats obtenus (Fig. 66). Dans ce cas précis, le système à échelle 1 est constitué de la barrière de hauteur 4 cm et le système à échelle réduite est constitué par la barrière de hauteur 1 cm.

Cette méthode, qui consiste à introduire modèle réduit et prototype en soufflerie, constitue un artifice pour tester les critères de similitude, mais ne présente pas d'intérêt du point de vue de l'ingénierie (on ne met pas en place sur le terrain une barrière de 4 cm de haut !). Une telle démarche permet simplement d'éliminer certains critères de similitude mais n'est pas suffisante pour en valider d'autres ; le passage à l'échelle 1 « vraie grandeur » (barrière de 1 à 3 m de haut par exemple) est indispensable.

Dans le cas présent, la barrière de 1 cm est censée modéliser la barrière de 4 cm, le seul critère de similitude utilisé étant le nombre de Froude. Si ce critère était valable, les deux courbes adimensionnelles (h et L sont respectivement la hauteur et la longueur du dépôt et H est la hauteur de la barrière) devraient se superposer. Si le critère de Froude était licite, les deux courbes devraient se superposer, ce qui n'est pas le cas.

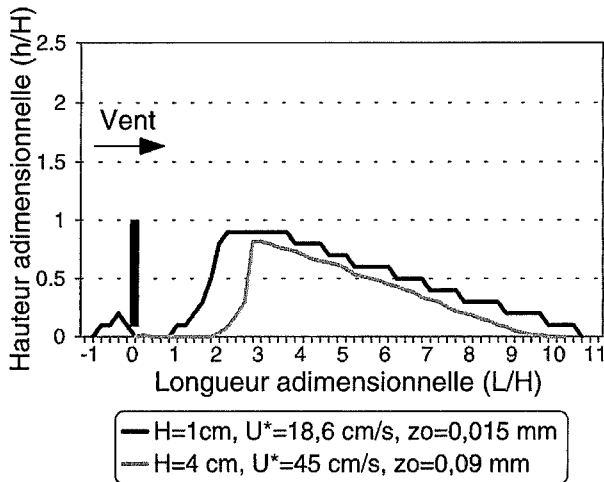


Figure 66. Profils à saturation de congères obtenues en soufflerie sous le vent de barrières pleines de hauteur H variable avec une garde au sol de $0,2 H$ pour une même valeur du nombre de Froude ($0,17$).

- Le rapport $\left(\frac{u_*}{u_{*t}}\right)$

Cependant, il est intéressant de constater (David, 1982 ; Naaim-Bouvet, 1997) que le respect simultané de $\left(\frac{C_D \rho H}{\sigma D_p}\right)$ et $\left(\frac{U^2}{Hg}\right)$ conduit au respect de $\left(\frac{u_*}{u_{*t}}\right)$, critère de vitesse proposé par Anno (1984,1986,1987) où u_{*t} représente la vitesse de frottement seuil des particules.

L'intérêt de ce dernier critère de similitude est d'ailleurs prouvé par les essais suivants : nous avons étudié en soufflerie la formation d'accumulations de particules derrière des barrières (même particule, même vitesse, même obstacle)   différentes échelles géométriques et nous avons comparé, sous forme adimensionnelle, le résultat obtenu. Entre ces différentes expériences, le critère $\left(\frac{u_*}{u_{*t}}\right)$ est donc respecté. Or, nous remarquons une relative superposition des courbes (Fig. 67), ce qui tend à prouver la pertinence de ce dernier critère, que nous adopterons dans le cadre des expertises réalisées en soufflerie.

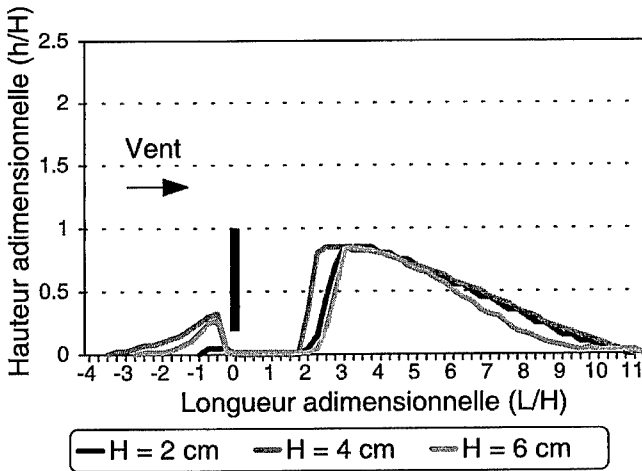


Figure 67. Profils à saturation de congères obtenues en soufflerie sous le vent de barrières pleines de hauteur H variable avec une garde au sol de $0,2 H$ pour une vitesse de frottement de 23 cm/s .

◆ Particules utilisées

 tant donné le critère de similitude de vitesse choisi, les contraintes concernant le choix des particules sont relativement faibles. Au vu de notre système

d'injection (reprise des particules au sol et non injection par air comprimé), nous conserverons les trois conditions suivantes : $U_F > u_{*c}$, $(\sigma/\rho) > 600$ et égalité des angles de frottement interne. Cette dernière condition est impossible à respecter dans le cas de particules de neige présentant une cohésion de frittage. Cependant ce sont les particules avec un angle de frottement interne important qui permettent de s'approcher le mieux de la forme de la congère.

♦ *La similitude de temps*

Si l'on suppose que les particules de débit massique Q_s arrivent au niveau d'un obstacle de longueur de référence L , la masse des particules accumulées autour de cet obstacle sera proportionnelle à $Q_s L$ et si cette accumulation a lieu pendant le temps t , elle sera proportionnelle à $Q_s L t$. Le volume, quant à lui sera proportionnel à $Q_s L / \sigma$ (où σ est la masse volumique des particules).

En considérant A , la surface de l'accumulation projetée sur le plan horizontal, on obtient :

$$A \propto \frac{Q_s L t}{\sigma H} \quad \text{soit} \quad \frac{A}{L} \propto \frac{Q_s t}{\sigma H} \quad (41)$$

On peut remplacer A/L^2 par A_e/LH , où A_e est la surface de l'accumulation projetée sur le plan vertical ou par V_o/L^2H , où V_o est le volume de l'accumulation. Comme on a pu le remarquer (§ 1.3.3), il n'y a pas de formulation unique du débit de neige transportée.

Dans sa formulation du critère de temps, Iversen (1984) a considéré :

$$Q_s \propto \frac{\rho u_*^2 (u_* - u_{*t})}{g} \quad (42)$$

Sachant que $(A/L^2)_m = (A/L^2)_p$, on obtient :

$$\left[\left(\frac{\rho}{\sigma} \right) \left(\frac{u_*^2}{gH} \right) \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \left(\frac{u_* t}{L} \right) \right]_p = \left[\left(\frac{\rho}{\sigma} \right) \left(\frac{u_*^2}{gH} \right) \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \left(\frac{u_* t}{L} \right) \right]_m \quad (43)$$

Dans le cas où $(\frac{C_D \rho H}{\sigma D_p})_m = (\frac{C_D \rho H}{\sigma D_p})_p$ et $(\frac{U^2}{Hg})_m = (\frac{U^2}{Hg})_p$ alors le critère 43 devient :

$$\left(\frac{\rho U t}{\sigma H} \right)_p = \left(\frac{\rho U t}{\sigma H} \right)_m \quad (44)$$

Par la suite (1986), Iversen proposa une formulation plus générale pour ce critère :

$$\left[\left(\frac{u_{*t}}{L} \right) \left(\frac{\rho}{\sigma} \right) \left(\frac{u_*^2}{gH} \right) \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \Psi \left(\frac{u(H)L}{\nu} \right), \frac{h}{H}, \frac{l}{L}, \frac{z_0}{H}, \frac{z'_0}{H}, \frac{\rho}{\sigma}, \frac{U_F}{u_{*th}}, \frac{u_*^2}{gH} \right]_p =$$

$$\left[\left(\frac{u_{*t}}{L} \right) \left(\frac{\rho}{\sigma} \right) \left(\frac{u_*^2}{gH} \right) \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \Psi \left(\frac{u(H)L}{\nu}, \frac{h}{H}, \frac{l}{L}, \frac{z_0}{H}, \frac{z'_0}{H}, \frac{\rho}{\sigma}, \frac{U_F}{u_{*th}}, \frac{u_*^2}{gH} \right) \right]_m \quad (45)$$

où : Ψ est une fonction à déterminer de façon expérimentale pour chaque type de configuration étudiée ;

U est la vitesse (m/s), à la hauteur h (m) ;

U_F est la vitesse de chute des particules (m/s) ;

z_0 est la rugosité aérodynamique (m) ;

z'_0 est la rugosité aérodynamique pendant la saltation (m) ;

ν est la viscosité cinématique (m²/s) ;

g est l'accélération de la gravité (m/s²).

♦ Influence des profils de concentration en particules sur les critères de similitude

Si de nombreux auteurs se sont intéressés aux critères de similitude, aucun n'a cependant traité de l'influence des profils de concentration de particules (profil représentant la concentration massique en particules en fonction de la hauteur par rapport au sol), ce que nous avons pu faire grâce au dispositif de traitement d'images précédemment décrit.

Nous avons montré qu'il y avait une évolution des profils de concentration de particules en fonction de la longueur de la zone de reprise (étude en soufflerie). Par ailleurs si l'on se réfère aux travaux de Takeuchi (§ 1.3.4), la longueur de la zone d'emprunt nécessaire à l'obtention de la saturation en particules de neige est de l'ordre de 300 m (étude in situ). Les conditions de débit de particules entre modèle et prototype pouvant varier, il est donc apparu intéressant d'étudier l'incidence de ce phénomène sur l'utilisation des critères de similitude. Nous avons donc réalisé des modélisations en faisant varier les profils de concentration, c'est-à-dire en modifiant la longueur de la zone d'ablation (§ 1.3.4).

Le critère de similitude, qui semble être affecté par la variation des profils de concentration, est le critère de similitude de temps. En effet, lorsque la longueur de la zone de reprise des particules (appelée aussi *fetch*) augmente, toutes cho-

ses égales par ailleurs (vitesse, particules, type d'obstacles), la vitesse de la croissance de la congère augmente (Fig. 68 et 69).

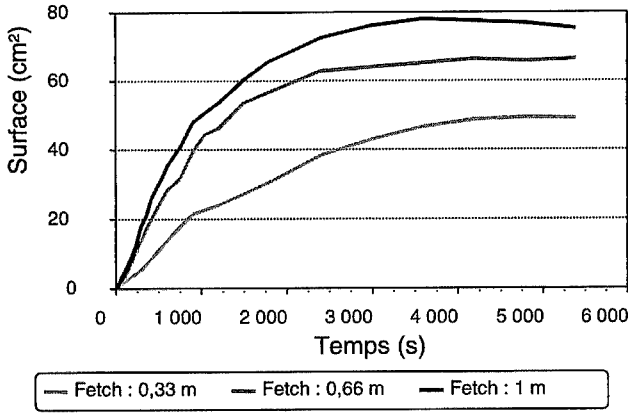


Figure 68. Influence de la longueur de la zone de reprise sur le taux de croissance de la congère.

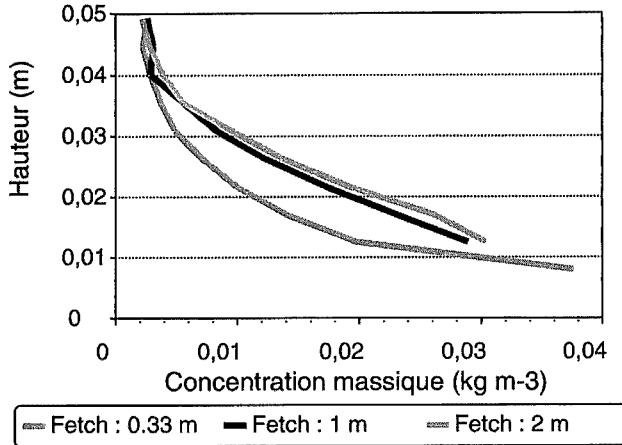


Figure 69. Profils de concentration correspondant obtenus par traitement d'images.

Lorsque la saturation en particules n'est pas atteinte, il apparaît donc nécessaire d'introduire l'influence de la longueur de la zone d'emprunt dans les critères de temps proposés. Ainsi pour le critère de temps proposé par Iversen, il est nécessaire d'introduire dans la fonction ψ une nouvelle variable adimensionnelle λ/Λ , qui représente le rapport entre la longueur de la zone d'emprunt et la longueur de référence L .

Par ailleurs, l'expérience (Fig. 68) que nous avons réalisée en soufflerie permet de mettre en évidence un point important. Le comportement asymptotique des courbes semble différer, ce qui signifie donc que le profil de concentration en particules influe sur la forme des congères. Un examen plus détaillé des résultats expérimentaux, utilisant les paramètres relatifs aux formes caractéristiques des congères (Fig. 70 et 71), semble effectivement indiquer une influence de la concentration sur la dynamique de formation de la congère. Pour une même vitesse de référence en entrée de veine, plus la concentration en particules est élevée, plus les distances $L1$ et $L2$ sont faibles, ce qui est caractéristique d'une diminution de la vitesse du fluide. La présence de particules entraîne une diminution sensible de la vitesse moyenne (transfert de quantité de mouvements), modifiant ainsi la forme de l'accumulation.

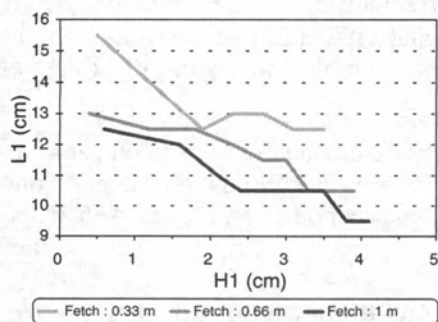


Figure 70. Influence de la concentration en particules sur l'évolution de la forme de la congère pour une même vitesse de référence.

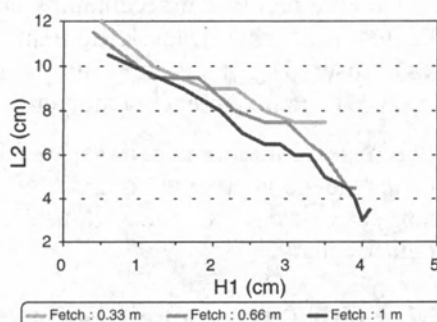
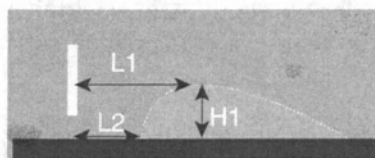


Figure 71. Influence de la concentration en particules sur l'évolution de la forme de la congère pour une même vitesse de référence.



Pour une même vitesse de frottement, le profil de concentration en particules a une importance non seulement sur la durée de formation mais aussi sur la forme de l'accumulation. La modélisation physique ne permet pas d'estimer de façon précise la durée de la tempête lorsque la saturation en particules n'est pas atteinte.

♦ **Conclusion**

Ainsi, dans le cadre d'expertises, nous utilisons le critère de similitude de vitesse proposé par Anno $\left[\frac{u_*}{u_{*th}} \right]$. Pour ce qui est du critère de similitude de temps, l'approche proposée par Iversen, bien que séduisante, nécessite une phase d'apprentissage importante : la fonction Ψ doit être déterminée expérimentalement pour chaque configuration, ce qui rend son utilisation pratique très délicate, eu égard au nombre important d'expériences à réaliser pour ajuster l'ensemble des paramètres. Par ailleurs, ce critère n'est valable que lorsque la saturation en particules est atteinte. Or si la longueur nécessaire à l'obtention de la saturation est de quelques mètres dans le cas de particules sans cohésion, elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres dans le cas de la neige (300 m d'après Takeuchi). Dans le domaine du génie civil, nous préférons donc ne pas utiliser de critères de temps, car il nous semble impossible d'estimer de façon réaliste la durée de la tempête.

Malgré ses limitations, la modélisation physique en soufflerie avec ou sans particules de neige permet d'apporter des réponses à certains problèmes complexes. À titre d'exemple, citons l'étude réalisée pour l'autoroute A75 (Clermont-Béziers).

3.2. Étude de cas : modélisation physique de la formation de congère au col d'Engayresque (A75)

L'autoroute A75 traverse des zones au climat rude : monts de la Margeride, monts d'Aubrac, Grands Causses. Ces hauts plateaux sujets à de violentes chutes de neige et balayés par les vents, sont franchis à des altitudes élevées puisque l'autoroute se développe sur une longueur de 133 km au-dessus de 700 m (dont 38,5 km au-dessus de 1 000 m). Afin de limiter les problèmes liés au transport de la neige par le vent, il a été appliqué sur la plus grande partie du tracé de l'A75 des règles d'ingénierie.

Ainsi, pour évaluer le risque de formation de congères « point par point », le Cemagref a développé un algorithme qui permet de déduire, d'un certain nombre de paramètres, un risque coté sur une échelle variant de 0 à 100 (*0 ne signifiant pas l'absence de tout risque de chute de neige, mais l'absence d'un risque de suraccumulation*). Les paramètres utilisés sont les suivants : l'altitude, l'exposition, l'orientation, la pente du profil en long, le type de profil en travers et la végétation. Pour chacun de ces paramètres, on établit un indice de risque ; on compose ensuite les indices de risque pour obtenir un risque global. Ce risque global varie entre 0 et 100 respectivement pour un risque nul et un risque maximal (Fig. 72).

Numéro de profil (Laspares/Tam)	Distance cumulée	Cote TN	cote projet	Prof. (m)	Pente	Expos.	Végét.	Vent dominant	Orient. tracé	Facteur altitude	Facteur profil	Facteur pente	Facteur exposition	Facteur végétation	Facteur Orientation
1	0	703,41	704,53	-1,12	0,052 S		fd2	135	164	0,60	0,10	0,60	0,00	0,30	0,32
2	20	702,51	703,48	-0,97	0,052 S		fd2	135	164	0,60	0,20	0,60	0,00	0,30	0,32
3	50	699,69	701,91	-2,22	0,052 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,32
4	80	699,08	700,33	-1,25	0,052 S		fd2	135	164	0,40	0,10	0,60	0,00	0,30	0,32
5	110	696,11	698,76	-3,65	0,053 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,32
6	131,1	693,09	697,65	-4,56	0,052 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,32
8	170	691,26	695,61	-4,35	0,053 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,30	0,00	0,30	0,32
9	200	689,88	694,03	-4,15	0,052 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,32
10	230	688,2	692,46	-4,26	0,053 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,32
11	260	686,48	690,88	-4,40	0,052 S		fd2	135	164	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,32
12	290	684,67	689,31	-4,64	0,052 S		fd2	135	0	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,50
13	320	682,31	687,73	-5,42	0,052 S		fd2	135	0	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,50
14	350	679,99	686,16	-6,17	0,053 S		fd2	135	0	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,50
15	380	677,37	684,58	-7,21	0,052 S		fd2	135	0	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,50
16	410	673,74	683,01	-9,27	0,053 S		fd2	135	0	0,40	0,00	0,60	0,00	0,30	0,50
17	440	672,89	681,43	-8,54	0,052 S		fd1	135	0	0,40	0,00	0,60	0,00	0,00	0,50

Figure 72. Exemple de tableau d'indice de risque le long du tracé de l'A75 (secteur Laspares - tête Nord du viaduc de Millau).

Dans ce cas précis, différents dispositifs de protection (décrits dans la partie 2 : « Les différents moyens de lutte contre la formation de congères et de corniches ») ont été proposés à partir d'un indice de risque de 25. Cependant, pour des configurations complexes, ces règles se sont avérées insuffisantes. Dans le cadre de l'aménagement de l'A75, ce fut notamment le cas du col d'Engayresque où une modélisation physique a été jugée intéressante.

Au niveau du col d'Engayresque (888 m, Aveyron), la situation était la suivante : la RN9 (2 x 2 voies) traversait le col en déblai ; l'A75 qui devait se superposer à ce niveau à la RN9 nécessitait l'implantation d'un écran antibruit pour protéger deux habitations et un restaurant situés au niveau du col (Fig. 74).

Les questions posées étaient donc les suivantes :

- La situation actuelle était-elle satisfaisante ?
- Quel était l'impact de la protection antibruit préconisée sur la formation de congères ?
- L'éloignement de la chaussée de cette protection antibruit, qui s'accompagnait nécessairement d'une augmentation de sa hauteur, favorisait-elle ou aggravait-elle la formation de congères sur la chaussée ?
- Quelles mesures pouvait-on prendre pour limiter la formation des congères et quels résultats pouvait-on attendre de ces mesures ?

La modélisation physique en soufflerie (Fig. 73) nous a alors permis d'établir des échelles de risques.

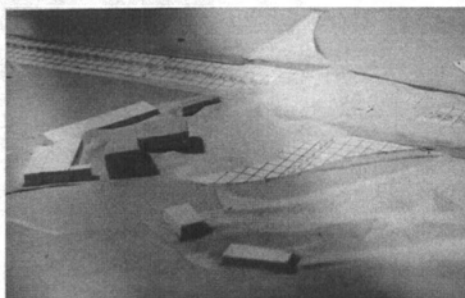


Figure 73. Col d'Engayresque en soufflerie (F. Naaim/Cemagref).



Figure 74. Col d'Engayresque, grandeur nature (F. Naaim/Cemagref).

Situations de base	Risques d'accumulations
1. Adoucissement des talus à l'ouest de la chaussée	Moyen
2. Situation actuelle	Fort
3. Merlon antibruit (H = 5 m sur 150 m, H = 3 m sur 100 m)	Fort
4. Merlon antibruit (H = 3 m sur 200 m)	Très fort
5. Mur antibruit (H = 3 m sur 200 m)	Très fort

Chaque situation de base était aggravée dans les cas suivants :

- *Mise en place de glissières de sécurité*

TPC 13 m	↓ Risque de formation de congères croissant
Glissières type Gierval	
Glissières métalliques	
Séparateurs béton DBA	

- *Mise en place d'écrans anti-éblouissement*

Écrans à forte porosité	↓ Risque de formation de congères croissant
Écrans à faible porosité	
Haies végétales (= écrans opaques)	

Chaque situation de base était améliorée dans les cas suivants :

Décaler la chaussée Ouest vers l'Est	↓ Par priorité de réalisation
Adoucir les pentes des talus côté Est	
Créer une aire de stockage de neige côté Est	

- Après concertation avec les propriétaires, la solution adoptée a été la suivante :
- situation de base n° 1 (adoucissement des talus à l'ouest de la chaussée) ;
 - adoucissement des pentes des talus et création d'une aire de stockage côté Est ;
 - glissière Gierval ;
 - absence d'écran anti-éblouissement.

4. MODÉLISATION NUMÉRIQUE DU TRANSPORT DE LA NEIGE PAR LE VENT

Cette quatrième partie a pour objet de présenter la modélisation numérique du transport de neige par le vent, développée par le Cemagref.

Les différentes techniques de modélisations physiques présentées ont pour objectif de simuler les effets d'un seul épisode de transport de neige. Or d'une part, les caractéristiques de la tempête sont variables (intensité de la chute de neige, vitesse du vent) au cours même de la tempête et d'autre part, la saison hivernale est constituée d'une succession d'épisodes climatiques entraînant une modification du manteau neigeux, la modélisation de la cohésion, de l'évaporation, de la fonte et du regel n'étant pas envisageable en laboratoire.

Il nous a donc paru intéressant de développer un modèle numérique utilisant les hypothèses de la mécanique des fluides afin de reproduire le transport, l'arrachement et le dépôt des particules dans le sillage d'obstacles. Ce modèle numérique devrait présenter un double avantage :

- d'une part, son utilisation ne serait pas limitée du fait des caractéristiques physiques des particules (angle de frottement interne des particules correctement représenté) ou du fait des dimensions de la soufflerie (obtention de la saturation en particules, régime turbulent développé, absence d'effets de blocage du fait d'une hauteur trop importante des maquettes). En conséquence de quoi, son utilisation pourrait être plus étendue que dans le cas de la modélisation physique, notamment pour les estimations de durée de tempêtes et pour les accumulations sur les terrains accidentés présentant de fortes pentes, configurations pour lesquelles peu de données expérimentales sont disponibles ;
- d'autre part, on pourrait envisager dans une phase ultérieure le couplage de ce modèle numérique et des modèles *Crocus* (Brun, 1989, 1992, 1995) et *Protéon* (Guyomarc'h et Mérindol, 1991, 1994, 1995) du Centre d'études de la neige permettant de simuler l'évolution du manteau neigeux et l'occurrence de transport éolien. Ainsi l'utilisation conjointe de ces modèles autoriserait à simuler la formation d'accumulation de neige, non pas pour un épisode de transport mais pour une saison hivernale complète, à partir de scénarios climatiques donnés.

4.1. De l'intérêt de la modélisation numérique du vent en topographie complexe

La première étape de la modélisation a pour but de déterminer la direction du vent responsable du transport de la neige sur la zone d'étude.

En France, les données nivo-météorologiques des zones de montagnes sont enregistrées, stockées et gérées par Météo France. En montagne, l'échelle spatiale adoptée pour l'acquisition de ces données est celle du massif, dont la superficie est de l'ordre de 1 000 km². En plaine, le réseau peut être plus lâche. Pour disposer de la répartition de la neige dans la zone de départ d'un couloir ou la forme des congères sur une voie de communications, il est nécessaire de connaître localement l'intensité de la précipitation, la direction et la vitesse du vent. Nous avons donc besoin d'un moyen qui permette de déterminer le vent local à partir du vent synoptique (vent dans l'atmosphère dite libre où l'influence directe du sol n'est plus perceptible) au niveau du massif et d'un outil de simulation du transport de la neige par le vent au voisinage immédiat de la zone de départ ou de la route.

Pour accéder à la distribution du vent au sol au niveau d'un massif, nous avons utilisé au début des années quatre-vingt-dix une soufflerie hydrodynamique. C'est un circuit fermé, où l'eau circule grâce à une pompe. Une maquette du terrain est introduite dans le canal hydraulique et les différents régimes de vent sont simulés en orientant la maquette par rapport à l'écoulement. On peut ainsi visualiser l'écoulement et reproduire les lignes de courants. Les problèmes de similitudes hydrodynamiques et de stratification thermique n'ont été que partiellement résolus. Compte tenu des dimensions de la veine d'étude (1 m de large), l'échelle de la maquette est trop grande et ne permet pas d'accéder à une mesure fine de la vitesse. Trois autres difficultés ont été mises en évidence :

- difficulté d'obtention d'une couche limite établie avant de parvenir jusqu'à la maquette (seuls trois mètres sont disponibles pour déclencher et établir la couche limite) ;
- incapacité à modéliser de façon pertinente la couche de surface et les rugosités ;
- cherté des expérimentations (maquette, temps et instrumentation).

Les reliefs montagneux conditionnent fortement les écoulements atmosphériques, d'une part par la canalisation due aux vallées et d'autre part par les effets thermo-aérodynamiques résultant de l'interaction entre le vent et le relief. La conception et la réalisation d'un modèle numérique ont été confrontées à quatre problèmes :

- le choix des modèles physiques et des équations mathématiques ;
- la modélisation du terrain ;

- la résolution des équations, en gardant à la fois la complexité des équations et celle du terrain,
- l'implémentation des conditions aux limites.

On s'intéresse ici aux écoulements d'air au-dessus d'un terrain à topographie complexe. Nous avons tout d'abord effectué une synthèse des connaissances micro-météorologiques des terrains plats homogènes. Nous avons ensuite analysé les modifications produites par les changements de rugosité et par la topographie, ce qui nous a permis d'aborder la modélisation à proprement parler. Pour cela, différentes hypothèses ont été adoptées. L'air a été considéré comme un gaz parfait polytropique ($p = \rho RT$), sec et compressible comme un fluide newtonien. La modélisation développée a été basée sur les lois de conservation de la mécanique des milieux continus. La fermeture a été assurée par le modèle $k-\varepsilon$, (présenté de façon détaillée au paragraphe 4.4.3) recommandé pour la simulation de la couche limite turbulente. Ainsi les propriétés de la turbulence ont donc été représentées par les quantités k (énergie cinétique turbulente) et ε (taux de dissipation turbulente).

Dans un modèle de simulation d'écoulements atmosphériques, il est très important de bien modéliser la zone proche des parois. C'est là que se produisent les échanges de quantité de mouvements et de chaleur qui vont conditionner le comportement des basses couches de l'atmosphère. C'est d'autant plus vrai que le but du modèle est justement d'évaluer l'influence du relief du domaine sur un écoulement connu *a priori* à l'échelle du massif. Dans notre cas, cette couche est modélisée par une loi logarithmique, solution d'une couche limite établie caractérisée par une vitesse turbulente et une rugosité traduisant l'état de surface du sol. En ce qui concerne les quantités turbulentes, l'hypothèse principale consiste à supposer la turbulence en équilibre local dans la couche de surface, ce qui peut se traduire par l'égalité de la production et de la dissipation.

La maquette de chaque site est introduite sous la forme d'un modèle numérique du terrain (discrétisation du terrain). Pour chaque maille, la rugosité est estimée à partir de la table de Panoffsky et Dutton (1984) en fonction du couvert du sol. Au niveau du sol, on décompose cette grille modèle numérique du terrain en triangles et/ou en quadrangles. À partir de ce maillage, on définit un certain nombre de couches superposées couvrant le volume dans lequel on cherche à déterminer direction et intensité du vent. Ce volume est en général égal au volume compris entre le sol et une altitude pour laquelle on suppose que le vent n'est plus perturbé par la topographie et qui correspond au vent synoptique (environ 5 000 m). Les altitudes des points intermédiaires sont calculées par une interpolation entre le sol et le sommet du domaine de façon à avoir une variation croissante du pas d'espace en z , ce qui permet d'avoir des mailles fines au niveau du sol où les échanges sont intenses et des mailles plus lâches en altitude. Le système d'équations, écrit sous sa forme conservative, présente la par-

ticularité de distinguer trois contributions différentes : la première est le résultat de la convection et de la pression (partie hyperbolique) ; la seconde est le résultat de la diffusion (partie parabolique) et la troisième regroupe les termes restant tels ceux relatifs aux effets de la gravité, à la production de la turbulence, etc.

La résolution du système d'équations se fait en trois étapes :

- l'étape de projection permet d'affecter aux mailles la valeur moyenne de chaque variable à chaque instant ;
- l'étape suivante est l'intégration du système sur les éléments du maillage. La transformation de l'intégrale de volume en intégrale de surface permet de ramener le problème au calcul des flux numériques au niveau des interfaces. Il reste alors à déterminer le flux numérique au niveau de chaque section. Ceci se fait par la résolution d'un problème de Riemann pour la partie hyperbolique. Les gradients des variables sont évalués par une méthode des moindres carrés. Associés à la viscosité turbulente ils permettent de calculer les termes de diffusion au niveau des interfaces ;
- enfin, les termes sources sont précisés et leur contribution ajoutée à la solution obtenue. Le schéma numérique résultant est du second ordre en espace et du premier ordre en temps.

Après sa construction le modèle numérique a été comparé à différentes solutions théoriques ainsi qu'à des données expérimentales (Naaim, 1998). Le modèle prédit assez finement le champ des vitesses moyennes. Pour les grandeurs turbulentes, il est moins performant. L'imprécision sur la prédiction des grandeurs turbulentes dans la zone de sillage de la colline était de l'ordre de 20 %. Ce modèle, développé initialement pour le transport de neige par le vent, permet d'autres applications. Il est ainsi possible de prédire, connaissant la direction et l'intensité du vent synoptique, le vent local en montagne, et de cartographier les zones exposées aux vents forts. C'est d'ailleurs dans ce sens qu'il a été utilisé pour reconstituer les scénarios de tempêtes passées dans la combe de Savoie et dans la vallée de la Maurienne (Savoie), zones dans lesquelles la SNCF envisage la réalisation d'une ligne de ferroutage (ligne Lyon-Turin).

4.2. Aperçu des modèles numériques de transport éolien de particules

En terrain plat sans obstacle, la description de l'écoulement par une couche limite turbulente est possible et a permis tout au long des dernières décennies de mettre au point des modèles analytiques très utiles. En revanche, dès que l'on commence à s'intéresser à des écoulements dynamiquement changeants, comme

les écoulements autour de barrières à neige et les écoulements dans les zones de départ des avalanches, aucune solution analytique universelle n'est possible.

Pour accéder à la description des écoulements d'air et du transport de la neige résultant en présence d'obstacles, deux auteurs ont développé des modèles numériques à partir de la résolution des équations non linéaires de la mécanique des fluides. Il s'agit de Uematsu *et al.* (1989) et Liston *et al.* (1993). Ils ont tous les deux adopté une approche eulérienne. Un troisième modèle a été développé par Anderson *et al.* (1991). Il utilise l'approche lagrangienne et s'appuie sur la fonction *splash*. Contrairement aux deux autres modèles, ce dernier ne fonctionne ni en terrain à topographie changeante ni en présence d'obstacles. Nous le présentons ici uniquement parce qu'il est représentatif de la catégorie des modèles lagrangiens.

4.2.1. Modélisation de type Euler de Uematsu et al. (1989) et Liston et al. (1993)

Les deux auteurs de ces modèles ont basé leurs formulations sur les équations de Navier Stokes monophasiques complétées par une équation de bilan de masse des particules et d'un modèle de turbulence de type k-ε (§ 4.4.3). L'équation d'évolution de la masse transportée dans la couche de suspension est :

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + (\bar{w} - U_F) \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_s} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_s} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \right) \quad (46)$$

où : \bar{C} est la concentration moyenne en particules (kg/m³) ;

σ_s est le nombre de Schmidt (équation 22) ;

ν_t est le coefficient de viscosité cinématique turbulent (m²/s) ;

\bar{u} est la composante de la vitesse moyenne de la particule suivant l'horizontale Ox (m/s) ;

\bar{w} est la composante de la vitesse moyenne de la particule suivant la verticale Oz (m/s) ;

U_F est la vitesse de chute des particules (m/s).

La couche de saltation est considérée comme une condition à la limite inférieure. Cette couche est définie par un flux horizontal massique $Q_s(x)$ transporté donné par :

$$Q_s(x) = A \frac{\rho}{g} \frac{U_F}{u_{*t}} u_*(x) (u_*(x) - u_{*t}) \quad (47)$$

où : A est une constante ;

$Q_s(x)$ est le débit de neige transportée dans la couche de saltation (kg/m/s) ;

u_* est la vitesse de frottement (m/s) ;

u_{*c} est la vitesse de frottement seuil des particules (m/s) ;

ρ est la masse volumique de l'air (kg/m³).

L'évolution de l'épaisseur du manteau neigeux est décrite par la loi de bilan suivante :

$$\frac{\partial h(x,t)}{\partial t} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial (Q_t(x,t) + Q_s(x,t))}{\partial x} = 0 \quad (48)$$

où : h est la hauteur du manteau neigeux (m) ;

$Q_t(x)$ est le débit de neige transportée dans la couche de diffusion turbulente (kg/m/s).

Cette dernière équation, construite sur les débits massiques à saturation, traduit l'idée que l'écoulement se charge ou se décharge de la neige, de façon immédiate, dès que la vitesse de frottement change, et que l'écoulement s'adapte instantanément à l'évolution de la vitesse de frottement turbulent. Cette hypothèse est sans doute la plus discutable, car elle ne traduit pas la réalité physique (voir § 1.3.4).

Les maillages utilisés sont des maillages de type différences finies. La procédure de résolution utilisée par les deux auteurs commence par un calcul de l'écoulement, en prenant en compte la surface de neige initiale. Une fois les champs de vitesse et de turbulence établis, l'accumulation ou l'érosion se fait en augmentant ou en diminuant l'épaisseur de neige dans les mailles inférieures. Quand une maille est remplie ou vidée, les auteurs considèrent que la topographie est suffisamment modifiée pour nécessiter un nouveau calcul du champ d'écoulement. Ce processus est répété jusqu'à l'équilibre.

4.2.2. Modèle de transport de sable d'Anderson et al. (1991)

Contrairement au modèle précédent, l'inertie de l'érosion et du dépôt est bien prise en compte par le modèle proposé par Anderson *et al.* (1991). Ce modèle numérique, développé pour étudier la reptation et la saltation dans un écoulement turbulent de type couche limite établie sur un terrain plat, est basé sur la notion de fonction *splash* (voir § 1.3.1). Cette fonction déterminée à partir d'expériences physiques et numériques permet de caractériser statistiquement les interactions entre les particules et le sol. Elle permet de calculer le nombre de particules éjectées, ainsi que la distribution de probabilité de leurs vitesses d'éjection. Des résultats encourageants ont été obtenus pour le sable (Anderson *et al.*, 1991). Toutefois, ce modèle, sans modifications substantielles demandant

de lourdes investigations expérimentales, n'est pas applicable pour la neige (Naaim-Bouvet, 1997).

4.2.3. Limites des modèles existants

Liston *et al.* (1993) considère implicitement que la masse transportée se réadapte immédiatement aux changements de vitesse. Quand on sait qu'il faut parfois trois cents mètres à un écoulement pour atteindre la saturation, cette hypothèse est discutable. L'érosion et le dépôt ont des temps caractéristiques qui doivent être pris en compte. En plus de ce problème, le résultat de l'évolution de la formation d'une congère derrière une barrière pleine, donné par leur modèle, est différent de ce qui est observé dans la nature et en soufflerie. En effet, dans les résultats publiés par Liston *et al.* (1993), la congère à l'aval de la barrière (congère aval) est la première à se former alors que les observations physiques montrent que les congères amont et aval se forment simultanément. Nous avons donc développé notre propre modélisation visant à limiter les problèmes précédemment rencontrés.

4.3. Principes de la modélisation numérique proposée

Les mécanismes qui gouvernent le transport de la neige par le vent dans la couche de saltation et dans la couche de suspension sont différents. Nous avons donc choisi :

- de traiter chaque mécanisme par la théorie qui le décrit le mieux ;
- de proposer un modèle global qui intègre l'ensemble du phénomène en prenant en compte les interactions entre la couche de saltation et le manteau neigeux immobile, mais aussi la couche de transport en suspension (Fig. 75).

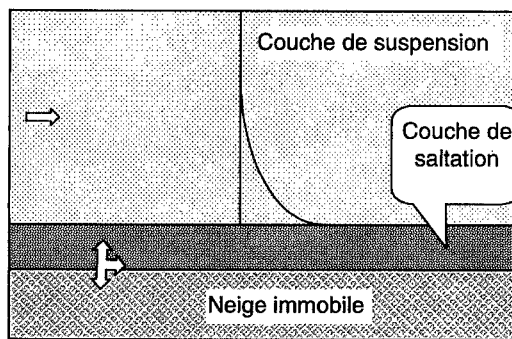


Figure 75. Schéma conceptuel du modèle.

4.4. Modèle mathématique pour la couche de suspension

Les mesures de concentrations volumiques obtenues en milieu naturel, dans les écoulements de transport de la neige par le vent, montrent que la suspension de neige peut être considérée comme une suspension turbulente diluée. Dans ce milieu dispersé, la concentration volumique en particules (inférieure à 1 %) est suffisamment faible pour que la dissipation produite par les chocs et les frictions entre particules soit négligeable devant les forces de frottement produites par la turbulence de l'écoulement d'air.

4.4.1. Hypothèses et mise en équations

La couche de diffusion turbulente est supposée être un milieu continu. Les mouvements de l'air et des particules sont régis par les lois de conservation de la masse et de la quantité de mouvement. Dans notre modélisation, l'air est considéré comme un gaz parfait newtonien. L'interaction entre l'air et les particules est prise en compte grâce à une force d'entraînement réciproque entre les deux phases. Les variables sont : ρ_a la masse volumique de l'air, ρ_s la masse volumique de la neige, $\vec{u}_a = (u_a, v_a, w_a)^t$ la vitesse instantanée de la phase gazeuse, $\vec{u}_s = (u_s, v_s, w_s)^t$ la vitesse instantanée de la phase solide, p la pression de la phase gazeuse et c la concentration volumique en particules. La gravité est donnée par $\vec{g} = (0, 0, -g)^t$.

La conservation de la masse et la conservation de la quantité de mouvement sont considérées pour chaque phase. Les équations sont exprimées dans le repère (Oxyz) défini de la façon suivante :

- xOy est le plan horizontal ;
- Oz est la verticale ascendante.

La conservation de la masse suppose qu'il n'y a pas de transfert massique entre la phase gazeuse et la phase solide, ce qui donne pour l'air :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_a u_{ai}) = 0 \quad (49)$$

et pour la neige :

$$\frac{\partial (C)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (C u_{si}) = 0 \quad (50)$$

La conservation de la quantité de mouvement s'écrit pour l'air :

$$\frac{\partial (\rho_a u_{ai})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai} \cdot u_{aj}) + \frac{\partial p}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} (v \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai})) - C \rho_s g_i + F_i \quad (51)$$

et pour la neige :

$$\frac{\partial(Cu_{si})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j}(Cu_{si}u_{sj}) + \frac{C}{\rho_s} \frac{\partial p}{\partial x_i} = -Cg_i - F_i \quad (52)$$

où : F_i est la force de traînée instantanée qui relie l'écoulement des deux phases ;

ν , la viscosité de l'air ($\mu = \rho_a \nu$) et p , la pression.

Contrairement au modèle de vent où l'air est considéré comme un gaz polytropique ($p = \rho RT$), on a choisi ici de considérer l'air comme un gaz isentropique où la pression est donnée par $p = K\rho^\gamma$. Ce choix permet de se dispenser de traiter les problèmes liés aux transferts d'énergie et permet de réduire le nombre d'équations à résoudre numériquement.

À la différence de l'équation de conservation de la quantité de mouvement pour la phase gazeuse, les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement de la phase solide ne comportent pas de termes de diffusion, car il n'existe pas de diffusion physique « moléculaire » des particules dans l'air.

4.4.2. Prise en compte de la turbulence

L'introduction de la décomposition de Reynolds suivie par l'opération moyenne, permet de déterminer les équations qui gouvernent l'écoulement moyen. Dans ces équations apparaissent de nouvelles variables. Elles correspondent aux corrélations du second ordre résultant des non-linéarités des équations de Navier-Stokes. Elles sont souvent modélisées en utilisant le modèle de viscosité tourbillonnaire de Boussinesq. Le tenseur de Reynolds est ainsi supposé être fonction de l'énergie cinétique turbulente k et des gradients des vitesses moyennes :

$$-\overline{\rho u_{ai}u_{aj}} = \rho \nu_t \left[\frac{\partial \bar{u}_{ai}}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_{aj}}{\partial x_i} \right] + \frac{2}{3} \delta_{ij} k \quad (53)$$

où k est l'énergie turbulente de la phase gazeuse. Elle est définie par :

$$k = \frac{1}{2} \left(\sum_1^3 \overline{u_i^2} \right) \quad (54)$$

En accord avec la théorie de Hinze (1975), l'énergie turbulente de la phase solide k_s est reliée à l'énergie turbulente de la phase gazeuse k par :

$$k_s = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{t_l}} k \quad (55)$$

$$\text{où : } t_l = 0,41 \frac{k}{\varepsilon} \quad (56)$$

t_l est le temps de retournement des structures turbulentes

$$t_p = \frac{\rho_s D_p^2}{18\mu \left[1 + \frac{R_p^{2/3}}{6} \right]} \quad (57)$$

t_p est le temps caractéristique de mise en mouvement des particules ;

D_p est le diamètre des particules (m) ;

$$R_p \text{ est le nombre de Reynolds des particules et vaut : } R_p = \frac{\|\bar{u}_{si} - \bar{u}_{ai}\| D_p}{v_a}.$$

Les équations finales qui gouvernent l'écoulement de la suspension sont :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_a \bar{u}_{ai}) = 0 \quad (58)$$

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\bar{C} \bar{u}_{si}) = \frac{\partial}{\partial x_i} (v_t \sigma_s \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i}) + (\bar{\Psi}_{diff.} - \bar{\Psi}_{sedim.}) \cdot \bar{n} \quad (59)$$

$$\frac{\partial (\rho_a \bar{u}_{ai})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{\rho}_a \bar{u}_{ai} \bar{u}_{aj}) + \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} = \quad (60)$$

$$\frac{\partial}{\partial x_j} (v_t \frac{\partial (\rho_a \bar{u}_{ai})}{\partial x_j}) - \frac{2}{3} \frac{\partial k}{\partial x_i} - ((\bar{\Psi}_{diff.} + \bar{\Psi}_{sedim.}) \cdot \bar{n}) \bar{u}_{si} + \bar{F}_i$$

$$\frac{\partial (\bar{C} \bar{u}_{si})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{C} \bar{u}_{si} \bar{u}_{sj}) + \frac{\bar{C}}{\rho_s} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} = \quad (61)$$

$$\frac{\partial}{\partial x_j} (v_t \sigma_s \frac{\partial \bar{u}_{si}}{\partial x_j}) - \frac{2}{3} \frac{\partial (\bar{C} k_s)}{\partial x_i} - \bar{C} g_i - \bar{F}_i$$

où la force d'entraînement mutuel entre les deux phases est donnée par :

$$\bar{F}_i = \frac{18\mu_a}{D_p^2} \bar{C} (1 - \bar{C}) \left(1 + \frac{R_p^{2/3}}{6} \right) (\bar{u}_{si} - \bar{u}_{ai}) \quad (62)$$

où : σ_s est le nombre de Schmidt ;

Ψ est le flux de masse échangé entre l'écoulement de suspension et la couche de saltation ; il représente le bilan entre le flux ascendant de diffusion (Ψ_{diff} équation 76) et le flux descendant (Ψ_{sedim} équation 77) induit

par la vitesse de chute des particules. La couche de saltation est considérée comme une condition à la limite de la couche de suspension ;

\vec{n} est la normale extérieure au domaine.

4.4.3. Modèle de turbulence pour la suspension

Les équations de conservation exprimées en variables moyennes, sont les mêmes que les équations de conservation écrites en variables instantanées, à ceci près qu'elles contiennent un terme de corrélation entre les fluctuations de vitesse $\frac{\partial}{\partial x_j} \left[-\overline{\rho u_i u_j} \right]$. Ce terme, provenant de la partie non linéaire de l'équation

de la quantité de mouvement, représente le transfert de quantité de mouvements (diffusion) produit par les fluctuations turbulentes. Il agit sur l'écoulement moyen comme une contrainte de cisaillement. Il est donc appelé tenseur des contraintes turbulentes ou tenseur de Reynolds.

La détermination des corrélations turbulentes est le principal problème posé à l'ingénieur pour la modélisation des écoulements. Des formulations exactes pour la détermination du tenseur de Reynolds existent. Elles contiennent des termes de corrélation d'ordres supérieurs qui ne permettent pas la fermeture du système sans faire appel à des corrélations d'ordres de plus en plus élevés.

Il existe un nombre important de modèles de fermeture, plus ou moins complexes, basés sur le concept de viscosité tourbillonnaire. Les modèles issus de ce concept évaluent le tenseur de Reynolds à partir des quantités moyennes par le biais du modèle de Boussinesq (1877) fondé sur une analogie avec le tenseur des contraintes des écoulements laminaires :

$$-\overline{\rho u_i u_j} = \rho \nu_t \left[\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right] + \frac{2}{3} \delta_{ij} k \quad (63)$$

Ici le terme ν_t est le coefficient de viscosité turbulente. C'est une grandeur qui, contrairement à la viscosité moléculaire cinématique du fluide ν , ne dépend pas du fluide mais du niveau de turbulence de l'écoulement. C'est le choix de l'expression de la viscosité turbulente qui différencie les modèles de turbulence utilisant ce concept.

Nous n'allons présenter ici que le modèle utilisé, à savoir le modèle k- ϵ . Dans le cadre de l'hypothèse de l'isotropie locale, on dérive des équations de Navier Stokes deux équations de bilan. La première est le bilan de l'énergie turbulente et la seconde est le bilan du taux de dissipation de l'énergie turbulente. Ces deux équations sont à la base du modèle k- ϵ . Les propriétés de la turbulence

sont alors représentées par celles des quantités k et ε dont les évolutions sont calculées à partir des deux équations suivantes :

$$\frac{\partial(\rho k)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a k) = \rho(G(\vec{u}_a) - \varepsilon) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho \sigma_k} \vec{\nabla} k\right) \quad (64)$$

$$\frac{\partial(\rho \varepsilon)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a \varepsilon) = -\rho(C_{\varepsilon 1} G(\vec{u}_a) - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k}) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho \sigma_\varepsilon} \vec{\nabla} \varepsilon\right) \quad (65)$$

$$\text{où : } G(\vec{u}_a) = \langle u'_{am} u'_{al} \rangle > \frac{\partial u_{am}}{\partial x_l} ; \quad (66)$$

k est l'énergie turbulente et ε , le taux de dissipation de l'énergie turbulente ;

G est la génération de l'énergie cinétique turbulente par le cisaillement.

Ce modèle a été développé et utilisé par Launder et Spalding (1972) qui recommandent l'utilisation des valeurs suivantes :

$$C_{\varepsilon 1} = 1,44, C_{\varepsilon 2} = 1,92, C_\mu = 0,09, \sigma_k = 1, \sigma_\varepsilon = 1$$

La viscosité turbulente, proportionnelle au produit de la vitesse turbulente par l'échelle de longueur, est exprimée comme une fonction de k et de ε par :

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (67)$$

L'utilisation du modèle k - ε est principalement justifiée pour des écoulements de type couche limite. Cette modélisation, écrite sous forme d'équations de bilan, offre des avantages numériques considérables pour les méthodes de type volumes finis que nous allons utiliser. Ce modèle ne nécessite pas de nouveau calage. Il s'avère que les valeurs généralement proposées s'accordent bien avec la plupart des écoulements rencontrés.

Chen et Wood (1985) ont introduit un modèle k - ε pour les écoulements diphasiques turbulents dilués. Ce modèle consiste à intégrer un terme source dans les équations de bilan de k et ε pour tenir compte de la modification de la turbulence par la présence des particules. Compte tenu du caractère diphasique de l'écoulement et compte tenu du nombre de Stokes calculé à partir des caractéristiques des particules de la neige, la présence de ces dernières va générer une réduction globale de la turbulence de la phase fluide. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi de retenir ce modèle, dont les équations s'écrivent sous la forme conservative suivante :

$$\frac{\partial(\rho k)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a k) = \rho(G(\vec{u}_a) - \varepsilon) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho \sigma_k} \vec{\nabla} k\right) + S_k \quad (68)$$

$$\frac{\partial(\rho \varepsilon)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a \varepsilon) = -\rho(C_{\varepsilon 1} G(\vec{u}_a) - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k}) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho \sigma_\varepsilon} \vec{\nabla} \varepsilon\right) + S_\varepsilon \quad (69)$$

$$\text{où : } S_k = -\frac{2k}{t_p} (1 - \exp(-\frac{t_p \varepsilon}{2k})) c \quad (70)$$

$$S_\varepsilon = -\frac{2\varepsilon}{t_p} c \quad (71)$$

4.4.4. Conditions aux limites

Le modèle de suspension a besoin d'une condition à la limite inférieure à l'interface avec la couche de saltation. Concernant la vitesse à cette interface, l'écoulement est considéré comme une couche limite turbulente définie par une rugosité z_0 et une vitesse turbulente \vec{u}_{a^*} telle que :

$$\vec{u}_a = \frac{\vec{u}_{a^*}}{K} \log\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (72)$$

où \vec{u}_a est la vitesse moyenne à la base de l'écoulement de suspension.

La rugosité (en présence de saltation) est définie par :

$$z_0 = C_0 \frac{u_{a^*}^2}{2g} \quad (73)$$

où : C_0 est une constante empirique égale à 0,021.

Les paramètres représentant la turbulence sont reliés à \vec{u}_{a^*} . En ce qui concerne les quantités turbulentes, l'hypothèse principale pour cette détermination consiste à supposer la turbulence en équilibre local dans la couche de surface, ce qui peut se traduire par l'égalité : production = dissipation. Cette hypothèse donne :

$$k = \frac{\sigma_\varepsilon (C_{\varepsilon 2} - C_{\varepsilon 1})}{K^2} u_{a^*}^2 \quad (74)$$

$$\varepsilon = \frac{\sigma_\varepsilon (C_{\varepsilon 2} - C_{\varepsilon 1})}{K^2} \frac{u_{a^*}^3}{Kz} \quad (75)$$

où K est la constante de Von Karman.

La concentration en particules à la limite inférieure est évidemment prise égale à la concentration dans la couche de saltation.

Entre la couche de suspension et la couche de saltation a lieu un échange de masse et de quantité de mouvements contrôlé par les flux massiques de diffusion et de sédimentation qui s'écrivent :

$$\bar{\Psi}_{diffu} = v_t \sigma_c \bar{V} \bar{C} \quad (76)$$

$$\bar{\Psi}_{Sedim.} = \bar{U}_F \bar{C} \quad (77)$$

Le flux de diffusion est proportionnel au gradient de la concentration entre la couche de suspension et la couche de saltation alors que le flux de sédimentation est proportionnel à la vitesse de chute et à la concentration de la couche de suspension.

4.4.5. Nombre de Schmidt

Le coefficient de diffusion turbulente des particules, noté k_t , est relié à la viscosité turbulente v_t par l'intermédiaire du nombre de Schmidt σ_s défini comme :

$$\sigma_s = \frac{v_t}{k_t} \quad (78)$$

La détermination du nombre de Schmidt apparaît *a priori* capitale puisque c'est lui qui permet de passer de la mécanique des fluides au transport en suspension selon l'approche eulérienne. La valeur du nombre de Schmidt traduit donc le rapport entre la diffusion turbulente de la quantité de mouvement du fluide et la diffusion de la phase solide.

Les travaux de Householder et Goldschmidt (1969) ont montré que pour des particules plus lourdes que le fluide, le nombre de Schmidt est inférieur à 1. À partir des mesures de profils verticaux de concentration in situ, Mellor et Fellers (1986) ont estimé une valeur moyenne de $\sigma_s U_F = 0,28 \text{ m.s}^{-1}$, où U_F est la vitesse de chute. La vitesse de chute des particules de neige est de l'ordre de 0,4 à 0,6 m.s^{-1} . Le nombre de Schmidt dans le transport de la neige est donc bel et bien inférieur à 1 et de ce fait est en accord avec l'analyse théorique de Householder et Goldschmidt (1969).

4.5. Modèle mathématique pour la couche de saltation

Nous avons choisi de définir la couche de saltation par les grandeurs caractéristiques suivantes : la concentration en particules notée \bar{C}_s (kg/m^3), la vitesse turbulente de la phase gazeuse notée u_{g*s} (m/s), la vitesse turbulente de la phase

solide notée u_{s*s} (m/s), la hauteur de la couche de saltation notée h_s (m) et la concentration maximale notée \bar{C}_{sat} (kg/m³). Ces grandeurs sont définies par :

$$\bar{C}_{sat} = \frac{\rho_s}{3,29u_{a*}} \left(1 - \left[\frac{u_{*f}}{u_{a*}}\right]^2\right) \quad (79)$$

$$h_s = \frac{1,6u_{a*}^2}{2g} \quad (80)$$

Le débit massique maximal dans la couche de saltation est donné par :

$$Q_s = \frac{0,68\rho_s u_{*f}}{gu_{a*}} (u_{a*}^2 - u_{*f}^2) \quad (81)$$

Dans la couche de saltation, les particules en mouvement auront une vitesse turbulente, notée u_{s*s} , proportionnelle à la vitesse turbulente du fluide immédiatement en contact avec elles. Compte tenu du rapport des temps caractéristiques de la particule et du fluide, et en accord avec la théorie de Hinze (1975), la vitesse turbulente des particules sera déterminée par :

$$u_{s*s} = u_{a*s} \frac{t_l}{1 + t_p} \quad (82)$$

où : t_l est le temps de retournement des structures turbulentes (équation 56) ;

t_p est le temps caractéristique de mise en mouvement des particules (équation 57).

La détermination de u_{a*s} sera exposée dans le paragraphe suivant, traitant de l'érosion.

Les particules sont supposées se déplacer à la vitesse u_{s*s} . La modélisation de la couche de saltation utilise une loi de conservation de la masse qui s'écrit :

$$\frac{\partial \bar{C}_s}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{C}_s u_{s*s})}{\partial x_i} = (\bar{\Psi}_{bas} + \bar{\Psi}_{haut}) \cdot \bar{n} \quad (83)$$

Le flux $\bar{\Psi}_{haut}$ est le flux échangé entre la couche de saltation et la couche de suspension. Il est le résultat net entre le flux de diffusion et le flux de sédimentation. Le flux $\bar{\Psi}_{bas}$ traduit, quant à lui, l'interaction entre la couche de saltation et le manteau neigeux immobile. Ce flux dépend des caractéristiques de la couche de saltation et des caractéristiques du manteau neigeux.

4.6. Modèle mathématique de l'érosion éolienne

En fonction de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement, il existe une limite à la quantité de particules que l'air peut transporter. C'est la concentration de saturation que nous avons notée \bar{C}_{sat} . L'écoulement turbulent ne se charge pas instantanément en particules. Pour atteindre un régime établi, il faut une certaine distance le long du lit de particules pour que le fluide parvienne à sa concentration de saturation. Initialement et au moment où l'écoulement entre en contact avec le lit de particules, sa capacité d'entraînement est proportionnelle à sa force aérodynamique au niveau de la surface, diminuée de la résistance à l'arrachement des particules. Les premières particules sont prélevées et lors de leur retour à la surface, elles sont animées d'une vitesse proche de la vitesse de l'écoulement dans les basses couches. Les particules ont une masse volumique égale à plusieurs centaines de fois celle de l'air. La force qu'elles vont exercer lors des impacts est très importante. Ceci va rendre important l'érosion par impact des particules. Chaque impact va engendrer la mise en mouvement de plusieurs particules à la fois, et de ce fait, l'augmentation de la charge en particules va accroître fortement le pouvoir érosif de l'écoulement. En revanche, au fur et à mesure que l'écoulement se charge en particules, la quantité de mouvement transmise par le fluide aux particules devient de plus en plus grande. Ce phénomène va induire un ralentissement global du fluide dans les basses couches. La vitesse de l'écoulement va donc diminuer, ce qui va se traduire par une baisse de la vitesse des particules lors de leur impact au niveau du sol. Ce processus se poursuit et converge vers un état stationnaire pour lequel, en moyenne, un impact d'une particule ne soulève plus de particule supplémentaire.

Nous allons nous placer dans le cas d'un écoulement de type couche limite représenté par une vitesse de frottement turbulent u_* .

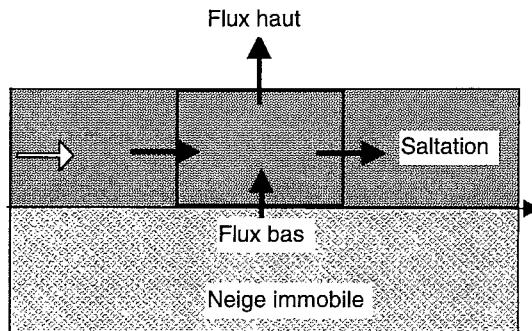


Figure 76. Schéma conceptuel du modèle d'érosion.

Dans la couche de saltation, le frottement turbulent est modifié par la présence des particules. Ainsi :

- à concentration nulle, l'érosion aérodynamique est maximale ;
- à concentration de saturation, le flux aérodynamique est nul.

Par le transfert de plus en plus important de la quantité de mouvement du fluide aux particules, la vitesse de ce dernier va diminuer et par conséquent la vitesse de frottement turbulent va faire de même. La croissance de la concentration va induire une décroissance de la vitesse turbulente. À concentration volumique nulle, la vitesse turbulente dans la couche de saltation est égale à la vitesse turbulente à la base de la couche de suspension, et à concentration volumique maximale, la vitesse de frottement réelle est égale à la vitesse de frottement turbulent seuil. En effet, l'érosion cesse quand la concentration atteint sa valeur maximale. La vitesse de frottement turbulent de la phase gazeuse dans la couche de saltation peut donc être représentée par :

$$u_{s*a} = u_* + (u_{*t} - u_*)f(\bar{C}) \quad (84)$$

Nous proposons d'écrire la fonction f de la façon suivante :

$$f(\bar{C}) = \left(\frac{\bar{C}}{C_{sat}}\right)^\xi \quad (85)$$

Les particules immobiles au sommet du manteau neigeux sont donc soumises aux contraintes suivantes :

- la contrainte aérodynamique :

$$\tau_{aérodynamique} = \rho_a u_{s*a}^2 \quad (86)$$

- la contrainte d'impact des particules en saltation :

$$\tau_{impact} = \bar{C} \rho_p u_{s*s}^2 \quad (87)$$

Le nombre N_1 de particules entraînées par la force aérodynamique, par unité de surface et par unité de temps, est proportionnel à la différence entre la contrainte aérodynamique et la résistance à l'arrachement développée par les forces de contact entre grains. Il est donné par :

$$N_1 \propto (\rho_a u_{s*a}^2 - \rho_a u_{*t}^2) \quad (88)$$

Le nombre N_2 de particules supplémentaires entraînées par les impacts, par unité de temps et par unité de surface, dépend de la contrainte moyenne exercée par les impacts, mais aussi de la concentration en particules soit :

$$N_2 \propto [\rho_s \bar{C} u_{s*s}^2] \cdot g(\bar{C}) \quad (89)$$

La fonction g dépend de la concentration. Elle doit être égale à 1 quand la concentration de saltation \bar{C}_s est nulle et doit s'annuler quand la concentration dans la couche de saltation atteint sa valeur maximale soit $\bar{C}_s = \bar{C}_{sat}$. Pour g , nous avons retenu la formulation simple suivante :

$$g(\bar{C}) = \frac{\bar{C}_{sat} - \bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \quad (90)$$

Le nombre total de particules entraînées est alors la somme de N_1 et N_2 :

$$N \propto \left[\rho_a u_{s*a}^2 - \rho_a u_{*t}^2 + \rho_s \bar{C} u_{s*s}^2 \frac{\bar{C}_{sat} - \bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \right] \quad (91)$$

où u_{*t} est la vitesse de frottement limite de mise en mouvement de la neige.

L'érosion a lieu seulement quand $u_{a*s} > u_{*t}$. Le flux d'érosion par unité de surface et par unité de temps ψ_e est donné par :

$$\psi_e = \omega \left[\rho_a u_{s*a}^2 - \rho_a u_{*t}^2 + \rho_s \bar{C} u_{s*s}^2 \frac{\bar{C}_{sat} - \bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \right] \vec{i}_3 \quad (92)$$

où : $u_{s*a} = u_* + (u_{*t} - u_*) f(c)$;

$$f(\bar{C}) = \left(\frac{\bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \right)^\zeta ;$$

$$u_{s*s} = u_{s*a} \frac{t_l}{1 + t_p} ;$$

\vec{i}_3 est le vecteur unité orthogonal à la surface du sol.

Le coefficient ω dépend des caractéristiques de la neige. Avec la valeur $\zeta \approx \frac{1}{4}$ notre formulation donne les mêmes formes de l'évolution de la concentration et du flux vertical en fonction de la distance que la théorie de Mitha *et al.* (1986).

4.7. Modèle mathématique pour le dépôt des particules

Si l'écoulement chargé de particules se trouve dans une zone de ralentissement du vent (derrière une barrière à neige ou derrière la crête d'une montagne), la vitesse de frottement turbulent, dans la couche de suspension et dans la couche de saltation, devient plus petite que la vitesse limite de mise en mouvement. Les particules se déposent et forment une accumulation de neige.

Le flux Ψ_{bas} est alors égal au flux de sédimentation noté ($\Psi_{sédimentation}$), qui s'exprime par :

$$\bar{\Psi}_{sédimentation} = \bar{U}_F \lambda (u_{a*s}) \bar{C}_s \quad (93)$$

Quand la vitesse de frottement turbulent est nulle dans la couche de saltation, les particules sédimentent avec leur vitesse de chute w_f . Quand la vitesse de frottement turbulent de la phase gazeuse dans la couche de saltation est égale à la vitesse de frottement seuil, le flux net de sédimentation est nul. Pour définir la fonction λ nous n'avons que deux points :

$$\begin{aligned} \lambda &= 0 & si & \quad u_{a*s} = u_{*f} \\ \lambda &= 1 & si & \quad u_{a*s} = 0 \end{aligned} \quad (94)$$

Comme la contrainte de la turbulence sur une particule est proportionnelle au carré de la vitesse de frottement turbulent, nous proposons de retenir pour λ la formulation quadratique suivante :

$$\lambda(u_{a*s}) = \frac{u_{*f}^2 - u_{a*s}^2}{u_{*f}^2} \quad (95)$$

Le flux de sédimentation devient donc :

$$\bar{\Psi}_{bas} = \bar{\Psi}_{sédimentation} = \bar{U}_F \frac{u_{*f}^2 - u_{a*s}^2}{u_{*f}^2} \bar{C}_s, \quad si \quad u_{a*s} < u_{*f} \quad (96)$$

Dans le cas où la concentration dans la couche de saltation est supérieure à la concentration de saturation, l'écoulement va se décharger de l'excès de masse grâce au flux de sédimentation suivant :

$$\bar{\Psi}_{bas} = \bar{\Psi}_{sédimentation} = \bar{U}_F \bar{C}_s \frac{\bar{C}_s - \bar{C}_{sat}}{\bar{C}_{sat}} \quad si \quad \bar{C}_s > \bar{C}_{sat} \quad (97)$$

4.8. Évolution du niveau de la surface du manteau neigeux

L'épaisseur e du manteau neigeux est calculée par l'équation de bilan suivante :

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \bar{\Psi}_{bas} (1 - \eta) \quad (98)$$

où η est la porosité du manteau neigeux.

Cette porosité n'est pas la même au moment de l'érosion et au moment du dépôt. La neige déposée est plus compacte que le manteau neigeux classique. Sa porosité est plus faible. Les plaques à vent que l'on observe dans les zones de départ des avalanches ont des caractéristiques mécaniques et une masse volumique très dif-

férentes de celles de la neige accumulée par chute de neige. La masse volumique de certaines plaques à vent a été mesurée entre 400 et 500 kg.m^{-3} , alors que la neige fraîche froide a une masse volumique comprise entre 80 et 150 kg.m^{-3} . La modélisation que nous proposons (dont la résolution numérique est décrite dans Naaim *et al.*, 1998) ne tient pas encore compte de ce phénomène.

4.9. Comparaison résultats numériques/résultats expérimentaux

4.9.1. Comparaison des profils à saturation

Afin de montrer la validité du modèle numérique, nous avons réalisé des simulations numériques dans les mêmes conditions que les expériences en soufflerie. Les résultats de ces simulations, en termes de profils de concentration à saturation ($x = 4 \text{ m}$), sont comparés à ceux obtenus expérimentalement (Fig. 77 et 78). Les deux figures 77 et 78 montrent que les profils numériques obtenus pour un nombre de Schmidt égal à $0,6$ sont très proches des profils expérimentaux.

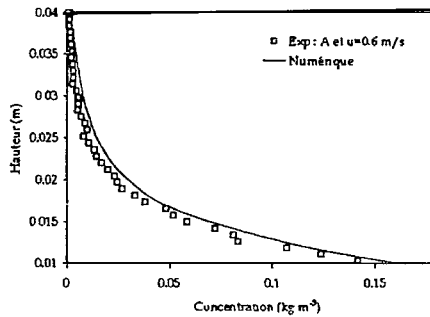


Figure 77. Comparaison entre le modèle numérique et les mesures expérimentales - Évolution verticale de la concentration au point $x = 4 \text{ m}$, pour le matériau A et pour $u_* = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$.

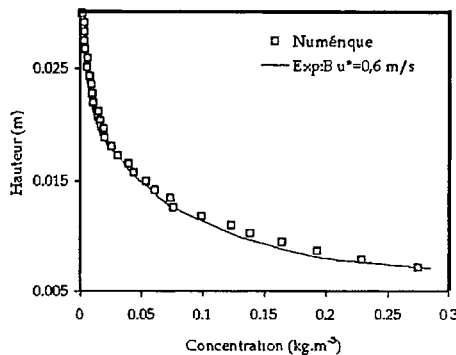


Figure 78. Comparaison entre le modèle numérique et les mesures expérimentales - Évolution verticale de la concentration au point $x = 4 \text{ m}$, pour le matériau B et pour $u_* = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$.

4.9.2. Évolution des profils de concentration vers la saturation

En ce qui concerne l'évolution des profils de concentration le long de l'écoulement, le modèle numérique donne des résultats en accord avec les observations expérimentales. En effet, les profils de concentration (Fig. 79) évoluent très rapidement vers une relative saturation. Entre 0 et 2,4 m le long de l'axe x, l'essentiel de la charge de l'écoulement est déjà réalisée. La différence entre le profil à 2,4 m et le profil à 3,2 m est beaucoup plus faible que la différence entre le profil à 2,4 m et le profil à 1,6 m.

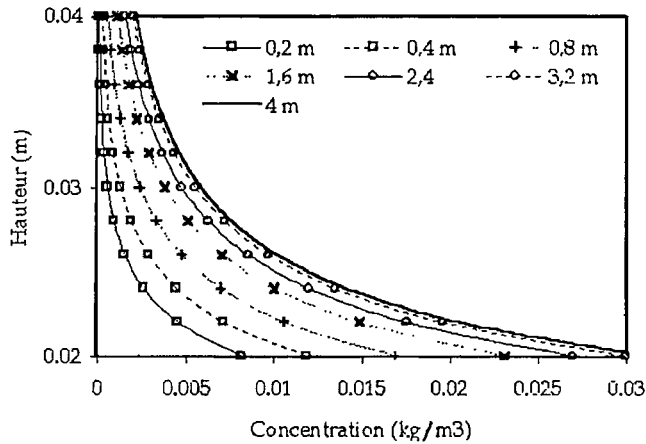


Figure 79 . Simulation numérique de l'évolution vers la saturation dans la couche de suspension.

4.9.3 Influence de la vitesse de chute

En plus de son importance dans le processus de convergence vers la saturation, la vitesse de chute joue un rôle très important dans la répartition verticale de la concentration à saturation (Fig. 80 et 81). Dans le cas d'une vitesse de chute forte, l'essentiel de la masse transportée se trouve dans les basses couches, alors que dans le cas d'une vitesse de chute plus faible, la concentration est mieux répartie. Les résultats numériques présentés sur les figures 80 et 81 montrent que le modèle numérique traduit assez bien l'influence de la vitesse de chute en terme de champ de concentration. Plus la vitesse de chute est faible, plus l'épaisseur de la couche de transport est importante. Compte tenu du fait que la diffusion est la même dans ces deux expériences numériques, la saturation est plus lente à atteindre quand la vitesse de chute est faible que quand elle est forte.

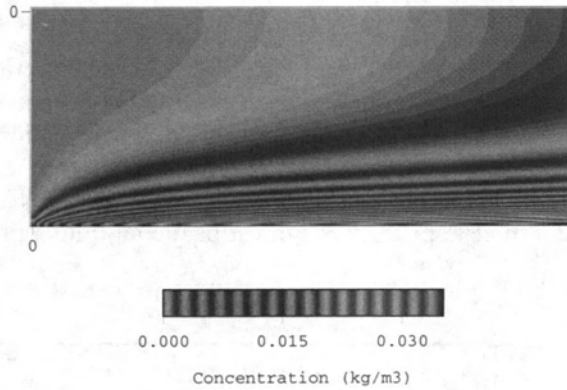


Figure 80. Champ de concentration donné par le modèle numérique pour le matériau A et pour $u_* = 0,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

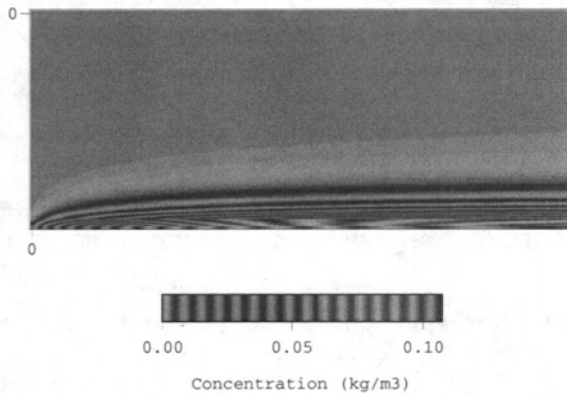


Figure 81. Champ de concentration donné par le modèle numérique pour le matériau B et pour $u_* = 0,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

4.9.4. Flux de dépôt

Si l'érosion de la neige dans certains secteurs de montagne peut dénuder des pistes de ski, ce sont les accumulations de la neige transportée qui posent les principaux problèmes de sécurité. En effet, dans la zone de départ d'une avalanche, l'épaisseur de neige peut être fortement augmentée par l'apport du transport de neige et créer ainsi des conditions propices au déclenchement d'avalanches majeures. Comme cela a été exposé dans le paragraphe concernant la modélisation, le flux de dépôt est proportionnel à la vitesse de chute (ou de sédimentation) des particules. Ce flux est modifié par la turbulence de l'écoulement. Nous avons adopté la formulation suivante dans notre modélisation :

$$\bar{\Psi}_{\text{sédimentation}} = \bar{C}_s \bar{U}_F \frac{(u_{*t}^2 - u_{a*s}^2)}{u_{*t}^2} \quad (99)$$

Il est évidemment plus intéressant de comparer les résultats du modèle avec des mesures de terrain (voir § 4.10). Cela n'est pas toujours possible dans des conditions satisfaisantes. Nous avons choisi dans un premier temps, et pour cause de manque de données de terrain satisfaisantes, de comparer les résultats du modèle aux mesures obtenues dans notre soufflerie diphasique du Cemagref, où tous les processus physiques modélisés peuvent être mesurés et contrôlés. Dans ce cas, nous pouvons connaître avec précision, les caractéristiques des particules (la vitesse de chute, la densité), les caractéristiques de l'écoulement (vitesse et vitesse turbulente) qui sont maintenues constantes tout au long de l'expérience, l'érosion et enfin les dépôts produits par des modèles réduits de barrières à neige.

La soufflerie est équipée d'un capteur de distance, qui permet de mesurer l'épaisseur des accumulations produites par les modèles réduits de barrières à neige. Pour comparer les résultats du modèle à ceux de l'expérience, nous avons mesuré le profil de vitesse à l'entrée amont et simulé la présence d'un lit de particules par le modèle d'érosion correspondant. Nous avons fait fonctionner le modèle numérique jusqu'à saturation de la congère derrière la barrière.

Le maillage de type éléments finis déstructurés est adapté à l'évolution temporelle du dépôt. Cependant, l'évolution de l'épaisseur du dépôt de particules est très longue comparativement au temps caractéristique de l'écoulement. Nous avons alors appliqué le processus de résolution suivant :

- résolution du champ d'écoulement jusqu'à ce qu'un état stationnaire soit atteint ;
- calcul des flux d'érosion et de dépôt à partir des données de l'écoulement ;
- calcul des flux massiques permettant ensuite de modifier sur une période de temps plus longue l'épaisseur du dépôt ;
- itération sur l'écoulement lorsqu'une modification de l'épaisseur du dépôt supérieure à 2 mm est atteinte (nous considérons que la topographie est suffisamment évoluée et nous recalculons l'écoulement).

Ce processus est répété jusqu'à ce que le profil de la congère n'évolue plus en fonction du temps. Le profil final est alors considéré comme le profil à saturation et comparé au profil obtenu expérimentalement en soufflerie. Le modèle de dépôt dépend de :

- la vitesse du frottement turbulent ;
- la vitesse de frottement limite ;
- la vitesse de chute (ou de sédimentation).

Nous avons donc commencé par tester l'influence de chacun de ces facteurs. Un test numérique supplémentaire a été réalisé, dans le but d'évaluer l'influence de la réduction de la turbulence proposée par Chen et Wood (1985) sur le profil de

la congère. Tout d'abord, en utilisant le modèle numérique avec un maillage (200×200 éléments), nous avons étudié la formation de la congère située à l'amont de la barrière (congère amont), et de la congère située à l'aval de la barrière (congère aval). Nous avons constaté qu'elles se forment simultanément comme cela est observé dans les expériences en soufflerie. Le modèle numérique a été utilisé également pour étudier l'influence de u_s/u_{s1} sur la forme et la dimension de la congère à saturation. Les résultats sont tracés sur la figure 82. Nous avons observé que la congère amont est très sensible à ce paramètre. Elle apparaît pour u_s/u_{s1} proche de 1 et disparaît complètement pour $u_s/u_{s1} > 1,2$. Ce phénomène explique les difficultés expérimentales observées par Naaim-Bouvet (1997) pour reproduire la congère amont en soufflerie. La forme et la dimension de la congère aval sont moins sensibles à ce facteur.

Nous avons comparé le résultat donné par le modèle de turbulence k-ε classique au résultat donné par le modèle de turbulence k-ε de Chen et Wood (1985). Ce dernier tient compte de la réduction de la turbulence induite par la présence des particules. Le résultat de la comparaison est tracé sur la figure 83.

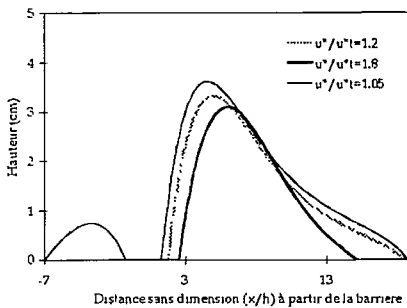


Figure 82. Variations de la forme de la congère simulées numériquement pour différentes valeurs de u_s/u_{s1} .

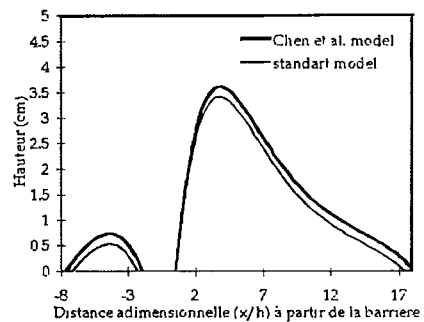


Figure 83. Test numérique des deux modèles de turbulence.

La différence entre les deux résultats est relativement faible. La congère simulée par le modèle k-ε de Chen et Wood (1985) est légèrement plus étendue que celle simulée par le modèle k-ε classique. Ceci s'explique par le fait que dans le modèle de Chen et Wood, la présence des particules produit une diminution de l'énergie turbulente par rapport au modèle k-ε classique. Cette réduction se traduit par une diminution de la vitesse turbulente près du sol. La zone concernée par le dépôt ($u_s < u_{s1}$) est alors plus large. Dans le but de tester le bon fonctionnement du modèle de dépôt, nous avons étudié le cas d'un modèle réduit de barrière à neige de 4 cm de haut, munie d'une garde au sol de 2 cm.

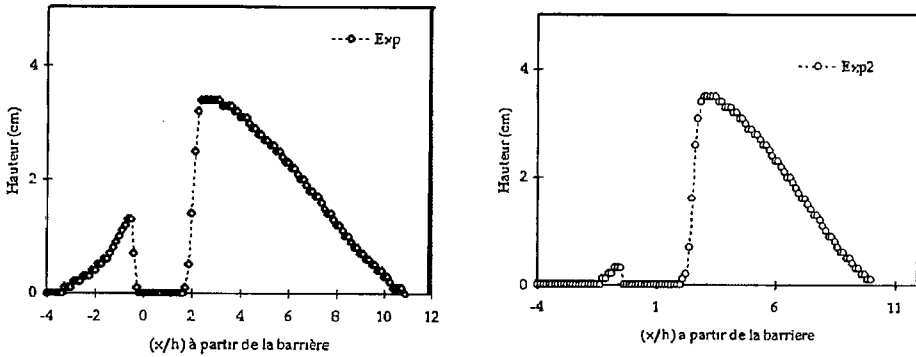


Figure 84. Résultats expérimentaux obtenus en soufflerie pour $u/u_c = 1,05$ et $1,2$ (Naaim-Bouvet, 1997).

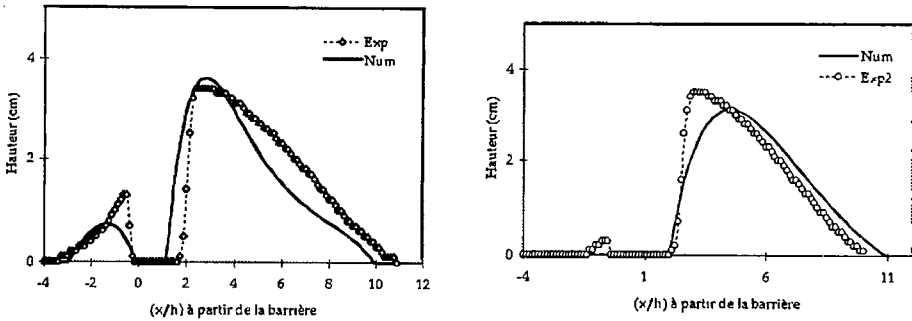


Figure 85. Test du modèle numérique pour $u/u_c = 1,05$ et $u/u_c = 1,2$.

Sur les figures 84 et 85, nous avons comparé les congères données par le modèle numérique aux congères mesurées par Naaim-Bouvet (1997). Dans les deux cas présentés, la forme de la congère expérimentale et celle de la congère simulée numériquement sont assez proches. Dans le cas des congères simulées numériquement, la congère amont est moins importante que celle mesurée expérimentalement. Près de la barrière, les congères amont et aval obtenues expérimentalement sont plus pentues, alors que celles obtenues numériquement sont plus lisses. Nous pensons que ce problème est lié à la diffusion numérique produite par la forte distorsion du maillage dans ces deux zones. Néanmoins les résultats du modèle sont très encourageants.

La position de la congère aval est très bien reproduite par le modèle. Dans le cas ($u/u_c = 1,05$), la congère simulée numériquement commence exactement au même endroit que la congère expérimentale. Dans le cas ($u/u_c = 1,2$), elle commence légèrement en amont de la congère expérimentale. Les longueurs des

congères expérimentales et des congères simulées numériquement sont très proches.

4.10. Site expérimental in situ

Les expériences de laboratoire ont permis une première validation de ce modèle. La comparaison entre les résultats du modèle et les différentes expériences a montré que la modélisation proposée est pertinente et permet de bien reproduire les observations expérimentales tant pour l'érosion que pour le transport et le dépôt. Cependant, pour parvenir à une véritable validation de terrain, nous avons besoin de plus de données in situ. Pour acquérir ces données, nous avons équipé le site du lac Blanc (domaine de l'Alpe-d'Huez) en collaboration avec le Centre d'études de la neige (Météo-France). Les installations et les différentes mesures ont été conçues pour donner les conditions d'entrée au modèle et pour permettre sa validation, tant pour l'érosion que pour le transport et le dépôt.



Figure 86. Site expérimental de l'Alpe-d'Huez : centrale météorologique et réseau de perches à neige (J.-L. Michaux/Cemagref).

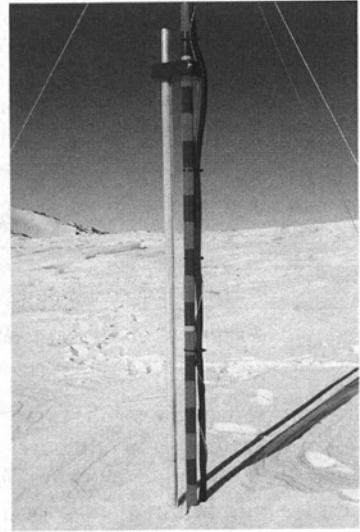


Figure 87. Site expérimental de l'Alpe-d'Huez : capteur acoustique de transport de neige par le vent (M. Lagauzere/Cemagref).

4.11. Intégration de la modélisation au sein d'un système d'informations géographiques

Une partie importante du travail de l'ingénieur réalisant une expertise dans le domaine de la viabilité hivernale (formation de congères) consiste à synthétiser

l'ensemble des documents et informations disponibles (photo aérienne, carte de végétation, profil en long, profil en travers, description des zones d'emprise...) et à reporter sur une même carte ou un même tableau (voir Fig. 89) l'ensemble de ces données. On comprend donc tout l'intérêt de regrouper l'ensemble de ces informations sous un même support géoréférencé.

Par ailleurs, il semble intéressant d'inclure dans cette approche les modélisations numériques du vent et du transport de neige par le vent qui ont été développées ces dernières années et ce dans un environnement adapté à une utilisation par des ingénieurs, a priori non spécialistes de modélisation numérique. En effet, les directions des vents dominants sont jusqu'alors estimées à partir des données issues de stations météorologiques qui peuvent être fort éloignées du site. De plus, certains profils en travers sont problématiques, car les connaissances expertes ne sont pas suffisantes pour répondre à tous les cas particuliers.

L'outil (OLRC : Outil de Localisation des Risques de Congères) qui a été développé vise à regrouper l'ensemble des données disponibles, et à faciliter la localisation probable de congères à l'aide de modèles numériques. Il travaille sous forme d'échelles imbriquées : à grande échelle (profil en long), l'outil permet de déterminer les zones susceptibles d'être soumises à risques de formation de congères (l'analyse est uniquement réalisée à partir de l'intensité et de la direction du vent issue du modèle numérique de vent) et à petite échelle (profil en travers) ORLC permet de déterminer la forme de la congère (à partir du modèle numérique de transport de neige).

Le tableau V synthétise le fonctionnement de OLRC à grande échelle.

Tableau V. Fonctionnement à grande échelle.

Données d'entrée géoréférencées	Conditions aux limites	Modèle numérique utilisé	Résultats
Topographie Rugosités Profil routier en long	Rose des vents régionale	Modèle numérique de vent	Présentation des zones à risque sous forme de cartes

À l'aide du fonctionnement à grande échelle nous avons pu restreindre la zone d'étude, nous pouvons désormais raisonner à petite échelle afin de déterminer précisément la forme des congères. Le tableau VI synthétise le fonctionnement de OLRC à petite échelle.

Tableau VI. Fonctionnement à petite échelle.

Données d'entrée géoréférencées	Conditions aux limites	Modèle numérique utilisé	Résultats
Profil routier en travers identifié comme étant à risques (fonctionnement grande échelle)	Vent (direction intensité) déterminé dans la phase précédente (fonctionnement grande échelle)	Modèle numérique de transport de neige par le vent	Visualisation des formes des congères sur les profils en travers considérés

étude des zones à risque de formation de congères

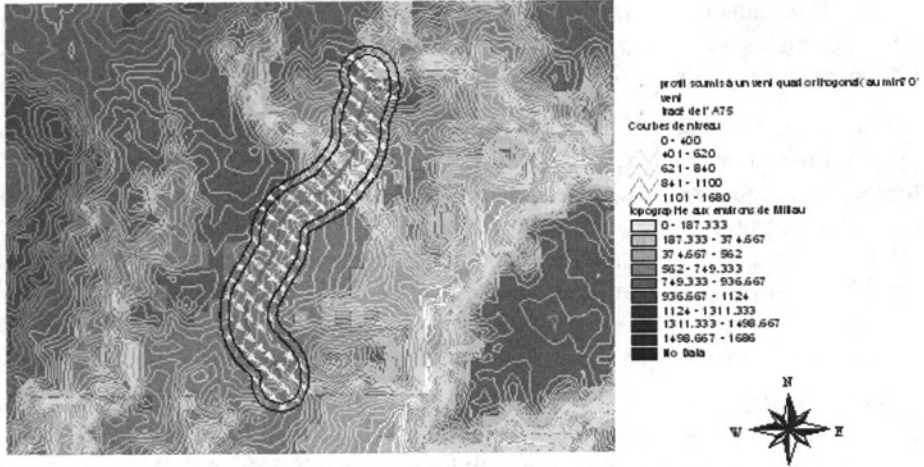


Figure 88. Fonctionnement à grande échelle : détermination à partir de la modélisation numérique du vent des zones susceptibles d'être soumises à un risque de formation de congères.

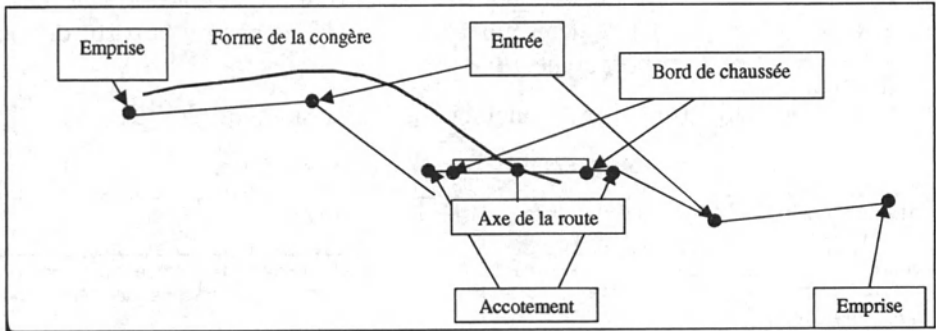


Figure 89. Définition des profils en travers par des points géoréférencés.

5. CONCLUSION

Le transport de la neige par le vent, par les problèmes de sécurité qu'il engendre, est devenu un phénomène majeur à prendre en compte par les différents gestionnaires des domaines skiables et des réseaux routiers. En effet, dans les zones de départ des avalanches, la neige soufflée crée des suraccumulations qui augmentent fortement à la fois le risque de déclenchement et les volumes de neige mobilisable. De plus, le transport éolien de neige réduit la visibilité et

obstrue les routes du fait de la formation des congères. Pour ces différentes raisons, l'étude du transport de la neige est devenue une nécessité. De ce fait, ces vingt dernières années ont vu une amélioration de la connaissance des processus physiques en jeu et un développement des techniques de protection.

La modélisation physique en soufflerie a permis le traitement de cas faisant intervenir une topographie complexe mais elle a montré aussi ses limites. Nous nous sommes donc tournés vers la modélisation numérique dont les résultats sont prometteurs. Néanmoins, elle nécessite encore des validations in situ en cours de réalisation dans notre laboratoire d'altitude à 2 800 mètres. L'étape suivante a visé à intégrer cette simulation numérique dans un système d'information géographique afin de créer un outil d'aide à la décision pour l'ingénierie.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBOT J.E., FRANCIS J.R.D. - « Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream ». *Philos. Trans. Roy. Soc.*, London, 284, 1977, p. 225-254.
- ALFRINK B.J. - « Value of refined turbulence modelling for the flow over a trench ». *Refined modelling of flows*, Paris, Presses des Ponts et Chaussées, 1982, p. 637-646.
- ANDERSON R.S., HAFF P.K. - « Simulation of eolian saltation ». *Science*, 241, 1988, p. 820-823.
- ANDERSON R.S., SORENSEN M., WILLETTS B.B. - « A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment transport ». *Aeolian Grain Transport, Acta Mechanica* 1, Springer Verlag, 1991, p. 1-20.
- ANDERSON R.S., HAFF P.K. - « Wind modification and bed response during saltation of sand in air ». *Aeolian Grain Transport, Acta Mechanica* 1, Springer Verlag, 1991, p. 21-52.
- ANNO Y. - « Requirements for modeling a snowdrift ». *Cold Region Science and Technology*, 8, 1984, p. 241-252.
- BAGNOLD R.A. - *The physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London, Methuen, 1941, 265 p.
- BRUN E., MARTIN E., SIMON V., GENDRE C., COLEOU C. - « An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting ». *Journal of Glaciology*, n° 35, 121, 1989, p. 333-342.
- BRUN E., DAVID P., SUDUL M., BRUNOT G. - « A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting ». *Journal of Glaciology*, n° 38, 128, 1992, p. 13-22.
- BUTTERFIELD G.R. - « Sand transport response to fluctuating wind velocity », *Turbulence : perspectives on flow and sediment transport*, Chichester, Clifford N.J., French J.R., Hardisty J., p. 305-336.
- CANDEL S. - *Mécanique des fluides*. Paris, Bordas, 1990, 451 p.
- CASTELLE T., HERTIG J.A., FALLOT J.-M. - *Protection des routes alpines contre les congères*. EPFL, Office fédéral des routes suisses, Fonds national suisse de la recherche scientifique, 1991.
- CHEN C.P., WOOD P.E. - « A turbulence closure model for dilute gas particle flows ». *Canadian J. Chem. Engng.*, 63(3), 1985, p. 349-360.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- DAVID D. - « Simulation en soufflerie des phénomènes de décollement, de transport et d'accumulation de sable ». Thèse CSTB/Université des sciences de Poitiers, 1982.
- FELLERS F., MELLOR M. - « Concentration and flux of wind blown snow », Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 86-11, 1986, 16 p.
- FINNEY E.A. - « Snow control on the highway », *Bulletin, Michigan Experiment Station*, n° 57, 1934.
- FONT D., NAAIM-BOUVET F., ROUSSEL M. - « Drifting-snow acoustic detector : experimental tests in La Molina, Spanish Pyrenees ». *Annals of Glaciology*, 26, 1998, p. 221-224.
- FRANÇAIS J.-C. - « Outil semi-automatique de localisation des risques de congères à l'aide de modèles numériques intégrés dans un système d'information géographique ». CEMAGREF/ENGEES, 1999.
- GUYOMARC'H G., MERINDOL L. - « Validation of an application for forecasting blowing snow ». *Annals of Glaciology*, 26, 1998, p. 138-143.
- HINZE J.O. - *Turbulence*. Mac Graw-Hill, 1975, 2nd éd.
- HOUSEHOLDER M.K., GOLDSCHMIDT V.W. - « Turbulent diffusion and Schmidt number of particles ». *Journal of Engineering Mechanics Division, ASCE*, 95, 6, 1969, p. 1345-1367.
- IVERSEN J.D. - « Drifting snow similitude : transport rate and roughness modeling ». *Journal of Glaciology*, 26, n° 94, 1980, p. 393-403.
- IVERSEN J.D. - « Comparison of wind-tunnel model and full-scale snow fence drifts ». *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 8, 1981, p. 231-249.
- KIND R.J. - « A critical examination of the requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting ». *Atmospheric Environment*, 10, Pergamon Press, 1975, p. 219-227.
- KIND R.J. - « Snowdrifting : a review of modelling methods ». *Cold Region Science and Technology*, 12, 1986p. 217-228.
- LAUNDER B.E., SPLADING D.B. - *Mathematical models of turbulence*. Academic Press, 1972.
- LITTON G.E., BROWN R.L., DENT J. - « A two dimensional computational model of turbulent atmospheric surface flows with drifting snow ». *Annals of Glaciology*, 18, 1993, p. 281-286.
- Mc EWAN I.K., WILLETS B.B. - « Numerical model of saltation cloud ». *Aeolian Grain Transport, Acta Mechanica* 1, Springer Verlag, 1991, p. 53-66.
- MARTINEZ H., NAAIM M., NAAIM-BOUVET F. - « Détermination expérimentale du flux d'érosion éolienne », *La Houille Blanche* n° 5, 1996, p. 49-52.
- MELLOR M. - *Blowing Snow*. CRREL Monograph, Part III, Section A3c, Hanover, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1965, 79 p.
- MELLOR M., FELLERS G. - « Concentration and flux of wind-blown snow ». CRREL, Special report 86-11, 1986, 15 p.
- MITHA S., TRAN M.Q., WERNER B.T., HAFF P.K. - « The grain-bed impact process in aeolian saltation ». *Acta Mechanica*, 63, 1986, p. 267-278.
- NAAIM M. - « Application de la modélisation à l'étude des risques liés au vent, à la neige et aux avalanches ». Habilitation à diriger les recherches, Université Joseph-Fourier, 1998, 161 p.
- NAAIM M., NAAIM-BOUVET F., MARTINEZ H. - « Snow drift modeling : erosion and deposition models ». *Annals of Glaciology*, 26, 1997, p. 191-196.
- NAAIM M., MARTINEZ H. - « Experimental and theoretical determination of concentration profiles and influence of particle characteristics in blowing snow ». *Surveys in Geophysics*, 16, n° 5-6, 1994, p. 695-710.

- NAAIM-BOUVET F. - « Les mécanismes des barrières à neige ». *Aménagement et Montagne*, 1991, p. 28-32.
- NAAIM-BOUVET F., BRUGNOT G. - *Transport de neige par le vent : connaissances de base et recommandations*. Cemagref, 1992, 400 p.
- NAAIM-BOUVET F., SIVARDIERE F. - « Protections locales contre les accumulations de neige dues au vent : ouvrages à vent et protection végétale ». *Université d'été sur les Risques naturels : neige et avalanches*, Chamonix, Cemagref, 1992, p. 255-271.
- NAAIM-BOUVET F., CURE J.-P. - « Viabilité hivernale d'une autoroute dans un contexte plateau : cas de l'autoroute Clermont-Béziers ». *Université d'été sur les Risques naturels : neige et avalanches*, Chamonix, Cemagref, 1992, p. 245-253.
- NAAIM-BOUVET F. - « Comparison of requirements for modeling snowdrift in the case of outdoor and wind-tunnel experiments ». *Surveys in Geophysics*, 16, 1994, p. 711-727.
- NAAIM-BOUVET F., NAAIM M. - « Modélisation physique en soufflerie et à l'extérieur du transport de la neige par le vent ». *La Houille Blanche* n° 7, 1995, p. 68-75.
- NAAIM-BOUVET F. - « La protection du col d'Engayresque (A75). Modélisation physique en soufflerie et à l'extérieur de la formation de congères ». *Annales des Ponts et Chaussées*, 73, 1995, p. 27-41.
- NAAIM-BOUVET F., BRUGNOT G. - « Protection d'un canal contre l'ensablement d'origine éolienne : l'exemple des Daouas (Mali) ». *Sécheresse* n° 7, 1996, p. 55-64.
- NAAIM-BOUVET F., NAAIM M., MARTINEZ H. - « Profils de concentration de la neige soufflée : théorie, résolution et validation expérimentale in situ ». *La Houille Blanche* n° 5, 1996, p. 53-57.
- NAAIM-BOUVET F. - « Contribution à la modélisation physique et numérique du transport de la neige par le vent ». Thèse de doctorat de l'Université Joseph-Fourier, Grenoble, 1997, 340 p.
- NAAIM-BOUVET F., NAAIM M. - « Snowdrift modeling in wind-tunnel : influence of vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport ». Symposium on Snow and Avalanches, IGS, Chamonix, *Annals of Glaciology*, 26, 1998, p. 212-216.
- NAAIM-BOUVET F., MULLENBACH P. - « Field experiments on « living » snow fences ». *Annals of Glaciology*, 26, 1998, p. 217-220.
- NOREM H. - *Designing highways situated in areas of drifting snow*. CRREL, Draft Translation 503, 1975, 141 p.
- OWEN P.R. - « Saltation of uniform grains in air ». *Journal of Fluid Mechanic*, 20, part. 2, 1964, p. 225-242.
- POMEROY J.W., GRAY D.M. - « Saltation of snow ». *Water Resour. Res.*, 26(7), 1990, p. 1583-1594.
- POMEROY J.W., MALE D.H. - « Steady state suspension of snow ». *Journal of Hydrology*, 136, 1992, p. 275-301.
- RASMUSSEN K.R., MIKKELSEN H.E. - « Wind tunnel observations of aeolian transport rates ». *Acta Mechanica* 1, Springer-Verlag, 1991, p. 135-144.
- SCHMIDT R.A. - « Transport rate of drifting snow and the mean wind speed profile ». *Boundary Layer Meteorology*, 34, 1986, p. 213-241.
- SIVARDIERE F., CASTELLE T. - *Ouvrages à vent en montagne : Inventaire et diagnostics en Valais*. Service des forêts et du paysage en Valais, 1992.
- SØRENSEN M. - « An analytic model of wind-blown sand transport ». *Aeolian grain transport* 1. *Acta Mechanica*, Suppl. 1, 1991, p. 67-81.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- TABLER R.D. - « Self-similarity of wind profiles in blowing snow allows outdoor modeling ». *Journal of Glaciology*, 26, n° 94, 1980, p. 421-433.
- TAKEUCHI M. - « Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport ». *Journal of Glaciology*, 26, n° 94, 1980, p. 481-492.
- UESMATSU T., KANEDA Y., TAKEUCHI K., NAKATA T., YUKUMI M. - « Numerical simulation of snowdrift development ». *Annals of Glaciology*, 13, 1989, p. 265-268.
- UESMATSU T., KANEDA Y., TAKEUCHI K., ARISAWA Y., NAKATA T. - « Three-dimensional numerical simulation of snowdrift ». *Cold Regions Science and Technology*, 20, 1991, p. 65-73.
- UNGAR J., HAFF P.K. - « Steady state saltation in air ». *Sedimentology*, 34, 1987, p. 289-299.

STABILITE DES PLAQUES DE NEIGE : MODELISATION NUMERIQUE TRIDIMENSIONNELLE

**Dominique DAUDON, Étienne FLAVIGNY,
Laurent SCHILLINGER**

Laboratoire Sols Solides Structures
UMR CNRS 5521, UJF, INPG
BP 53
38041 Grenoble Cedex 9, France.

Résumé. La neige est un matériau dont les propriétés mécaniques sont complexes du fait de la variabilité spatiale et d'une microstructure évolutive dans le temps. La plupart des modélisations de la rupture du manteau neigeux à l'origine de l'écoulement avalancheux ont été faites grâce aux approches de la mécanique des sols et de la stabilité de pentes. Cet article décrit une modélisation tridimensionnelle de la stabilité mécanique d'un manteau neigeux stratifié, en considérant un comportement de milieu continu. La définition d'indices de stabilité calculables en tout point du manteau neigeux permet la description simultanée de la rupture en cisaillement aux interstrates et la rupture en traction dans la couche superficielle instable. La résolution numérique du problème est effectuée en élasto-plasticité à l'aide du code FLAC3D sur une géométrie tridimensionnelle simplifiée de versant enneigé. Le calcul des indices de stabilité permet d'obtenir des cartes d'isovaleurs de l'indice afin de définir les zones potentiellement instables. L'application à un scénario instable couramment observé permet de valider le modèle.

Nous nous intéressons aux types de manteaux neigeux qui risquent de conduire à la formation d'avalanches de plaques. Le comportement instantané de la neige peut être modélisé comme celui des sols cohérents, ce qui autorise son étude au moyen des outils théoriques, pratiques et informatiques de la géomécanique (méthode de Bishop, éléments finis, différences finies).

Les calculs à la rupture utilisant la méthode de Bishop ou des perturbations (code PETAL développé au Centre d'étude technique de l'équipement, par exemple) sont utilisés pour vérifier les ruptures de talus, de remblais, pour calculer un coefficient de sécurité et trouver les lignes de ruptures possibles (Daudon, 1997). Effectués en 2D, ces calculs ne prennent pas en compte l'aspect tridimensionnel et nécessitent d'homogénéiser le manteau neigeux au-dessus de la rupture potentielle choisie. La variabilité spatiale des propriétés du manteau ne pouvait pas être prise en compte avec précision. En revanche, les calculs sont simples et très rapides. Ils peuvent donc être envisagés dans le cadre d'un traitement statistique par une approche de type « Monte Carlo » permettant d'intégrer de façon aléatoire la variabilité du manteau.

Plus particulièrement, les travaux présentés ici ont été menés avec le code de calcul FLAC3D, en différences finies. L'intérêt principal de ce logiciel est de pouvoir prendre en compte une topographie réelle tridimensionnelle – et donc de fournir un état de contrainte également tridimensionnel en tout point du manteau – alors que, jusqu'à présent, les indicateurs de la stabilité étaient basés sur un calcul global statique du manteau neigeux en deux dimensions.

L'outil numérique permet de construire des cartes de stabilité du manteau en tout point de celui-ci, mais aussi d'analyser qualitativement les différents mécanismes conduisant à la rupture par des études paramétriques des facteurs d'influence.

Nous rappellerons d'abord brièvement de quelle manière a été estimée la stabilité mécanique d'une plaque de neige jusqu'à présent, puis la démarche que nous avons suivie et, enfin, nous présenterons les premiers résultats obtenus.

1. STABILITÉ MÉCANIQUE DES PLAQUES DE NEIGE

1.1. Les caractéristiques d'une avalanche

Du point de vue du scientifique, les avalanches de neige sont considérées comme des « mouvements gravitaires rapides » (Ancey, 1996). Toutefois, des classifications plus imagées sont couramment employées et font la distinction entre trois grandes classes d'avalanches :

- *les avalanches dites de poudreuse ou de neige sèche* : mouvement gravitaire fluide de type aérosol très dévastateur par l'onde de choc générée par le mouvement. La masse de neige mise en mouvement est superficielle ;
- *les avalanches dites de fonte ou de neige humide* : intervenant surtout au printemps lorsque le manteau neigeux est très humidifié par la fonte diurne. Le mouvement est lent et s'apparente à un mouvement « fluide » assez visqueux. Il

concerne généralement toute l'épaisseur du manteau neigeux, et c'est la masse mise en jeu qui est dévastatrice plus que la vitesse du mouvement ;

– *les avalanches de plaques* : elles se forment à la suite d'un épisode neigeux venté déposant un manteau superficiel assez compact de neige frittée cohérente. L'accrochage de cette nouvelle strate sur l'ancien manteau est assez mauvais. Une surcharge (passage d'un skieur, d'un animal ou dépôt d'une nouvelle couche de neige) suffit à entraîner conjointement la rupture en cisaillement d'une strate fragile (en général à l'interface avec le manteau ancien) et la rupture en traction de la neige frittée près des « attaches » au versant (ligne de crêtes, rupture de pentes).

Le déclenchement des avalanches de poudreuse ou de fonte peut être naturel. Elles sont peu meurtrières car elles apparaissent dans des conditions bien cernées où peu de personnes sont présentes. Les avalanches de plaques sont plus imprévisibles, souvent déclenchées accidentellement par un skieur hors piste ou un randonneur parfois plusieurs semaines après la formation de la plaque sous les versants abrités du vent à l'origine de la formation.

Pour toutes les avalanches, on peut distinguer trois phases : la phase de déclenchement, la phase d'écoulement, et la phase d'arrêt (Ancey, 1996). Les deux dernières phases sont les mieux connues à cause des besoins impérieux de protection du territoire : la modélisation zone d'arrêt et distance d'arrêt permet de mettre en place les ouvrages de protection pour éviter le dépôt sur les zones d'activité humaine : le dimensionnement de ces ouvrages est fonction de la vitesse acquise pendant la période d'écoulement.

La phase de perte de stabilité est moins connue, car plus difficile à étudier (histoire du dépôt, du chargement, danger etc.). Les facteurs de stabilisation du manteau sont le temps, qui permet des transformations thermodynamiques (frittage) et mécaniques (tassement), ainsi que la dissipation des surcharges, la pluie, s'il survient un épisode de regel par la suite, et le regel nocturne en période printanière.

1.2. Évaluation de la stabilité mécanique du manteau neigeux

L'identification d'une grandeur permettant d'évaluer le passage de la stabilité à l'instabilité du manteau neigeux fait l'objet de nombreuses recherches notamment pour les avalanches de plaques. La rupture en cisaillement d'une strate fragile est généralement, considérée comme déterminante. Compte tenu de cette hypothèse, la possibilité d'apparition d'une instabilité a été quantifiée par un indice de stabilité. Il s'agit classiquement d'une comparaison entre la capacité de résistance au cisaillement du milieu (τ_{rupt}) et l'effet des charges appliquées.

La simplification majeure réside en la non-considération d'un état de contrainte tridimensionnel : en effet, l'estimation des contraintes dues aux surcharges est effectuée à partir d'un manteau neigeux bidimensionnel infini, de pente et d'épaisseur constantes (Fig. 1).

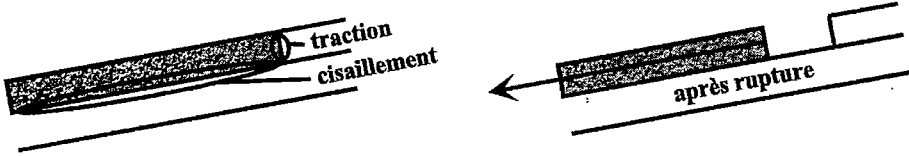


Figure 1. Départ d'une avalanche de plaque (coupe).

Les premiers calculs de l'indice de stabilité ne prennent pas en compte l'inclinaison topographique du manteau neigeux. Le plus simple d'entre eux utilisé dans un programme de protection d'autoroutes au Canada est noté *SF* (Safety Factor) (Jamieson, 1993) tel que :

$$SF = \frac{\tau_{rupt}}{\sigma_v}, \text{ avec : } \sigma_v = \sum \rho_i \cdot g \cdot e_i$$

où ρ_i et e_i sont respectivement la masse volumique et l'épaisseur (normale à la pente) de chaque couche surmontant la surface de rupture potentielle, et g l'accélération de la pesanteur.

La contrainte de rupture en cisaillement τ_{rupt} étant évaluée expérimentalement au laboratoire ou in situ (méthode du Rutschblock) (Föhn, 1987), σ_v étant calculé à partir de l'ensemble des charges verticales, *SF* s'apparente alors à un coefficient de frottement. Par la suite, la pente topographique du manteau neigeux a été introduite (Conway et Abrahamson, 1984 ; Föhn, 1987) et le coefficient est devenu plus homogène par le rapport de la contrainte de cisaillement admissible à celle régnant dans le massif.

Des études expérimentales ont montré l'augmentation de la contrainte de rupture en cisaillement avec l'accroissement de contrainte normale (Roch, 1966). Par une loi de Mohr-Coulomb issue de la mécanique des sols reliant la rupture en cisaillement à la contrainte normale, on obtient finalement l'indice *S* suivant :

$$S = \frac{\tau_{rupt}}{\tau} = \frac{C + \text{tg } \varphi \cdot \sigma_n}{\tau}$$

où C (en Pa) et φ (en degré) sont respectivement la cohésion et l'angle de frottement interne de la neige à la rupture (loi de Mohr-Coulomb). C peut être me-

suré expérimentalement in situ (cadre de cisaillement) et ϕ est calculé par la formule empirique de Roch (1966) : $\text{tg}\phi = 0,08C + 0,4$ (C en kPa).

Si α est l'angle de la pente, les contraintes tangentielle τ et normale σ_n , s'écrivent alors :

$$\begin{cases} \sigma_n = \sigma_v \cdot \cos(\alpha) \\ \tau = \sigma_v \cdot \sin(\alpha) \end{cases}, \text{ avec : } \sigma_v = \sum_i \frac{\rho_i \cdot g \cdot e_i}{\cos(\alpha)}$$

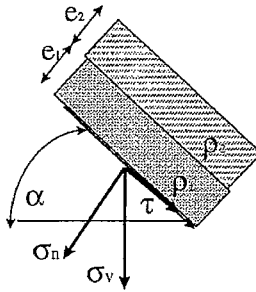


Figure 2. Convention de calcul.

La stabilité correspond à un indice S supérieur à 1, l'instabilité au cas contraire. Il convient en fait de définir un coefficient de sécurité suffisant pour prendre en compte le caractère probable de l'instabilité : un indice de stabilité compris entre 1,5 et 1 (comme en stabilité de terrain) caractérise la potentialité d'une instabilité.

Plusieurs cas de surcharge humaine ont été étudiés :

- Föhn (1987) a proposé de prendre en compte l'effet de surcharge due à un skieur, à un alpiniste à pied, à un engin de damage ou à une explosion. L'accroissement de contrainte de cisaillement $\Delta\tau$ de la contrainte de cisaillement τ due au poids de la neige surmontant la couche critique est calculé en considérant un manteau neigeux en déformation plane : la surcharge provoquée par un piéton (force ponctuelle) est, près de la surface (à moins de 50 cm de profondeur), de moitié supérieure à celle d'un skieur (charge linéique) mais décroît très vite en deçà de 50 cm. L'indice de stabilité S' ainsi obtenu a été validé sur 110 événements avalancheux et s'est révélé un bon outil de prédiction notamment pour le déclenchement artificiel ;

- Sommerfeld (1980), a utilisé un facteur de correction à la mesure de la cohésion. Effectuée in situ au moyen d'appareillage ayant une surface de rupture beaucoup plus faible (25 cm²) que la surface réelle cisailée lors d'une rupture du manteau (plusieurs m²), la mesure étant très ponctuelle et n'intégrant pas

suffisamment la variabilité spatiale, une minoration de 0,65 pour la cohésion mesurée à l'aide d'un appareillage de 0,025 m² a été proposée ;

– Jamieson et Johnston (1993) ont comparé pour une pente à 35° les indices de base (SF) et corrigés (S). Ils montrent que la correction ne serait pas fondamentale dans la détermination de la stabilité car il y a simplement translation de la zone de transition de la stabilité vers l'instabilité : autour de 1,7 pour SF et de 3 pour S . Dans les deux cas, l'indice donne satisfaction dans 75 % environ des situations étudiées.

Le calcul de l'indice de stabilité s'avère simple, mais son application reste limitée à des pentes de géométrie simple (manteau neigeux infini de pente et d'épaisseur constantes en 2D). Cet indice indique si une pente est globalement stable, mais ne peut décrire les phénomènes locaux. Enfin, il n'intègre pas la mise en traction du manteau qui peut parfois être prépondérante.

C'est pourquoi nous avons souhaité définir des indices de stabilité locaux inspirés des précédents, calculables en tout point et dépendant de l'état de contrainte tridimensionnel.

1.3. Indices de stabilité locaux F_c et F_t

En chaque point du manteau neigeux, l'état de contrainte est déterminé par les contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et peut être représenté par le cercle de Mohr. Sur une facette d'orientation quelconque, le vecteur contrainte pointe sur le cercle et a pour composante normale σ_n et pour composante tangente τ (déduites des contraintes principales). Les valeurs admissibles sont définies par un secteur limité (Boulon, 1986) :

– à une droite qui traduit la rupture en cisaillement (critère de Mohr-Coulomb d'équation : $\tau_{rupt} = C + \text{tg } \varphi \cdot \sigma_n$ (avec φ calculé par la formule de Roch) ;

– à une droite qui traduit la rupture en traction, d'équation : $\sigma_n = \sigma_t$, où σ_t est la résistance en traction.

Deux indices peuvent donc caractériser la stabilité de la neige en chaque point du manteau. Ils sont définis comme suit :

– l'indice de stabilité local F_c vis-à-vis du cisaillement :

$$F_c = \frac{R_{s \max}}{R_c} = \frac{\sin \varphi (\cotg \varphi + \sigma_1 + \sigma_3)}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

où : R_c est le rayon du cercle de Mohr représentant l'état de contrainte au point considéré,

$R_{s \max}$ la distance de son centre à la droite de Mohr-Coulomb ;

– l'indice de stabilité local F_t , vis-à-vis de la traction :

$$F_t = \frac{R_{tmax}}{R_c} = 2 \frac{\sigma_1 + \sigma_3 - \sigma_t}{\sigma_1 - \sigma_3},$$

où R_{tmax} est la distance du centre du cercle à la droite qui traduit le critère de rupture en traction.

La figure 3 résume graphiquement la méthode. L'instabilité d'un point du manteau apparaît lorsque les indices F_c et F_t sont inférieurs à 1. Le calcul de ces indices peut être fait en tout point du manteau, et présente les avantages suivants :

- il peut être estimé pour des combes de topographie complexe dont on peut calculer l'état de contrainte en tout point ;
- il permet d'analyser le rôle des différentes couches de neige dans le déclenchement de l'avalanche, dans le cas de manteaux de stratigraphie complexe ;
- il permet une étude de l'influence de différents paramètres sur le déclenchement, comme la concavité ou la convexité de la pente, l'effet d'une rupture de pente, la présence de skieurs, la présence d'aspérités sur le sol ;
- il peut rendre possible une évaluation des volumes de neige mis en mouvement, si la ligne de fissuration est identifiée à une isovaleur de l'indice.

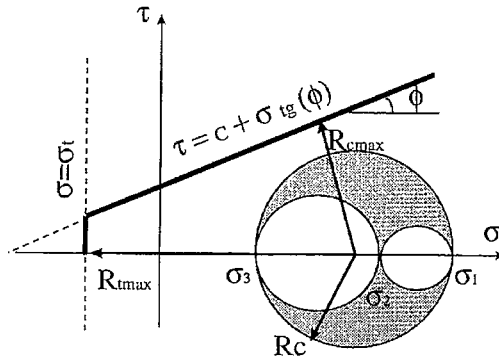


Figure 3. État de contrainte et critère de rupture.

Toutefois, pour que la représentation locale soit facile à utiliser, il est indispensable de pouvoir implanter le calcul des indices dans un code qui évalue l'état de contrainte régnant au sein du manteau sur un grand nombre de points. Notre choix s'est porté sur le code de calcul « FLAC 3D » en différences finies explicites. Il emploie un schéma numérique du deuxième ordre pour les variables d'espace, et du premier ordre pour la variable temporelle (Billaux, 1993). Ce code, couramment utilisé en mécanique des sols, permet d'implanter des lois de

comportement, de construire des maillages avec beaucoup d'éléments et offre une option de calcul en grandes déformations.

2. PREMIERS RÉSULTATS

2.1. Hypothèses de calcul

2.1.1. Modélisation de manteaux neigeux

Nous avons défini, en accord avec les observations de terrain, quatre qualités de neiges différentes en fonction de leur densité :

- neige dure, $\rho = 300 \text{ kg/m}^3$;
- neige fragile, $\rho = 100 \text{ kg/m}^3$;
- neige intermédiaire, $\rho = 200 \text{ kg/m}^3$;
- neige fraîche, $\rho = 150 \text{ kg/m}^3$.

Les grandeurs E (module d'élasticité), C , ϕ et σ_t ont été fixées d'après les plages de valeurs obtenues expérimentalement et issues de la littérature (cf. tableau).

Caractéristiques élastiques et plastiques des différentes neiges modélisées.

Type de neige	ρ (kg/m ³)	C (kPa)	ϕ (°)	σ_t (kPa)	E (Mpa)
Neige tendre (N1)	100	0,4	23	0,40	0,22
Neige intermédiaire (N2)	200	1	26	2,09	1,70
Neige dure (N3)	300	8	46	5,52	15,00
Neige fraîche (NF)	150	1	24	1,05	0,50

Pour le calcul, la neige est considérée comme un matériau élasto-fragile (Lackinger, 1987), et la limite de fragilité est définie au moyen du critère de Mohr-Coulomb (paramètres C et ϕ) en cisaillement et, en traction, par une résistance limite σ_t . Le coefficient de Poisson ν est fixé à 0,1 (cette valeur est extrapolée à partir celle mesurée par Mellor (1975) sur des neiges beaucoup plus denses), quel que soit le type de neige sèche considéré.

2.1.2. Modélisation géométrique

Nous avons représenté une combe d'inclinaison 35°, de 100 m de long, de 40 m de large, dont les bords sont surélevés de 3 m par rapport à la ligne de plus grande pente, et qui débouche sur un « fond de vallée » plan et horizontal. Les strates du manteau neigeux ont une épaisseur constante sur toute leur longueur. La géométrie est symétrique (Fig. 4) par rapport à la ligne de plus grande pente (plan $x = 0$). Le maillage de chaque strate a été réalisé avec au moins 20 zones

en largeur, 40 en longueur, et 5 en hauteur. Il est raffiné aux limites de la géométrie.

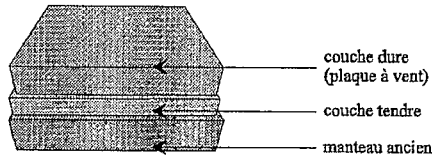


Figure 4. Manteau neigeux comportant une plaque à vent.

Les conditions aux limites sont les suivantes :

- le sol sur lequel est déposée la neige est supposé indéformable ;
- les strates sont liées les unes aux autres (pas d'éléments d'interfaces) ;
- la neige est encastrée en amont de la pente, sur les bords latéraux et en limite aval (plan $y = 0$).

2.1.3. Code *FLAC3D*

L'analyse globale (au moyen du logiciel *FLAC3D*) repose sur le calcul de l'état de déformations permettant, par une loi de comportement, l'évolution des contraintes au sein du manteau neigeux. Le calcul explicite en méthode des différences finies est conduit en grandes déformations. Les blocs sont modélisés par des éléments polyédriques. À partir des déplacements des nœuds, les contraintes constantes sur chaque élément tétraédrique sont déterminées, puis combinées, sur chaque zone qui nous intéresse.

Le calcul de F_c et F_t (indices de stabilité locaux) a été introduit dans *FLAC3D* (Schillinger, 1998). Ces deux coefficients sont constants sur un élément du maillage. L'élasto-fragilité des plaques ne peut être prise en compte simplement (destruction de la zone, concentration des contraintes...). Un comportement élasto-plastique en petite déformation a donc été choisi pour effectuer le calcul de l'état de contrainte nécessaire.

2.2. Modélisation d'une plaque « à vent »

La stratigraphie de ce type de manteau neigeux est donnée à la figure 5. Il s'agit d'un des cinq cas de stratigraphie recensés comme les plus instables (début de saison, givre de surface, plaque à vent, couche dure enfouie, croûte de regel) (Ancey, 1996).

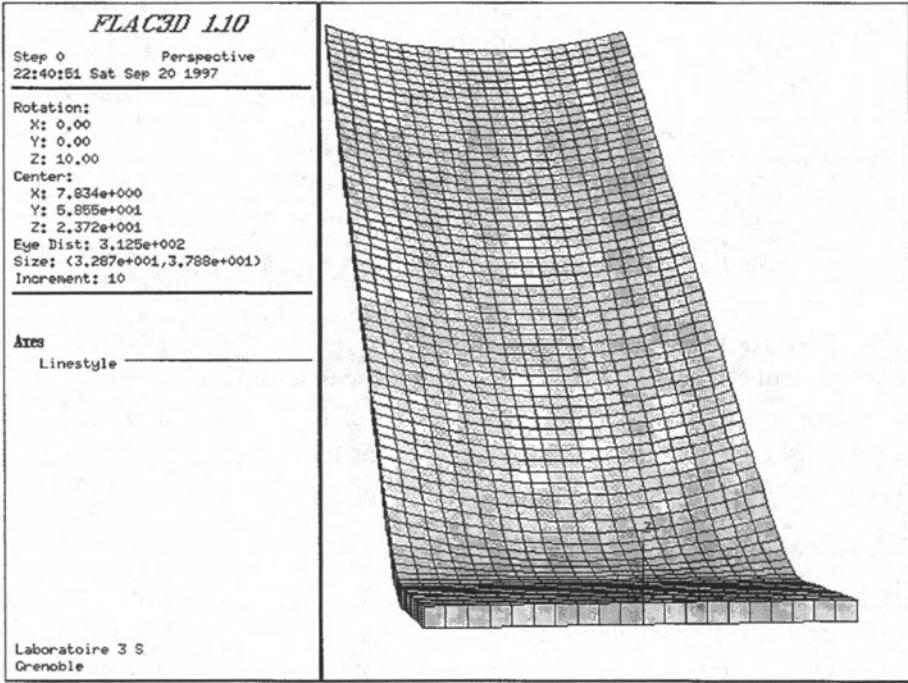
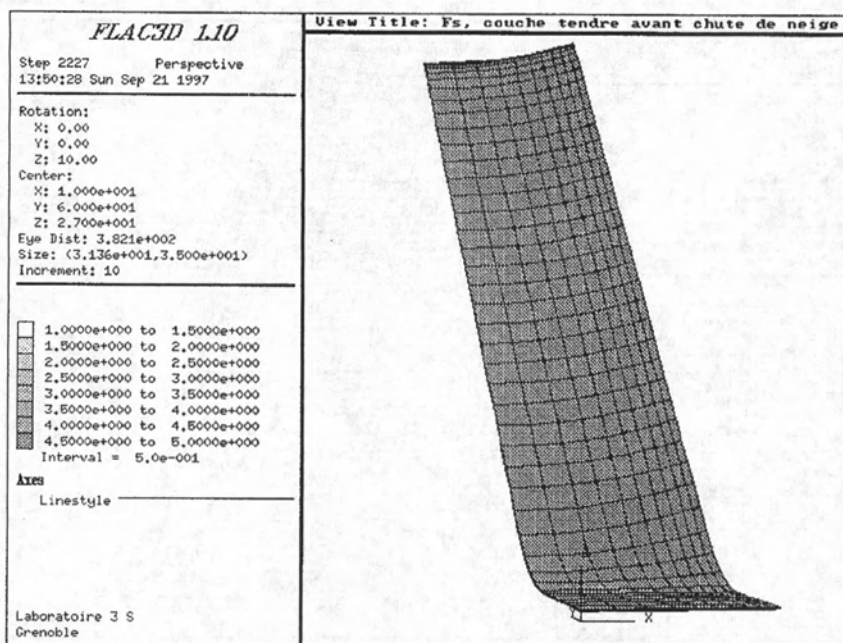


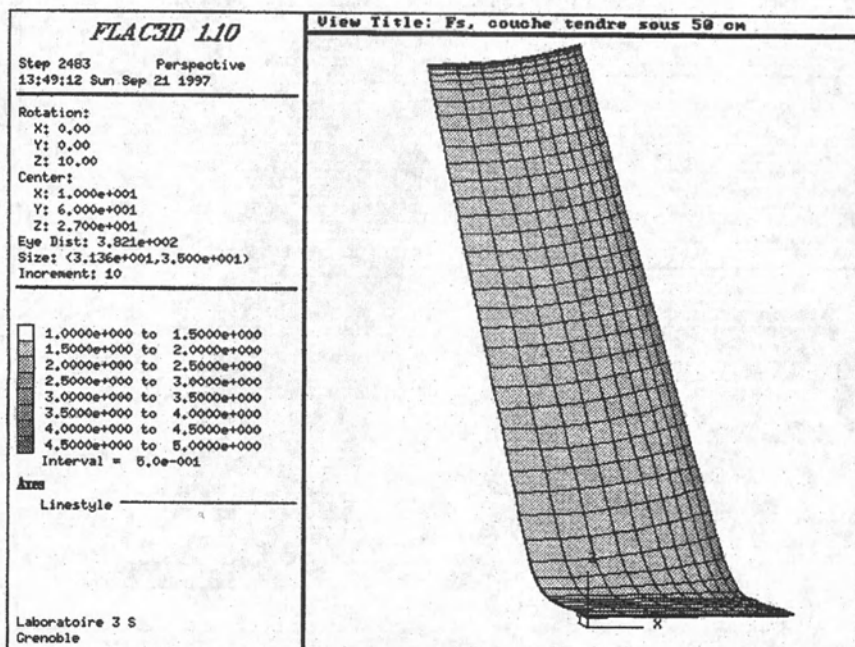
Figure 5. Pente tridimensionnelle.

Sur la figure 6 sont tracées les courbes d'isovaleurs des indices de stabilité locaux calculés sur chaque zone du maillage pour une demi-pente (symétrie par rapport à la ligne de plus grande pente). Les parties les plus claires correspondent aux zones les plus instables. Sur cet exemple, on met en valeur une rupture de la couche tendre en cisaillement dans toute sa partie centrale (Fig. 6a, b, c). La rupture de la plaque « à vent », quant à elle, se produit en traction et à la périphérie de la combe (Fig. 6d).

Ce scénario, couramment admis sur le terrain, valide la définition des indices de stabilité locaux F_c et F_t : la rupture en cisaillement intervient dans une couche critique faible, et la « plaque » plus rigide rompt en traction à proximité des liaisons avec la pente vers les « bords » (crêtes ou bien proximité de rochers).

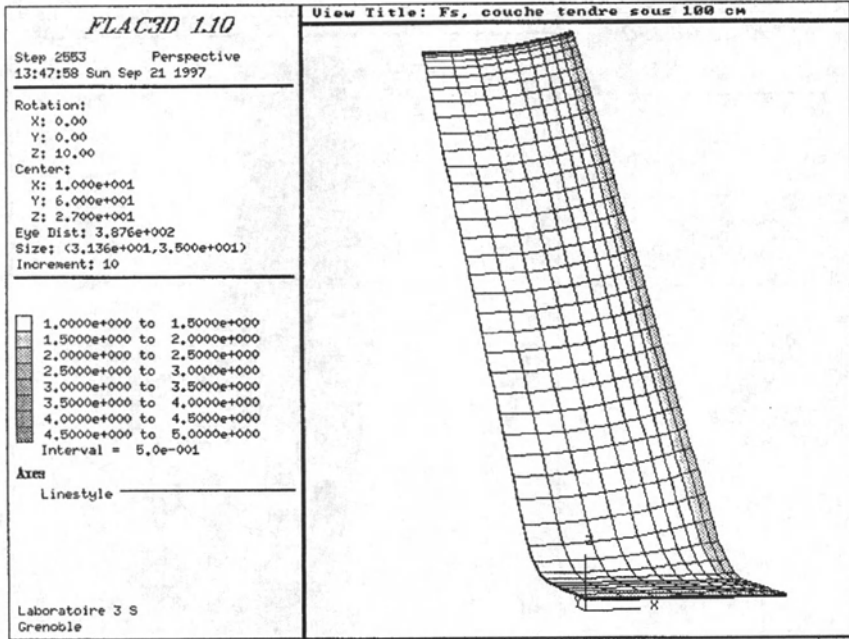


a

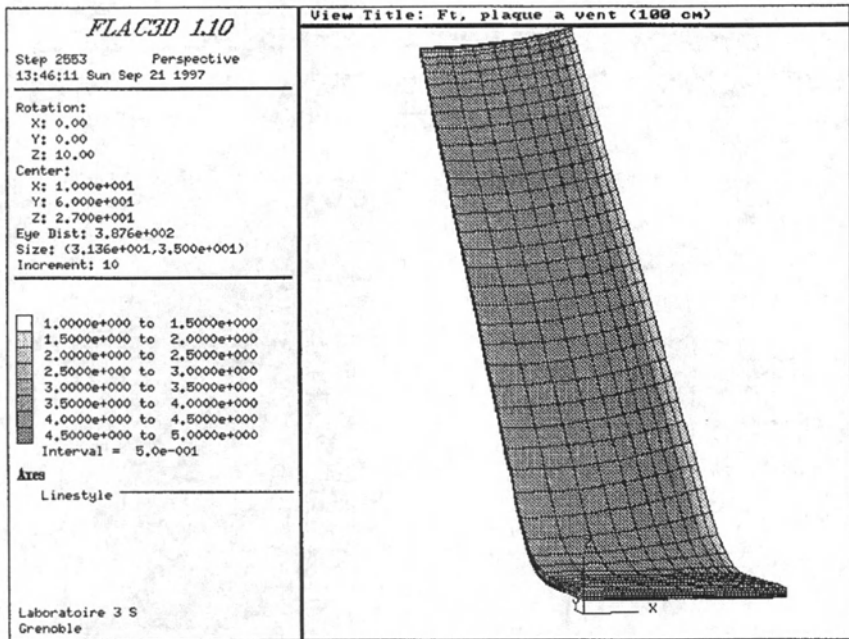


b

LA NEIGE
Recherche et réglementation



c



d

Figure 6. Modélisation de la rupture dans le cas de la plaque à vent.

L'estimation du risque avalancheux, jusqu'alors réalisée à l'échelle de tout un massif montagneux (prévisions du Centre d'études de la neige), ou pour une pente de géométrie académique (calcul de S ou SF), peut donc être menée à une échelle locale. Chaque carte de valeur de l'indice de stabilité peut aider l'expert pour estimer le risque potentiel de perte de stabilité. Elle donne en particulier des indications qualitatives quant au mode d'apparition de l'instabilité. Le cas présenté ici est très encourageant.

D'autres scénarios avalancheux ont été étudiés (Schillinger, 1997). On observe globalement les mêmes phénomènes : les scénarios d'apparition de la rupture correspondent à ce qui est observé sur le terrain, mais les valeurs minimales des deux indices restent plus élevées (1,5 à 1,8). D'un point de vue qualitatif c'est suffisamment satisfaisant, mais sur le plan quantitatif une réflexion plus profonde reste à faire pour définir le domaine de variation de F caractéristique de l'instabilité.

3. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

La modélisation du comportement mécanique de pentes enneigées peut être mise en œuvre au moyen du logiciel FLAC3D. Elle permet de définir des indices de stabilité locaux qui renseignent sur le risque de rupture du manteau neigeux, sur le mode de rupture (traction, cisaillement) et sur la localisation des ruptures probables.

Cet outil reste toutefois nouveau. L'interprétation des indices F_c et F_t doit donc être confrontée à des études de cas typiquement avalancheux si l'on souhaite en faire un outil d'aide fiable. Cependant, dès à présent son utilisation permet de mieux appréhender :

- les influences respectives des paramètres géométriques (concavité ou convexité de la pente, rapport longueur/largeur de la pente, ruptures de pente, épaisseurs des différentes couches...) et mécaniques (valeurs des différentes constantes intervenant dans la modélisation) sur l'activité avalancheuse ;
- la loi de comportement la mieux adaptée aux autres stratigraphies avalancheuses.

Plusieurs directions de recherche méritent d'être examinées :

- l'introduction de l'évolution du comportement de la neige dans le temps (histoire du dépôt et du chargement) pour amener le manteau à l'état « instable » ;
- la prise en compte de chargement « dynamique », les développements précédents ne considérant que des chargements statiques même lorsqu'il s'agit d'un skieur ;

– à plus long terme, les mécanismes de fissuration des pentes instables, afin de déterminer les volumes mis en jeu et le rôle de la topographie dans la propagation.

Remerciements

Nous tenons à remercier la région Rhône Alpes (XI^e contrat de plan état région) ainsi que le Pôle grenoblois d'études et de recherches sur les risques naturels pour le soutien financier accordé pour cette étude, ainsi que son développement ultérieur. Les collaborations scientifiques avec le Centre d'études de la neige redémarrées dans le cadre de ces projets ont été fructueuses.

BIBLIOGRAPHIE

- ANCEY C. - *Guide neige et avalanches : connaissances, pratique, sécurité*. Édisud, 1996, 317 p.
- BILLAUX D., CUNDALL P. - « Simulation des géomatériaux par la méthode des éléments lagrangiens ». *Revue française de géotechnique* n° 63 1993, p. 9-21.
- BOULON M. - « Computation of safety factors ». *Plaxis course : safety factors 08-15/01/1996*, 19 p.
- CONWAY H., J. ABRAHAMSON - « Snow stability index ». *Journal of Glaciology* 30 (106), 1984, p. 321-327.
- DAUDON D., GOURVES R., FLAVIGNY E., PAGE Y. - « Mechanical modelling of snow cover rupture », Chamonix mai 1997.
- FÖHN P.M.B. - « The stability index and various triggering mechanism ». *Proceedings of the Davos symposium*, sept. 1986, IAHS Publ. n° 162, 1987, p. 199-205.
- JAMIESON J. B., JOHNSTON C. D. - « Shear frame stability parameters for large-scale avalanche forecasting ». *Annals of Glaciology* 18, 1993, p. 268-272.
- LACKINGER B. - « Supporting forces and stability of snow slab avalanches : a parameter study ». *Annals of Glaciology* 13, 1989, p. 140-145.
- MAC CLUNG D., SCHAEERER P. - *The Avalanche Handbook*. The Mountainers, 1993.
- MELLOR M. - « A review of basic snow mechanic ». *Symposium at Grindelwald*, IAHS Publ. n° 114, 1974, p. 251-291.
- MONTMOLLIN V. (de) - « Introduction à la rhéologie de la neige ». *Thèse de l'Université scientifique et médicale de Grenoble*, 1978, 280 p.
- ROCH A. - « Les variations de résistances de la neige ». *Symposium international sur les aspects scientifiques des avalanches de neige*, IAHS Publ. n° 69, 1966, p. 86-99.
- SCHILLINGER L. - « Modélisation numérique de la stabilité des plaques de neige ». *Rapport de DEA*, Université Joseph-Fourier, Grenoble, sept. 1997, 47 p.
- SCHILLINGER L., DAUDON D., FLAVIGNY E. - « Three dimensional numerical modelling of snow slab avalanches », *NGI congres*, Norvège, 24-26 may 1998.
- SCHWEIZER J. - « The influence of the layered character of snow cover on the triggering of slab avalanches ». *Annals of Glaciology* 18, 1993, p. 193-198.
- SOMMERFELD R.A. - « A correction factor for the roch's stability index of slab avalanche release ». *Annals of Glaciol.* 17 (75), 1976, p. 145-147.

AVALANCHE MIXTE DE NEIGE SECHE CONSIDEREE COMME UN ECOULEMENT GRANULAIRE

Mohamed NAAIM, Florence NAAIM-BOUVET

CEMAGREF

Division Érosion torrentielle, Neige et Avalanches

2, rue de la Papeterie – BP 76

38402 Saint-Martin-d'Hères

***Résumé.** La modélisation proposée traite de l'écoulement de l'avalanche depuis son déclenchement jusqu'à son arrêt. L'avalanche est décomposée en deux couches. La couche inférieure, la plus concentrée, se comporte comme un écoulement dense : en fonction du taux de cisaillement et de la concentration volumique, l'écoulement est décrit soit par le modèle frictionnel de Mohr-Coulomb, soit par un modèle inertiel issu de la théorie cinétique des milieux granulaires. Cette partie du modèle a été validée sur des mesures expérimentales en modèle réduit réalisées au col du lac Blanc. La couche supérieure, de faible concentration, rend compte du développement d'un aérosol ; l'écoulement y est turbulent diphasique et la dissipation d'énergie dominée par la turbulence du fluide interstitiel. La formation et le développement de l'aérosol résultent de l'érosion au sommet de la couche dense en mouvement. Cette interface est traitée par la théorie de la saltation. Le flux de masse prélevée est proportionnel à l'écart entre les contraintes exercées par l'aérosol et la résistance à l'arrachement des particules. Le modèle d'érosion est complété par un modèle de dépôt, qui opère lorsque la turbulence diminue. Ces deux modèles d'érosion et de dépôt ont été calibrés par des essais en soufflerie réalisés notamment à l'occasion des travaux de recherche conduits dans le domaine du transport de neige par le vent. Enfin le modèle global bi-couches a été utilisé pour reproduire des événements d'avalanches réelles.*

Principales notations

c est la concentration en matériaux solides

τ est la contrainte de cisaillement

σ est la contrainte normale

$\lambda = 1/(\sqrt[3]{c_0/c} - 1)$ est la concentration linéaire

δ est l'angle de frottement dynamique

d est le diamètre des grains, des particules

$\frac{\partial u}{\partial y}$ est le gradient de vitesse

u est la vitesse de l'écoulement

z est la distance prise dans le sens orthogonal à l'écoulement

c_0 est la concentration volumique maximale

K_1 est le coefficient de Bagnold pour la contrainte tangentielle

K_2 est le coefficient de Bagnold pour la contrainte normale

E est le coefficient de restitution du matériau

t_{mv} est le temps de mise en mouvement d'une particule

t_c est le temps caractéristique du régime collisionnel

\vec{u} est le vecteur vitesse

ρ est la masse volumique moyenne

Σ est le tenseur de contrainte

g est l'accélération de la pesanteur

ρ_a est la masse volumique de l'air

ρ_s est la masse volumique de la neige, des particules

$\vec{u}_a = (u_a, v_a, w_a)^t$ est la vitesse de la phase gazeuse

$\vec{u}_s = (u_s, v_s, w_s)^t$ est la vitesse de la phase solide

p est la pression de la phase gazeuse et c la concentration volumique en particules

1. GÉNÉRALITÉS SUR LES AVALANCHES DE NEIGE SÈCHE

Le terme *avalanche de neige* désigne un écoulement rapide d'une masse importante de neige sous l'effet de la gravité. Il recouvre une gamme de phénomènes très variés. Le premier type d'écoulement, le plus fréquent en climat tempéré, est l'écoulement dense. Il est vraisemblablement laminaire et suit relativement bien les couloirs naturels. Il est caractérisé par une vitesse de 20 à

30 m s^{-1} et une faible incorporation d'air qui lui permet de garder une masse volumique forte, allant de 150 kg.m^{-3} à plus de 450 kg.m^{-3} . Le second type d'écoulement, appelé avalanche poudreuse se produit plus rarement dans les montagnes européennes (dans les Alpes et dans une moindre mesure les Pyrénées). Il est fortement turbulent. Il est caractérisé par une forte interaction entre l'écoulement de neige et l'air ambiant. Cette interaction se traduit par une incorporation d'air qui réduit la masse volumique de l'avalanche.

1.1. Avalanches poudreuses

Les avalanches poudreuses n'apparaissent que sous des conditions climatiques et topographiques particulières. Il faut en général que la neige soit tombée en quantité importante par temps froid et que ce temps froid se soit maintenu jusqu'au déclenchement, le type de neige devant présenter une cohésion et une masse volumique très faibles. Cette neige poudreuse est obtenue lors de chutes de neige par temps très froid où celle-ci conserve une texture dendritique de cristaux de petites dimensions avec une cohésion sans doute très faible au départ. Cette cohésion peut naître et augmenter suivant les cycles de température (restant < 0) auxquels est soumis le manteau neigeux et suivant la pression provoquée par la gravité. Une fois la mise en mouvement effectuée, à la suite d'une rupture du manteau neigeux sous l'effet de son poids ou autre forme de déclenchement, l'avalanche prend au départ une forme dense laminaire proche de l'état du manteau neigeux initial. Dans le cas où le couloir est en pente forte sur une distance importante, très vite la vitesse va augmenter et les particules vont se mettre en suspension de par leur géométrie et de par la faible cohésion et le faible frottement intergranulaire. Cette mise en suspension donne lieu à une consommation partielle ou totale de la masse de neige mise en mouvement qui s'autoalimente en puisant dans le manteau neigeux aval, de sorte que selon les conditions climatiques et topographiques de l'avalanche, il peut y avoir ou pas coexistence des deux types d'avalanches poudreuse ou dense. La partie d'aérosol ainsi constituée est dotée, selon sa concentration en cristaux ou particules de neige, d'une masse volumique faible par rapport à l'écoulement dense mais forte par rapport à celle de l'air ce qui provoque selon l'importance de la pente une mise en vitesse pouvant atteindre des valeurs très élevées par le simple effet de la gravité. Quand la pente diminue, le « nuage » de l'avalanche dépasse son soubassement de neige dense freiné par les frottements avec le terrain. Le dépôt d'une avalanche poudreuse, produit par la sédimentation qui apparaît quand la turbulence diminue, est faible et sans commune mesure avec les accumulations provoquées en fin de course par l'avalanche de neige dense.

1.2. Avalanches denses

Lorsque la neige se transforme par augmentation de la température, il se produit une modification de sa structure (naissance de cohésion intergranulaire, augmentation de la masse volumique). Après le déclenchement, le comportement de la masse neigeuse en mouvement sera très différent des avalanches poudreuses. C'est en particulier le cas des avalanches de printemps avec de la neige « lourde » qui donne alors naissance uniquement à des écoulements denses de neige plus ou moins « mouillée ».

1.3. Dégâts des avalanches

Les avalanches de neige provoquent des dégâts importants. Ces dommages dépendent fortement du type d'avalanches, du volume de neige mis en mouvement et des caractéristiques géométriques et topographiques du couloir. Les dégâts sont fortement liés à l'énergie emmagasinée et à la manière dont cette énergie est répartie dans l'avalanche et appliquée sur les obstacles s'interposant sur sa trajectoire. Bien que sa masse volumique soit faible, l'avalanche de neige poudreuse est fortement dévastatrice. Elle est agressive d'abord par l'onde de pression qu'elle applique à tout ce qui se trouve sur son passage. Cette onde est suivie par l'écoulement turbulent diphasique rapide qui est souvent de grande dimension verticale. Son effet sera donc d'autant plus dévastateur que les surfaces offertes seront plus importantes. Les poumons des êtres humains et des animaux sont particulièrement vulnérables à ces effets de souffles.

Grâce à leur forte masse volumique, les avalanches de neige dense ou lourde sont agressives par la quantité d'énergie cinétique emmagasinée sur la dénivellée parcourue. Bien canalisées, elles exercent un effet dévastateur sur un périmètre beaucoup plus restreint que les avalanches poudreuses. Bien entendu, l'un et l'autre type d'écoulement peut arracher des arbres, desceller des blocs rocheux plus ou moins importants, qui emportés par le flux avalancheux, acquièrent une énergie cinétique dévastatrice par l'effet de poinçonnement qu'ils produisent.

2. AVALANCHE DE NEIGE SÈCHE CONSIDÉRÉE COMME UN ÉCOULEMENT GRANULAIRE

Le but ici est de présenter succinctement un état des connaissances concernant les différents types de neige pour montrer que le manteau neigeux et l'avalanche peuvent être interprétés comme des milieux granulaires. Nous allons ensuite tenter de proposer un modèle de comportement en analysant les interactions entre les grains de neige dans les différents types d'avalanche. Une attention particulière sera portée sur les effets causant la dissipation d'énergie et

sur les effets rendant possible la réduction de la masse volumique macroscopique. Il s'agit de mettre en évidence les paramètres qui gouvernent ces écoulements en vue, d'abord, d'expliquer les différents changements de régime, et ensuite, de dégager les paramètres qui permettent une modélisation numérique des différentes phases de l'écoulement de l'avalanche.

2.1. Du grain de neige au manteau neigeux

La neige est un matériau particulièrement difficile à définir. Depuis sa formation en haute altitude jusqu'à sa fonte au printemps, ce matériau subit des métamorphoses qui modifient sa structure, sa cohésion, ainsi que les formes et les dimensions des grains. Dans ce qui suit, nous allons présenter les principales formes des grains qui composent le matériau neigeux.

2.1.1. Étoiles de neige

C'est une des formes initiales de la neige au moment de sa formation à haute altitude. Ce type de cristaux, appelé étoile, est la forme la plus connue de la neige. Elle a une cohésion particulière dite de feutrage. C'est une cohésion faible qui résulte des interpénétrations des dendrites formant les cristaux (Fig. 1).

2.1.2. Grains fins

Les grains fins résultent de la métamorphose de la neige qui est une transformation thermodynamique par un mécanisme de sublimation/condensation en présence de faibles gradients de température ($< 0,05 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). Les couches formées par ce type de grains se caractérisent par une forte cohésion produite par les ponts de glaces qui se forment entre les grains (Fig. 2).

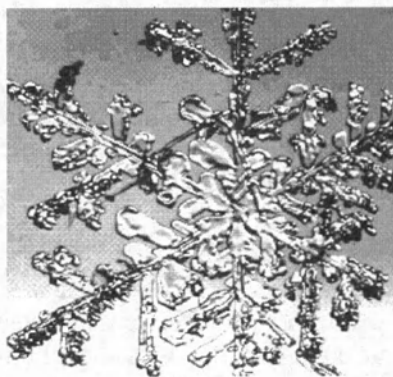


Figure 1. Étoile de neige fraîche
(photo Météo France, E. Pahaut).

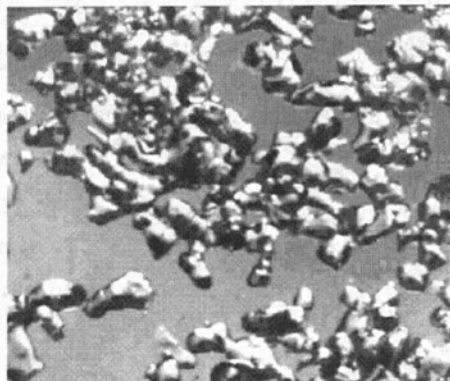


Figure 2. Grains fins
(photo Météo France, E. Pahaut).

2.1.3. Plaquettes

Les plaquettes sont des grains issus d'une transformation thermodynamique qui se produit sous l'effet d'un gradient de température moyen (de $0,05$ à $0,2$ $^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). Une couche de neige formée de ce type de grains se caractérise par une cohésion plus faible que celle formée avec des grains fins. La géométrie particulière, très anguleuse, diminue le contact entre grains, ce qui induit une perte relative de cohésion (Fig. 3).

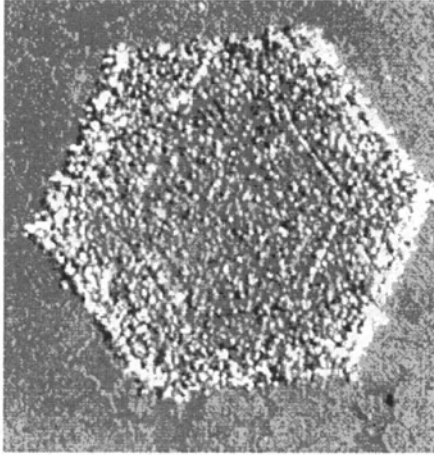


Figure 3. Plaquette ou face plane
(photo Météo France, E. Pahaut).



Figure 4. Gobelets
(photo Météo France, E. Pahaut).

2.1.4. Gobelets

Les gobelets sont des grains qui se forment sous l'effet d'un fort gradient de température ($> 0,2$ $^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). Ils ont une croissance pyramidale qui leur confère une géométrie très anguleuse et striée. Ces grains (Fig. 4) donnent à la couche qu'ils composent une cohésion particulièrement faible. De ce fait, ces couches sont appelées couches fragiles.

2.1.5. Les grains de fonte

Les grains de fonte (Fig. 5) sont produits par la fonte de la neige quand la température avoisine 0 $^{\circ}\text{C}$. C'est le stade final avant la fusion totale. L'existence d'un film d'eau entre les grains donne une cohésion capillaire à la couche formée avec ce type de neige. Ce film capillaire peut éventuellement regeler et produire une forte cohésion formant ainsi une croûte de regel. Durant un écoulement d'avalanche, si la température ambiante n'est pas trop négative, la dissipation d'énergie en chaleur peut, par le biais de la fusion en surface des grains, créer une pellicule d'eau qui va avoir une forte influence sur l'écoulement.

Cette humidité va augmenter fortement la cohésion au sein du matériau et va engendrer la formation de gros blocs dans l'écoulement. Ce type d'avalanche est appelé avalanche de neige humide.

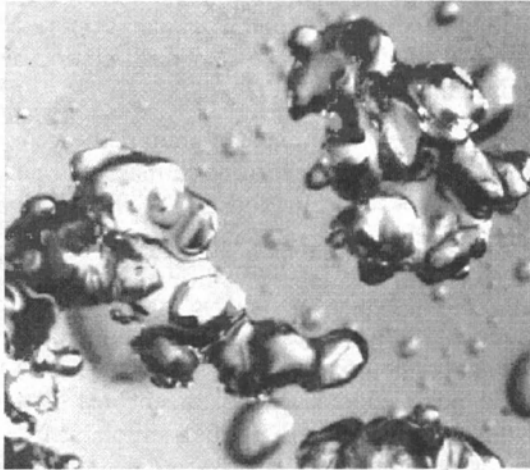


Figure 5. Grains de fonte (photo Météo France, E. Pahaut).

2.1.6. Composition du manteau neigeux et de l'avalanche

Les chutes de neige successives et les transformations thermodynamiques rendent le manteau neigeux très complexe. Il est souvent formé de plusieurs couches composées de grains de formes et de dimensions variées. La présence ou non de ponts de glace ou d'eau confère à chaque couche une cohésion plus ou moins forte. Chaque couche a donc un comportement mécanique distinct. Le manteau neigeux est ainsi un milieu hétérogène et anisotrope. Rapidement, après le déclenchement de l'avalanche, le matériau se désagrège et le fort brassage mélange ses différentes couches et rend la composition de l'avalanche plus homogène. Le matériau résultant est composé d'un mélange de grains de différentes dimensions, de différentes formes et de différentes densités.

Dans certains cas, et surtout pour les avalanches majeures de neige sèche, le manteau neigeux mobilisé est composé essentiellement de neige récente tombée de façon intense par forte tempête. Dans ce cas, le manteau neigeux initial est assez homogène et ne contient que de la neige non transformée.

2.2. Assimilation à un milieu continu et à un fluide simple

A l'arrêt, le grain de neige a une dimension caractéristique de l'ordre du millimètre et le manteau neigeux une dimension moyenne de l'ordre du mètre. Nous pourrions donc supposer le manteau neigeux comme un milieu continu solide.

La longueur et la hauteur de l'écoulement du flux avalancheux sont très grandes devant la dimension du grain de neige, ce qui permet encore d'assimiler l'avalanche à un milieu continu. Parfois, et surtout en neige humide, des blocs de dimensions importantes se forment ou sont constitués par des blocs rocheux ou des arbres. Le rapport de leur dimension par rapport à la dimension de l'avalanche est proche de l'unité. Dans ce cas l'assimilation de l'avalanche à un milieu continu est discutable.

Des différences importantes existent entre le grain de neige et la molécule d'un fluide simple tel que l'eau, tant au niveau de la masse qu'au niveau du diamètre. Le grain de neige est 10^{17} fois plus lourd et plus volumineux qu'une molécule d'eau. L'interaction entre les molécules est complètement élastique alors que l'interaction entre grains peut se faire aussi bien par chocs que par frottements et s'accompagne toujours d'une perte d'énergie et surtout des modifications de volume dues au caractère plastique des amas de grains neigeux. La granulométrie étalée, la forme non régulière des grains, et le fait que les chocs entre grains ne soient pas toujours centrés, créent des difficultés qui rendent l'assimilation de l'avalanche à un fluide simple très discutable. Pour l'établissement de lois de comportement des milieux granulaires, les théories existantes supposent que les matériaux sont homogènes monodisperses (composés de sphères de diamètre et de masse volumique constants). Une fois établies, les lois de comportement sont ensuite étendues à des milieux granulaires de compositions plus hétérogènes tels que le sable ou la neige.

2.3. Classification à partir de la concentration en particules de neige

Une classification générale des écoulements gravitaires rapides a été proposée originalement par Middleton et Hampton (1973). Elle utilise la concentration solide en particules comme principal paramètre pour distinguer les écoulements entre eux. Dans le domaine des avalanches de neige, les écoulements de faible concentration solide sont les avalanches poudreuses et les écoulements de forte concentration solide sont les avalanches denses.

2.4. Classification des écoulements à partir de considérations énergétiques

Bien que la concentration soit un critère pertinent pour opérer une première sélection, elle ne permet pas d'expliquer à elle seule les différents régimes d'écoulement. Pour la compléter, il est nécessaire d'analyser les mécanismes physiques qui gouvernent les écoulements et qui génèrent les transitions d'un type d'écoulement vers un autre.

Pendant l'écoulement des avalanches de neige sèche, les phénomènes physiques qui sont responsables de la dissipation d'énergie sont :

- le frottement entre grains ;
- les collisions entre les grains ;
- la viscosité de l'air ;
- la turbulence de l'air.

Ces phénomènes coexistent simultanément durant un même événement. Il existe cependant des phases d'écoulements où l'un d'entre eux est dominant par rapport aux autres.

À forte concentration solide, les particules sont en contact permanent. Ce type d'écoulement est observé quand la vitesse de l'avalanche est faible. Les particules de neige sont alors animées de vitesses relatives faibles les unes par rapport aux autres. Les contacts, peu énergiques et de longue durée, se font essentiellement par frottements. Donc, l'écoulement dense et faiblement cisailé sera appelé écoulement frictionnel.

L'augmentation de la vitesse de l'avalanche va s'accompagner d'une légère diminution de la concentration solide et donc d'une faible augmentation du volume. Les durées des contacts vont devenir de plus en plus courtes et la dissipation par contacts frottants va diminuer. Les interactions seront plus brèves et plus énergiques, et s'apparenteront plus à des collisions qu'à des frottements. De ce fait, les échanges de quantité de mouvement vont être réalisés par les chocs entre les particules. À ce stade, bien que le cisaillement soit fort, les mouvements des particules sont peu affectés par l'air. En effet leurs trajectoires sont encore courtes du fait de la relative forte concentration en matériau solide. L'écoulement dense fortement cisailé sera dit collisionnel.

Au-delà d'une certaine vitesse de l'avalanche, la neige dense va être soumise à une contrainte forte à l'interface air/avalanche et va être mise en suspension pour former un écoulement poudreux. Dans ce type d'écoulement, du fait d'un fort cisaillement et d'une faible concentration volumique, c'est la turbulence du fluide interstitiel qui est le principal responsable de la dissipation d'énergie.

La prise en compte des considérations énergétiques va nous permettre de préciser notre classification, dans laquelle nous avons choisi de retenir trois types d'écoulement différents. Ils sont présentés dans la figure 6 suivante.

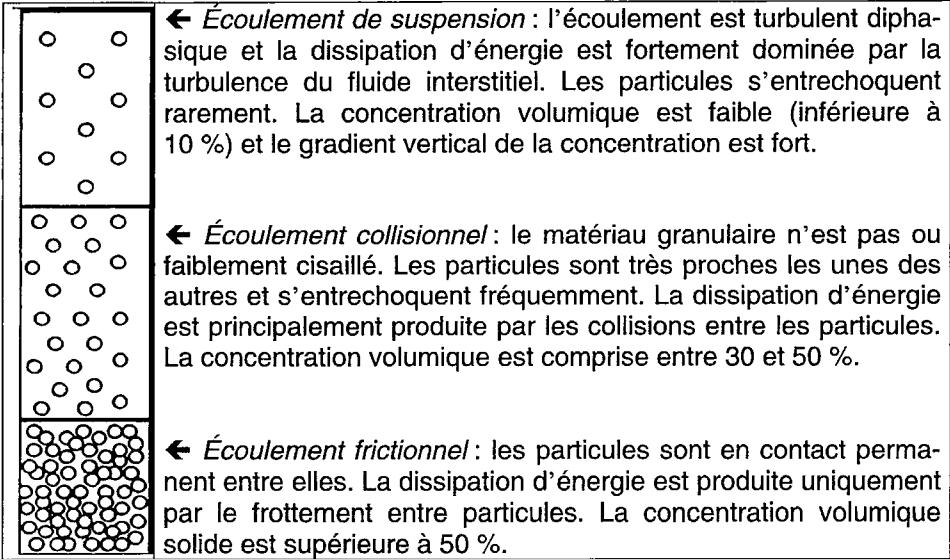


Figure 6. Classification des écoulements à partir de considérations énergétiques.

2.5. Lois de comportement et analyse des transitions entre régimes d'écoulement

Dans ce qui suit, nous utiliserons les notations de la figure 7 où c est la concentration volumique en matériau solide, τ la contrainte de cisaillement et σ la contrainte normale. Nous allons faire ici une synthèse des travaux antérieurs dans le domaine des écoulements de matériaux granulaires pour mieux caractériser les différents régimes d'écoulement.

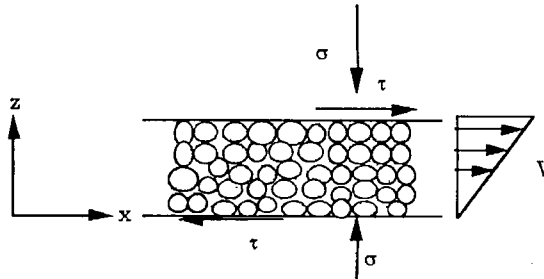


Figure 7. Schéma d'un milieu granulaire soumis à un cisaillement simple.

2.5.1. Écoulement dense frictionnel

Pour un taux de cisaillement faible, le contact intergranulaire est relativement permanent, changeant doucement, et l'effet inertiel des particules est négligeable. La contrainte est donc due aux résultantes normale et tangentielle de la force de contact des particules. Les travaux antérieurs comme ceux de Hungr et Morgenstern (1984), ont utilisé une approche de type mécanique des sols, s'inscrivant dans le cadre de l'hypothèse de déformation quasi-statique. Grâce à des expérimentations de rhéométrie, ils ont montré une relative indépendance des contraintes normale et tangentielle par rapport au taux de cisaillement. Ils en ont déduit la validité de la loi de Coulomb permettant de relier les deux contraintes. Dans un écoulement de type dense frictionnel, le matériau granulaire est donc décrit par un comportement de type Mohr-Coulomb. La contrainte de cisaillement s'écrit :

$$\tau = \sigma \tan(\delta)$$

où δ est l'angle de frottement et σ est la contrainte normale transmise au travers du squelette granulaire. La neige a un angle de frottement compris grossièrement entre 20° et 50° . Cet angle dépend de la taille des particules et de leur forme.

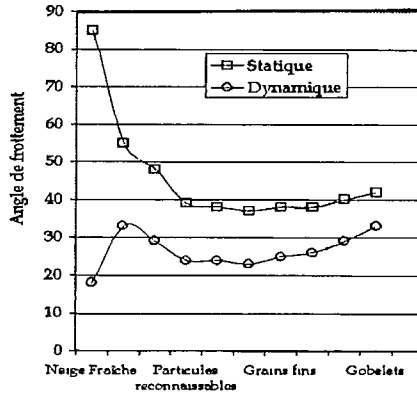


Figure 8. Angles de frottement statique et dynamique de la neige (données André Roch).

2.5.2. Écoulement dense collisionnel

Bagnold (1954), Jenkins et Savage (1982), Haff (1983), et Jenkins et Richmann (1985), ont introduit et utilisé la théorie cinétique des écoulements granulaires pour déterminer la loi de comportement dans le cas des forts taux de cisaillement. Dans ce cas, les particules acquièrent des mouvements fluctuants importants et les contacts interparticules ont une durée de vie très faible. En utilisant

des expérimentations en cisaillement simple, Bagnold (1954), Savage et Sayed (1984), Hanes et Inman (1985) ont confirmé les résultats de la théorie cinétique. Ils ont examiné la dépendance par rapport au taux de cisaillement en détail et ont montré que pour une concentration massique donnée la contrainte de cisaillement et la contrainte normale dépendaient du carré du taux de cisaillement.

Dans le régime collisionnel, la dissipation est liée à la taille des particules, à leur densité, à la vitesse relative des particules quand elles s'entrechoquent et à la fréquence des collisions. À partir des expériences rhéométriques, Bagnold (1954) (Fig. 9), par exemple, proposa l'équation suivante qui décrit la dépendance entre la contrainte de cisaillement τ et le taux de cisaillement

$$\rho_s d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 :$$

$$\tau = K_1 \rho_s \lambda^2 d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

où $\lambda = 1 / \left(\sqrt[3]{\frac{c_o}{c} - 1} \right)$ est la concentration linéaire définie comme le rapport du

diamètre des particules d et du libre parcours moyen entre particules voisines ; $\frac{\partial u}{\partial y}$, le gradient de vitesse ; u , la vitesse de l'écoulement ; y , la distance prise

dans le sens orthogonal à l'écoulement ; ρ_s la masse volumique des particules ; c , la concentration en particules et c_o la concentration volumique maximale quand toutes les particules sont en contact. La constante K_1 est un paramètre du matériau qui a été trouvé voisin de 0,01 par Bagnold (1954). D'autres travaux expérimentaux d'écoulements de grains secs ont montré des valeurs plus importantes. Savage et Sayed (1984) ont trouvé $K_1 = 0,03$ pour des billes de verre et K_1 approximativement égal à 0,1 pour des coquilles de noix. K_1 est donc une caractéristique des particules composant le matériau.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

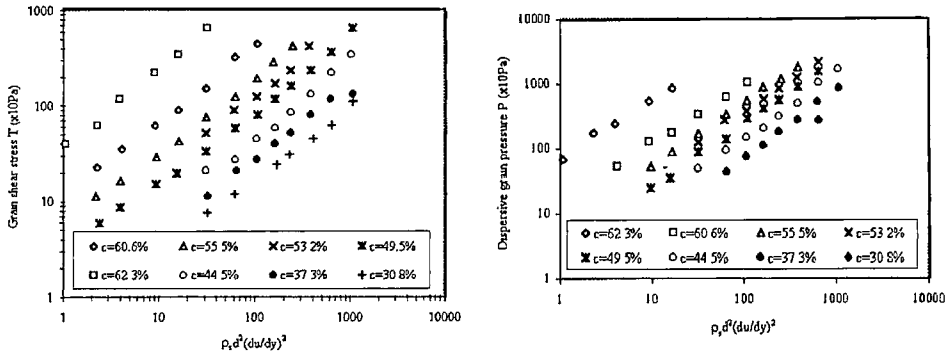


Figure 9. Contrainte de cisaillement et contrainte normale en fonction du taux de cisaillement (Bagnold, 1954).

Les collisions génèrent aussi une contrainte normale du même ordre de grandeur que la contrainte de cisaillement. Elle a été appelée pression dispersive par Bagnold (1954). Elle a pour effet de réduire la densité volumique si elle n'est pas compensée par une contrainte externe. D'après Bagnold la contrainte normale est donnée, en fonction du taux de cisaillement, par :

$$\sigma = K_2 \rho_s \lambda^2 d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

où K_2 est un paramètre caractéristique du matériau.

Le rapport K_1/K_2 a été étudié expérimentalement et théoriquement par Savage (1984), Ackermann et Shen (1982), Jenkins et Savage (1982) et Pasquerell *et al.* (1988). Ce rapport dépend principalement du coefficient de restitution du matériau « E ». Savage (1984) proposa la formule suivante :

$$\frac{K_1}{K_2} = 1,8 \sqrt{\frac{3,33(1-E)}{3\pi}}$$

Les expériences réalisées par Savage et Sayed (1984) ont permis de déterminer ce rapport pour différents matériaux : billes de verres : 0,56 ; billes de polystyrène : 0,59 et coquilles de noix : 0,72.

Pasquarell *et al.* (1988) ont repris et amélioré les relations établies par Ackermann et Shen (1982). Ils ont proposé :

$$\tau = \frac{3\rho_s d^2 c^2 \chi (1+E)}{2\pi^2 \sqrt{2(1-E)}} \left(1 + \frac{L}{d}\right)^{\frac{3}{2}} \left[\frac{\partial u}{\partial y}\right]^2$$

$$\sigma = \frac{9\rho_s d^2 c^2 \chi (1+E)}{64(1-E)} \left(1 + \frac{L}{d}\right) \left[\frac{\partial u}{\partial y}\right]^2$$

et $\tan(\delta(c)) = \frac{\tau}{\sigma} = \frac{32\sqrt{(1-E)(1+\frac{L}{d})}}{3\pi^2\sqrt{2}}$

où $\frac{L}{d} = \frac{1}{2\sqrt{2}d^2\chi^n}$, $n = \frac{4c}{\pi d^2}$ et $\chi = \frac{(1 + (1,564 - \frac{1}{c_0})c)}{(1 - \frac{c}{c_0})}$

L est le libre parcours moyen entre les particules et c est la concentration en particules.

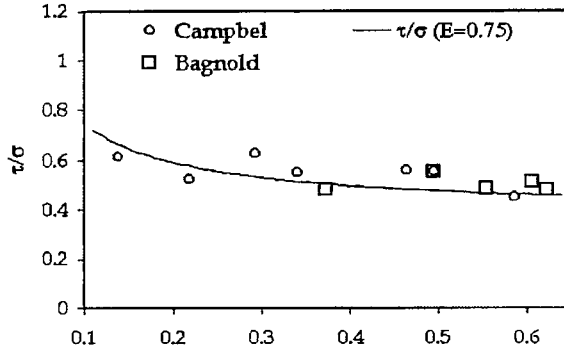


Figure 10. Rapport τ/σ en fonction de la concentration volumique en particules solides.

Comparaison des résultats théoriques de Pasquarell (1988) pour $E = 0,75$ avec les résultats de Campbel et Gong (1986) et de Bagnold (1954).

L'équation établie par Pasquarell *et al.* (1988) pour le rapport τ/σ , en fonction de la concentration, prédit une faible augmentation avec la diminution de la concentration, jusqu'à une concentration de 0,2. Il n'existe pas de mesures rhéologiques directes qui permettent de déterminer les coefficients K_1 et K_2 pour la neige. Si on considère que la neige est composée de billes de glace, cette théorie peut s'appliquer. Le fait que le manteau neigeux soit hétérogène (cf. § 2.2) limite le champ d'application de cette théorie. Dans notre cas, ces paramètres seront calibrés sur des expérimentations en modèle réduit.

2.5.3. Régime d'écoulement intermédiaire : analogie et critère de transition entre le régime frictionnel et le régime collisionnel

Le régime d'écoulement intermédiaire est très important et concerne beaucoup d'écoulements réels. Dans ce régime, les collisions instantanées et les interactions de longue durée contribuent de façon équivalente à la génération des contraintes. Cependant, il a été difficile de justifier ces phénomènes théoriquement. Seules des tentatives analytiques ont été réalisées en additionnant les contributions des régimes dense frictionnel et dense collisionnel. Des exemples simples peuvent être trouvés dans Savage (1984), Norem *et al.* (1987) et une analyse plus détaillée dans Johnsson et Jackson (1987).

Dans les écoulements granulaires, la contrainte normale et la contrainte tangentielle s'écrivent sous les formes généralisées suivantes :

$$\tau = \sigma_s(c) \tan(\delta_s) + f_2(c) \rho_s d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

$$\sigma = \sigma_s(c) + f_1(c) \rho_s d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

où : c est la concentration en matériaux solides ; d , le diamètre des grains ; δ_s , l'angle de frottement ; ρ_s , la masse volumique des grains et σ_s , la contrainte normale transmise par le squelette granulaire.

Le rapport de la contrainte de cisaillement à la contrainte normale s'écrit :

$$\tan(\delta) = \frac{\tau}{\sigma} = \frac{\sigma_s(c) \tan(\delta_s) + f_2(c) \rho_s d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2}{\sigma_s(c) + f_1(c) \rho_s d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2}$$

Plusieurs essais rhéométriques ont été utilisés pour déterminer les fonctions $\sigma_s(c)$, $f_1(c)$ et $f_2(c)$ nécessaires pour expliciter les relations ci-dessus. On citera ici les travaux de Bagnold (1954), Novosad (1964), Bridgwater (1972), Savage et Sayed (1984), Hungr et Morgenstern (1984), Hanes et Inman (1985), Stadler et Buggish (1985) et Stadler (1986). Ces tests ont été réalisés par deux procédures relativement différentes.

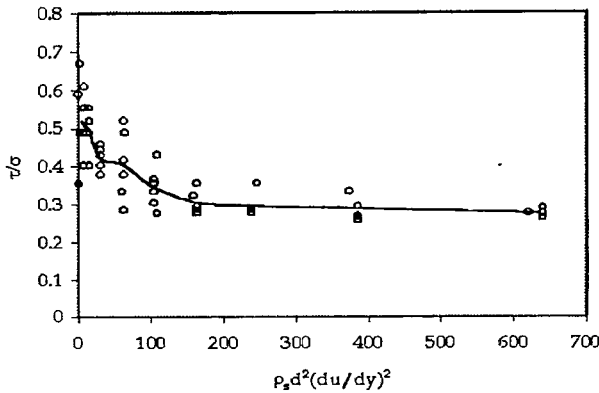


Figure 11. Rapport des contraintes en fonction du taux de cisaillement d'après Bagnold (1954).

Bagnold (1954), Savage et Sayed (1984) ainsi que Hanes et Inman (1985), ont utilisé une procédure où les contraintes sont déterminées comme des fonctions du taux de cisaillement pour une valeur constante de la concentration volumique en matériau solide. Les contraintes ont été trouvées grossièrement dépendantes du carré du taux de cisaillement (Fig. 9). Pour une concentration volumique constante, lorsque le rapport de la contrainte de cisaillement à la contrainte normale est tracé en fonction du taux de cisaillement, on constate un éparpillement des données. Néanmoins, une faible dépendance avec le taux de cisaillement est observée (Fig. 11).

La deuxième procédure a été utilisée par plusieurs auteurs dont Hungr et Morgenstern (1984). Cette procédure consiste à déterminer la contrainte de cisaillement comme une fonction du taux de cisaillement pour une contrainte normale constante. Hungr et Morgenstern (1984) ont réalisé leurs essais avec différents matériaux géologiques à très forte contrainte normale. L'objectif était de tester la mobilité des grands mouvements de terrain. Les matériaux utilisés sont le sable et les sols fins. Leurs résultats sont représentés par des courbes décrivant l'évolution de la contrainte de cisaillement en fonction de la contrainte normale. Les données ont été bien représentées par une droite passant par l'origine, montrant ainsi un comportement de Coulomb, avec un angle de frottement constant. Il n'y avait qu'une faible variation en fonction du taux de cisaillement. Stadler et Buggish (1985) ont réalisé de nombreux essais avec plusieurs matériaux granulaires tels que les billes de verre, la poudre de calcaire et différentes poudres plastiques. Ces matériaux ont été utilisés secs ou avec différents niveaux de saturation. Pour les matériaux secs, les mesures de la contrainte de cisaillement ont montré une faible dépendance par rapport au taux de cisaillement pour une large gamme de la contrainte normale σ (Fig. 12).

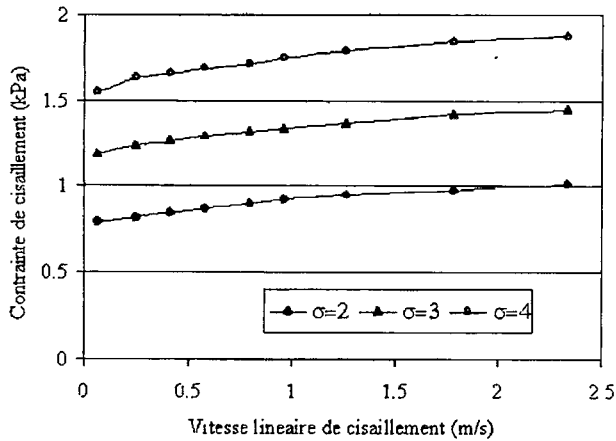


Figure 12. *Contrainte de cisaillement en fonction du taux de cisaillement d'après Stadler (1986).*

Les données succinctement traitées ci-dessus sont représentatives des principaux travaux antérieurs dans le domaine des écoulements granulaires. Les résultats obtenus pour des matériaux aussi variés que les billes de verre, le sable, et les graviers montrent une évolution très faible et parfois non décelable du rapport de la contrainte de cisaillement à la contrainte normale en fonction du taux de cisaillement.

En conclusion, tous les auteurs sont d'accord pour admettre que le rapport de la contrainte de cisaillement à la contrainte normale est relativement indépendant du taux de cisaillement. Les contraintes normales et les contraintes de cisaillement, quant à elles, ne sont pas toujours indépendantes du taux de cisaillement. Dans les mesures de Stadler (1986) l'indépendance des contraintes par rapport au taux de cisaillement est clairement observée, alors que dans les expériences de Bagnold (1954), de Savage et Sayed (1984), les deux contraintes varient de façon quadratique avec le taux de cisaillement. Les résultats rhéométriques mentionnés plus haut doivent donc être examinés pour expliquer cette différence.

Dans le cas d'écoulements permanents « simplement » cisillés (cisaillement plan), Savage et Hutter (1989) ont introduit un nombre sans dimension noté R_s . Il caractérise l'extension de la fluidisation et l'importance des effets collisionnels. Il est donné par :

$$R_s = \frac{\rho_s d^2 (U/H_s)^2}{\sigma}$$

où U est la différence de vitesse au travers de la couche cisailée d'épaisseur H_s . Le numérateur est proportionnel à la contrainte normale, générée par les collisions, et le dénominateur σ est la contrainte normale totale. Les faibles valeurs de R_s correspondent à la dominance des effets frictionnels, tandis que les grandes valeurs de R_s correspondent à la dominance des effets collisionnels.

Les expériences de Savage et Sayed (1984) et de Hanes et Inman (1985) appartiennent au régime collisionnel. Les contraintes peuvent raisonnablement être considérées comme proches de celles prédites par la théorie cinétique qui suppose des collisions binaires instantanées.

Le tableau suivant, réalisé par Savage et Hutter (1989), donne les valeurs de R_s estimées pour différentes fractions solides de billes de verre dans les expériences de Savage et Sayed (1984) et de Hanes et Inman (1985).

	Savage et Sayed (1984)		Hanes et Inman (1985)				
Diamètre (mm)	1,80		1,10			1,85	
Concentration	0,52	0,47	0,37	0,42	0,46	0,49	0,44
R_s	0,17	0,38	0,26		0,11	0,22	

Les valeurs de R_s dans les expériences de Savage et Sayed (1984) sont similaires à celles de Hanes et Inman (1985). À partir de ce tableau, Savage et Hutter (1989) ont conclu que les collisions sont dominantes pour R_s supérieur à 0,1.

Les deux auteurs se sont ensuite intéressés aux expériences de Hungar et Morgenstern (1984) qui ont montré une très faible dépendance des deux contraintes par rapport au taux de cisaillement. Ils ont considéré les expériences réalisées avec du sable. Par exemple, dans le cas du sable de diamètre 1,5 à 2 mm, la vitesse de cisaillement haute est de 0,98 m/s et la faible contrainte de cisaillement est de l'ordre de 20 kPa. Pour la cellule du rhéomètre de 20 mm, la hauteur de la couche cisailée n'était pas connue. Savage et Hutter (1989) l'ont estimée à 7 diamètres de particules ce qui fait une valeur de R_s de l'ordre de 0,0028. L'effort normal est tellement important dans ces expériences que les effets inertiels des grains sont comparativement très petits, et l'écoulement peut être vu comme un écoulement frictionnel dans un régime quasi-statique. Le régime frictionnel est donc dominant pour des valeurs de R_s petites devant 0,1.

2.5.4. Suspension turbulente

Pour une suspension turbulente de neige contenant 10 % de matière solide ($c = 0,1$) composée de grains de diamètre moyen égal à 1 mm et de masse volumique égale à $500 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, soumise à un taux de cisaillement égal à 1 s^{-1} , la

formule de Pasquarell *et al.* (1988) donne une contrainte collisionnelle égale à 0,02 Pa. La contrainte collisionnelle peut être estimée par :

$$\tau_c = \rho_s c v_r^2,$$

ce qui permet de déterminer la vitesse relative entre les particules : $v_r^2 = \frac{0,02}{\rho_s c}$ et

enfin le temps entre deux collisions : $t_c = \frac{\rho_s d}{0,12}$.

L'air, fluide interstitiel de l'avalanche, soumis au même taux de cisaillement produira une contrainte turbulente égale à $\rho_a u_*^2 \approx 0,01 Pa$.

Le temps mis par une particule immobile soumise à un écoulement de vitesse u , pour atteindre 63 % de cette vitesse est donné par le temps de mise en mouvement :

$$t_{mv} = \frac{\rho_s d^2}{18\mu}$$

μ est la viscosité dynamique de l'air.

Pour cette valeur de la concentration, le rapport entre ces deux temps caractéristiques est alors :

$$\frac{t_{mv}}{t_c} = \frac{0,12d}{18\mu} \approx 0,66.$$

Ce calcul d'ordre de grandeur montre que pour des valeurs de concentration de 10 %, les effets collisionnels et les effets turbulents, tant en termes de contraintes qu'en termes de temps caractéristiques, sont du même ordre. Pour des concentrations plus petites la contrainte collisionnelle va diminuer et devenir négligeable par rapport à la contrainte turbulente. Pour des concentrations solides plus faibles que 10 %, les écoulements de suspensions de neige seront donc gouvernés par la turbulence de l'écoulement interstitiel. Ce résultat est en accord avec la proposition de Bagnold (1954) qui avait proposé la valeur de 10 % comme limite supérieure au régime de suspension turbulente. Dans ce régime, la turbulence est la principale cause de dissipation d'énergie et elle est aussi le phénomène physique qui maintient les particules en suspension. L'accroissement de la contrainte normale est faible mais la contrainte de cisaillement croît de façon importante par rapport aux deux autres types d'écoulement. L'avalanche poudreuse se forme par l'interaction entre l'air ambiant et l'avalanche dense au niveau de l'interface supérieure de l'écoulement dense. Nous avons supposé que cette interface pouvait être vue comme une

couche de saltation où les particules font des va-et-vient entre l'écoulement en suspension et l'écoulement dense.

3. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉCOULEMENTS DENSES

Les avalanches de neige se rencontrent dans la nature sous des formes très variées, tant en termes de type de neige mobilisée qu'en termes de comportement de l'écoulement. Des expériences à échelle 1 réalisées ces dernières décennies (Norem *et al.*, 1983-1991 ; MacClung et Schaerer, 1984 ; Nishimura *et al.*, 1995) ont montré clairement que la plupart des grandes avalanches de neige sèche sont composées d'une partie dense en contact avec le lit du couloir et d'une partie poudreuse qui recouvre la partie dense. Ces expériences ont permis de déceler également qu'il existait une zone de transition entre ces deux couches. C'est dans cette zone intermédiaire que s'opère un important échange de masse et de quantité de mouvements entre les deux parties. C'est à travers cet échange que se forme et se développe l'avalanche poudreuse.



Figure 13. Exemple d'avalanche dense (Savoie)
(photo M. Naaim).

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

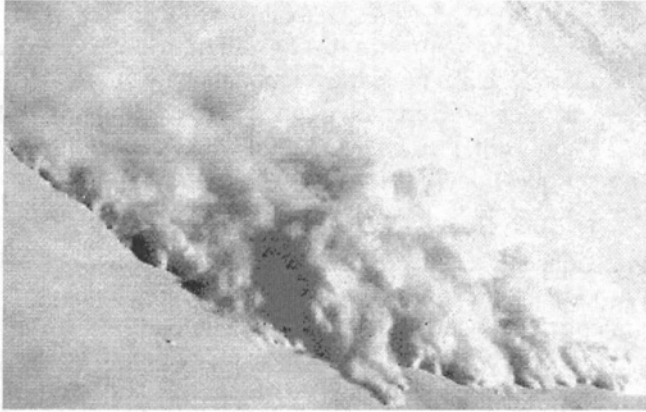


Figure 14. *Avalanche de neige sèche : formation de la partie poudreuse
(photo I. Oller).*

Dans les zones pentues, on remarque que le front de l'avalanche est constitué par la partie dense et que la partie poudreuse se situe entre 10 et 40 m derrière le front (Fig. 14). Dans la zone de faible pente, la partie dense s'arrête rapidement. La partie poudreuse la dépasse et parcourt une distance beaucoup plus grande avant de s'arrêter. L'épaisseur du dépôt d'une avalanche dense varie de 1 à 15 m (Fig. 13), alors que l'épaisseur du dépôt d'une avalanche poudreuse dépasse rarement les 10 cm et de ce fait est très peu perceptible sur le terrain. Comme pour les écroulements rocheux, on observe parfois que des blocs seuls parcourent une distance plus importante que l'écoulement principal.

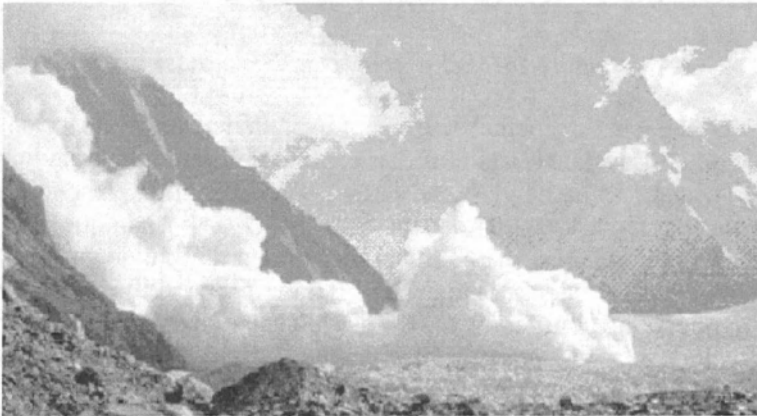


Figure 15. *Avalanche poudreuse pleinement développée
(photo P. Beghin).*

Les avalanches désastreuses, comme les avalanches du Tour (1999), du Bourgeat (Haute-Savoie) (1995) ou encore d'Arinsal (Andorre) (1993) sont souvent mixtes. Leurs études nécessitent le développement d'un modèle capable de traiter correctement les différentes couches et les différentes phases d'écoulements. Ce qui suit propose un cadre théorique et le développement d'un modèle numérique dont l'objectif est d'apporter une réponse à ce problème.

L'idée maîtresse consiste à considérer les deux couches de l'écoulement de l'avalanche. La partie dense de l'avalanche s'écoule en contact avec la neige immobile. Cette couche dense est recouverte par la partie poudreuse. Ces deux couches interagissent entre elles en échangeant de la masse et de la quantité de mouvement. Ce modèle est présenté schématiquement sur le graphique suivant (Fig. 16).

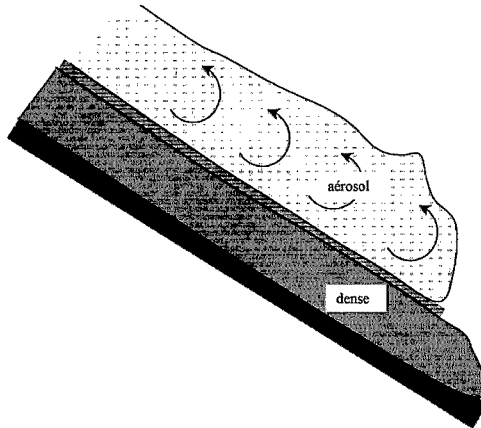


Figure 16. *Modèle conceptuel bi-couches.*

Pour les écoulements de neige dense, notre modélisation a été orientée vers l'assimilation de l'avalanche à un milieu continu de rhéologie granulaire. Dans le cas des avalanches de neige sèche et non cohésive, nous présentons ici une modélisation basée sur les lois de conservation de la mécanique des fluides, complétée par des modèles rhéologiques issus de la théorie des milieux granulaires. L'hypothèse d'ondes longues sera démontrée et utilisée. Ainsi, le domaine d'application d'une nouvelle forme des équations de Saint-Venant sera étendu à celui de la modélisation des écoulements d'avalanches denses. Les premiers modèles de type Saint-Venant classiques ont été proposés par Brugnot et Pochat (1981). Les lois de comportement utilisées contenaient, en plus d'un frottement solide, un terme de dissipation turbulente représenté par un coefficient de Chézy.

3.1. Hypothèses de base

On se place dans le cas d'un écoulement granulaire dans le repère xyz où x est placé dans le sens de l'écoulement, y est perpendiculaire à x, xy est le lit de l'écoulement à surface libre et z est l'axe perpendiculaire au plan xy. On notera e l'épaisseur de l'écoulement, h la cote de la surface libre, b la cote du fond.

3.1.1. Profil de vitesse

Melosh (1986) a analysé les différentes observations d'écoulements granulaires et a suggéré que seule une couche fine du matériau soit cisailée à la base de l'écoulement. La zone basale est la zone active où la totalité du cisaillement s'opère. Le profil de vitesse est donc composé :

- d'une zone de faible épaisseur et de fort cisaillement ;
- et d'une zone peu cisailée qui représente la presque totalité de l'écoulement.

Les mesures expérimentales réalisées par Nishimura et Maeno (1989) (Fig. 17), Dent et Lang (1982) (Fig. 18), dans des avalanches de neige semblent confirmer cette hypothèse.

À partir des profils de vitesse expérimentaux cités précédemment, la zone cisailée a une épaisseur de l'ordre de 10 à 50 diamètres de grains ($Hs = \beta d$, avec $10 < \beta < 50$).

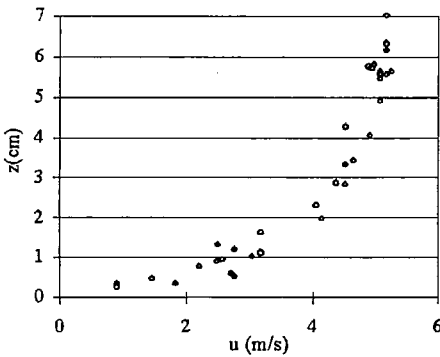


Figure 17. Profil de vitesse dans un écoulement de neige d'après Nishimura et Maeno (1989).

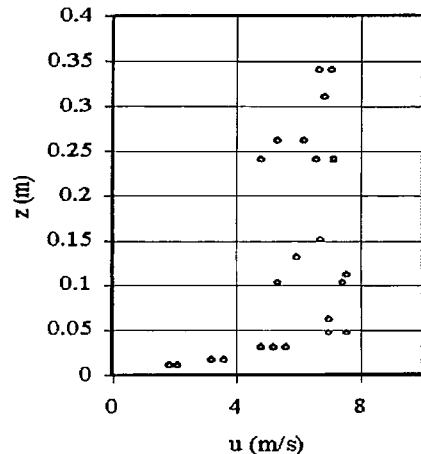


Figure 18. Profil de vitesse dans un écoulement de neige d'après Dent et Lang (1982).

3.1.2. Hypothèse de faible compressibilité de l'écoulement dense

Considérons un écoulement à surface libre de neige dense le long d'un plan incliné. Nous supposons que la neige en mouvement peut être traitée comme un milieu continu. Cette hypothèse implique que l'épaisseur e de l'écoulement est grande devant le diamètre des particules. L'absence de cisaillement sur presque la totalité de la couche granulaire va se traduire par une absence de pression dispersive. Dans cette couche, les distances entre les surfaces des grains voisins seront faibles devant le diamètre moyen des grains. La dilatation du volume initial est donc faible et la porosité d'un tel milieu évolue peu lors de son écoulement. Ces remarques vont nous permettre d'adopter l'hypothèse classique d'incompressibilité du milieu. Cette hypothèse ne concerne que la partie dense. Elle ne concerne pas la partie poudreuse. L'écoulement dense peut donc être décrit par les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement d'un fluide incompressible :

$$\begin{aligned} \operatorname{div}(\bar{\mathbf{u}}) &= 0 \\ \rho \frac{d\bar{\mathbf{u}}}{dt} &= -\bar{\nabla} \cdot \Sigma + \rho \bar{\mathbf{g}} \end{aligned}$$

Dans ces équations $\bar{\mathbf{u}}$ est la vitesse, ρ la masse volumique moyenne, Σ le tenseur de contrainte et $\bar{\mathbf{g}}$ l'accélération de la pesanteur. Σ et $\bar{\mathbf{u}}$ sont reliés par la loi de comportement.

3.1.3. Loi de comportement

L'hypothèse adoptée pour le profil de vitesse va se traduire aussi par une distribution linéaire de la contrainte normale dans toute la couche non cisailée. Une surpression dispersive locale va se produire dans la zone cisailée. Nous proposons de retenir la formulation suivante pour la contrainte normale au sol :

$$\Sigma_{zz} = \rho_s g c (h - z) \quad \text{si } b < z < h$$

3.2. Développement des équations de l'écoulement

Il est souvent commode de travailler avec des variables sans dimension. Pour cela nous allons introduire les variables L et H respectivement longueur et épaisseur caractéristiques de l'avalanche et α l'angle de pente. Les variables seront rendues sans dimension par :

$$\bar{x} = (x, y, z) = L(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}), \quad \bar{u} = \sqrt{gL}(\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}), \quad \bar{t} = t\sqrt{\frac{g}{L}}, \quad \bar{\Sigma}_{ij} = \frac{\Sigma_{ij}}{\rho_s cgH \cos(\alpha)} \quad \text{et}$$

$$\bar{\Sigma}_{xz} = \frac{\Sigma_{xz}}{\rho_s cgH \sin(\alpha)}$$

Par définition, on pose $\varepsilon = H/L$. ε est considéré comme petit devant 1. Ce choix de variables sans dimension est différent du choix des variables des équations de Saint-Venant classiques. Les vitesses longitudinales sont rendues sans dimension par \sqrt{gL} , ce qui présuppose que le phénomène est fondamentalement gouverné par l'écoulement d'ensemble et non par les ondes de Rayleigh. Pour compléter cette étape, on définit la cote de la surface libre $z = h(x, y, t)$, la cote du lit $z = b(x, y)$ et l'épaisseur de l'avalanche $e = h - b$. Les variables e , h et b sont à leur tour rendues sans dimension par H .

Toutes les variables sans dimension sont supposées être voisines de l'unité. Pour se placer dans un cadre bidimensionnel, et pour rester localement dans l'hypothèse d'un cisaillement simple dans le plan vertical de la vitesse locale, nous avons placé l'axe Ox dans le sens de l'écoulement. Dans ce repère le tenseur des contraintes est donné par :

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \Sigma_{xx} & \Sigma_{xy} & \Sigma_{xz} \\ \Sigma_{xy} & \Sigma_{yy} & \Sigma_{yz} \\ \Sigma_{xz} & \Sigma_{yz} & \Sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

Si on écrit les équations de conservation avec les variables sans dimension, en omettant les barres qui les distinguent des variables originales, on trouve :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \sin(\alpha) \left(1 - \frac{\partial \Sigma_{xz}}{\partial z}\right) - \varepsilon \cos(\alpha) \frac{\partial \Sigma_{xx}}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = 0.$$

$$\varepsilon \left\{ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right\} = -\cos(\alpha) \left(1 + \frac{\partial \Sigma_{zz}}{\partial z}\right) - \varepsilon \sin(\alpha) \frac{\partial \Sigma_{xz}}{\partial x}$$

Dans la limite où ε tend vers zéro, l'équation de la quantité de mouvement projetée sur l'axe z implique qu'à l'ordre zéro en ε :

$$-1 = \frac{\partial \Sigma_{zz}}{\partial z}.$$

C'est l'hypothèse d'hydrostaticité qui est ici démontrée à l'ordre zéro.

Les conditions aux limites à la surface libre sont exprimées par :

- l'échange de masse avec l'écoulement poudreux ;
- les contraintes exercées par l'écoulement poudreux.

Les conditions aux limites sur la couche de base sont :

- l'imperméabilité ;
- la contrainte tangentielle reliée à la contrainte normale par :

$$\Sigma_{xy} = -\bar{n} \cdot \Sigma \cdot \bar{n} \cdot \tan(\delta(c_c)) \frac{\bar{u}}{\|\bar{u}\|} \text{ où } \bar{n} \text{ est la normale au plan } xy.$$

Nous allons maintenant intégrer entre $z = b$ et $z = h$ l'équation de la quantité de mouvement projetée sur l'axe x :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_b^h u dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_b^h u^2 dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_b^h uv dz =$$

$$\sin(\alpha) [(h-b) - \Sigma_{xz}(h) - \Sigma_{xz}(b)] - \varepsilon \cos(\alpha) \left[\frac{\partial}{\partial x} \int_b^h \Sigma_{xx} dz - \Sigma_{xx}(h) \frac{\partial h}{\partial x} + \Sigma_{xx}(b) \frac{db}{dx} \right]$$

Plusieurs termes de cette équation s'annulent grâce aux conditions aux limites que nous avons imposées à la surface libre et au niveau du lit. Ceci va nous permettre d'écrire :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_b^h u dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_b^h u^2 dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_b^h uv dz =$$

$$\sin(\alpha) [(h-b) - \Sigma_{xz}|_{z=b}] - \varepsilon \cos(\alpha) \left[\frac{\partial}{\partial x} \int_b^h \Sigma_{xx} dz + \Sigma_{xx}(b) \frac{db}{dx} \right]$$

En ce qui concerne l'intégrale sur l'axe z :

$$\int_b^h u^2 dz = \gamma \bar{u}^2 e, \quad \int_b^h u dz = ue, \quad \Sigma_{xx} e = \int_b^h \Sigma_{xx} dz \quad \text{et} \quad \Sigma_{zz} e = \int_b^h \Sigma_{zz} dz$$

La valeur de γ indique l'écart par rapport au profil uniforme. Comme on a fait l'hypothèse d'un cisaillement concentré dans une faible couche près du sol, γ est voisin de 1.

L'hypothèse ($\epsilon \ll 1$) permet d'écrire, au second ordre en ϵ , la loi de comportement sans dimension sous la forme :

$$\Sigma_{xz} = -sgn(\bar{u})\Sigma_{zz} \cot(\alpha) \tan(\delta) \quad \text{à} \quad z = b(x, y)$$

ce qui implique : $\Sigma_{xz}|_b = -sgn(\bar{u})[\tan(\delta(c_c))e^2]$.

Pour fermer le système, il est nécessaire d'introduire la contrainte Σ_{xx} . En nous appuyant sur les idées de Savage et Hutter (1989), nous allons supposer que le matériau granulaire sans cohésion est décrit par un angle de frottement interne constant que nous allons noter ϕ et que la contrainte au niveau du lit est exprimée d'une façon analogue par un angle de frottement dynamique basal noté δ . Savage et Hutter (1989) ont introduit l'état passif et l'état actif selon que le matériau est comprimé ou décomprimé dans la direction parallèle à l'écoulement. Dans la zone non cisailée de l'écoulement (i.e. la presque totalité), la contrainte normale et la contrainte parallèle à l'angle principal doivent être reliées par un coefficient appelé littéralement *earth pressure* (poussée des terres) K_{actif} ou K_{passif} :

$$\Sigma_{xx}^{nc} = \begin{bmatrix} K_{act} \\ K_{pas} \end{bmatrix} \Sigma_{zz}^{nc}$$

où l'indice « nc » signifie : non cisailé.

Le coefficient de poussée des terres prend les deux valeurs suivantes :

$$\left. \begin{matrix} K_{act} \\ K_{pass} \end{matrix} \right\} = \begin{cases} 2 \frac{1 - [1 - (1 + \tan^2(\delta)) \cos^2(\phi)]^{1/2}}{\cos^2(\phi)} - 1 & \text{si } \frac{\partial u}{\partial x} > 0 \\ 2 \frac{1 + [1 - (1 + \tan^2(\delta)) \cos^2(\phi)]^{1/2}}{\cos^2(\phi)} - 1 & \text{si } \frac{\partial u}{\partial x} < 0 \end{cases}$$

En tenant compte des conditions aux limites cinétiques, on intègre les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement sur la verticale pour obtenir le système de Saint-Venant pour les écoulements d'avalanches de neige sèche qui s'écrit :

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \frac{\partial eu}{\partial x} + \frac{\partial ev}{\partial y} = \varphi_m$$

$$\frac{\partial(e\vec{u})}{\partial t} + \text{div}(e\vec{u}\cdot\vec{u}) = \sin(\alpha)e - \cos(\alpha)\text{sgn}(\vec{u})e \tan(\delta(c_s)) - \Lambda(\vec{u} - \vec{u}_p) \|\vec{u} - \vec{u}_p\| \varphi_m$$

$$- \varepsilon \cos(\alpha) K_{act/pass} \left[\vec{\nabla} \left(\frac{e^2}{2} \right) + e \cdot \vec{\nabla} b \right] + \varphi_{mv}$$

et φ_{mv} sont les flux de masse et de quantité de mouvement échangé avec la phase poudreuse. Ils seront précisés ultérieurement. Λ est le coefficient de frottement entre la partie poudreuse et la partie dense et \vec{u}_p est la vitesse moyenne de la phase poudreuse. A cette interface, on suppose l'écoulement turbulent. Ce système est invariant par toute rotation et gardera sa forme dans tout repère. Le système final est résolu numériquement en volumes finis. La résolution est décrite dans Naaim (1991).

4. MODÉLISATION PHYSIQUE DES AVALANCHES DENSES DE NEIGE SÈCHE

4.1. Dispositif expérimental

Afin de valider la modélisation numérique des avalanches denses de neige sèche que nous venons d'établir, nous avons construit et instrumenté un modèle réduit. Il est composé d'un barrage où sont initialement stockés les matériaux. Il est muni d'une vanne à ouverture rapide qui permet de simuler le déclenchement instantané de l'avalanche. L'aval du barrage se compose de deux parties : la première est une zone d'écoulement canalisée et de forte pente et la seconde constitue la zone de dépôt, caractérisée par une pente nulle et un élargissement brusque. En fonction du matériau, la surface du modèle réduit est recouverte d'une toile plastique dont la dimension des rugosités est égale à la dimension moyenne des grains.

Un trépied de hauteur variable permet de choisir l'angle entre le fond du canal et l'horizontale. Les caractéristiques du canal sont regroupées dans le schéma de la figure 19.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

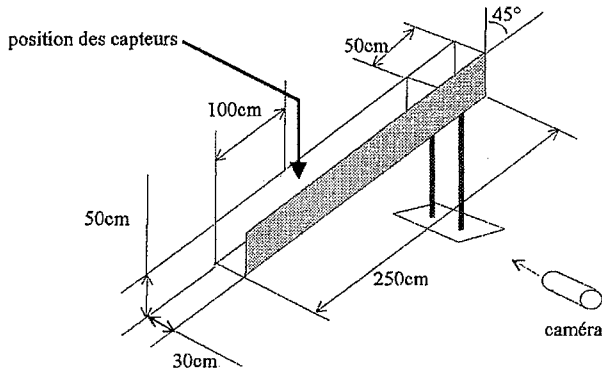


Figure 19. Schéma succinct du dispositif expérimental.

L'échelle géométrique de notre modèle par rapport à des avalanches naturelles est évidemment difficile à définir tellement les dimensions des avalanches sont variées. La dénivellée parcourue par une avalanche varie de 100 à plus de 1 000 m. Notre modèle réduit a une dénivellée de 2 m, ce qui correspond à une échelle géométrique allant du 1/50 au 1/500. Il est muni de deux types de capteurs :

- un capteur de distance composé d'un émetteur et d'un récepteur indépendants ;
- un capteur de forces piézo-électrique permettant de déterminer la force exercée (direction normale et tangentielle).

4.2. Essais en laboratoire avec matériaux granulaires

Avant de porter ce dispositif expérimental sur le site du col du lac Blanc à 2 800 m, nous avons d'abord testé son bon fonctionnement en laboratoire avec les matériaux granulaires dont les caractéristiques sont reportées dans le tableau suivant.

	Diamètre moyen (m)	Masse volumique (kg.m ⁻³)
Gravier	$2,5 \cdot 10^{-3}$	1 500
Sable	$1,8 \cdot 10^{-4}$	1 380
Billes de PVC	$1,2 \cdot 10^{-4}$	600

Tous ces matériaux sont secs et sans cohésion. L'angle de talus naturel, supposé être égal à l'angle de frottement interne, a été déterminé avec beaucoup de précautions pour chaque matériau. Nous avons trouvé les angles de talus naturel suivant : gravier (35°), sable (32 °) et billes de PVC (29°). Plusieurs expérien-

ces ont été réalisées avec différents volumes initiaux et avec trois pentes différentes 30°, 45° et 60°.

4.2.1. Mesures de forces

Les mesures de forces nous ont permis de déterminer l'angle de frottement dynamique de chaque matériau. La procédure utilisée sera exposée ultérieurement dans le cas des expériences avec de la neige. Le coefficient de la dissipation collisionnelle est obtenu à partir de la formule de Pasquarell *et al.* (1988) pour lequel le coefficient de restitution sera calibré sur les résultats expérimentaux.

4.2.2. Effet de la pente du canal

Deux pentes ont été étudiées : 45° et 60°. La figure 20 montre la comparaison entre les résultats du modèle et ceux de l'expérience dans le cas d'un écoulement de gravier de masse initiale 30 kg sur ces deux pentes. Les résultats expérimentaux et numériques montrent que la hauteur de l'avalanche diminue avec la pente alors que la vitesse augmente.

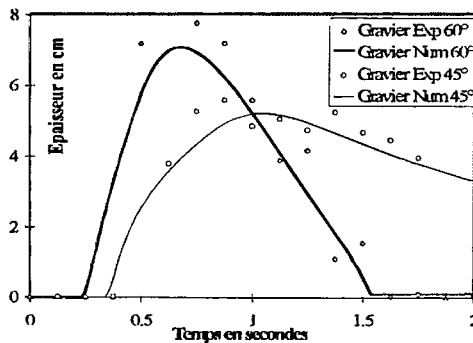


Figure 20. Effet de l'angle de pente.

4.2.3. Effet du volume initial

Nous avons fixé la pente du canal à 45°, le matériau considéré est du gravier et nous avons réalisé les essais pour trois volumes : V1, V2 et V3 correspondant respectivement à 20 kg, 30 kg et 40 kg. Les trois courbes de la figure 21 montrent que la hauteur de l'écoulement ainsi que sa vitesse (ici illustrée par le temps d'arrivée du front) augmentent avec le volume.

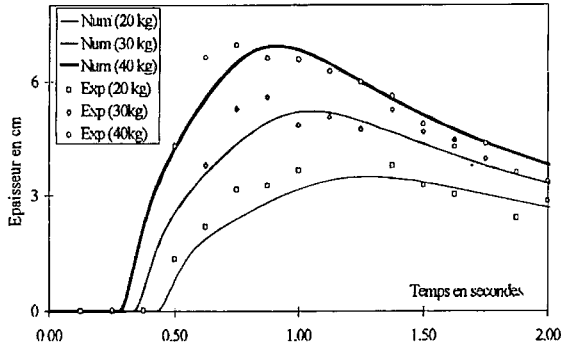


Figure 21. Influence du volume initial.

Compte tenu de la précision des mesures, on peut considérer que le modèle reproduit correctement l'influence du volume initial.

4.2.4. Effet des caractéristiques du matériau

Le gravier et les billes de PVC sont des matériaux différents en termes de caractéristiques mécaniques. La figure 22 permet de rendre compte pour une pente égale à 60° du bon fonctionnement du modèle. L'augmentation de l'angle de frottement se traduit par une augmentation de la hauteur de l'écoulement et par une réduction de la vitesse du front.

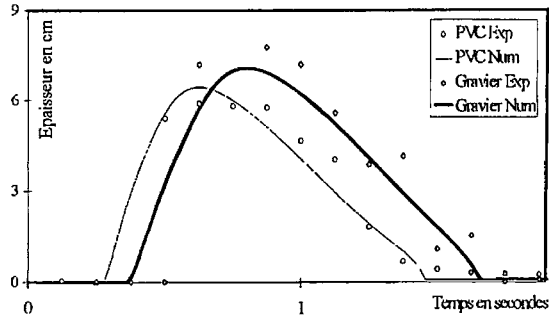


Figure 22. Influence des caractéristiques du matériau.

Dans le cas de fortes pentes, et si on observe ce qui se passe à partir du milieu du canal, on voit apparaître une zone de saltation où des particules sont arrachées à l'écoulement dense. Quelques dizaines de centimètres plus loin, se forme une zone de mélange où des structures tourbillonnaires pénètrent dans le matériau dense. Ces structures arrachent d'importantes quantités de particules qui sont ainsi soulevées et mises en suspension dans l'air.

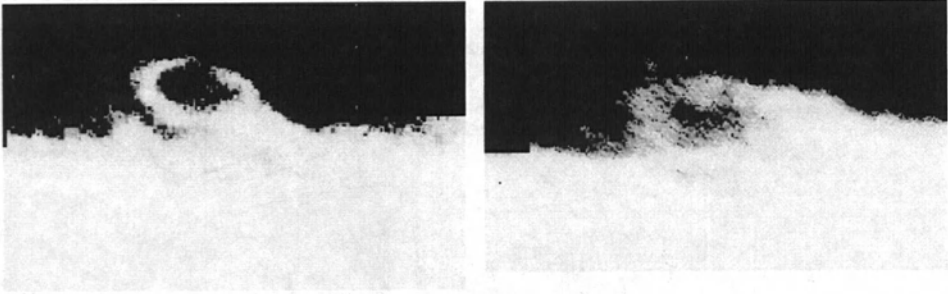


Figure 23. Fluctuation de la surface libre et apparition des premières structures tourbillonnaires

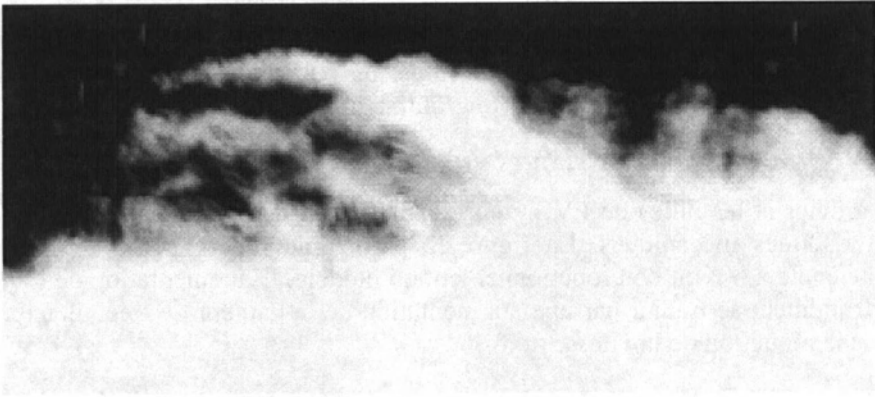


Figure 24. Développement des structures tourbillonnaires dans la zone d'interaction air/écoulement dense.

4.3. Essai in situ avec de la neige

La maquette a été portée et installée sur le site du lac Blanc à 2 800 m sur le massif des Grandes Rousses, les premiers essais ont été réalisés avec de la neige de type grains fins, présente en quantité au sommet de la couche de neige. Cependant, les grains prenaient une cohésion trop importante dans la zone de départ du canal. De gros blocs se formaient, faisant ressembler l'écoulement à une mini-avalanche de gros blocs. Sur les courbes de la figure 25 ci-après, on peut observer un pic de hauteur de neige et de forces anormalement élevé résultant du passage d'un gros bloc. D'autres essais toujours aussi peu fructueux ont été effectués avec d'autres variétés de neiges.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

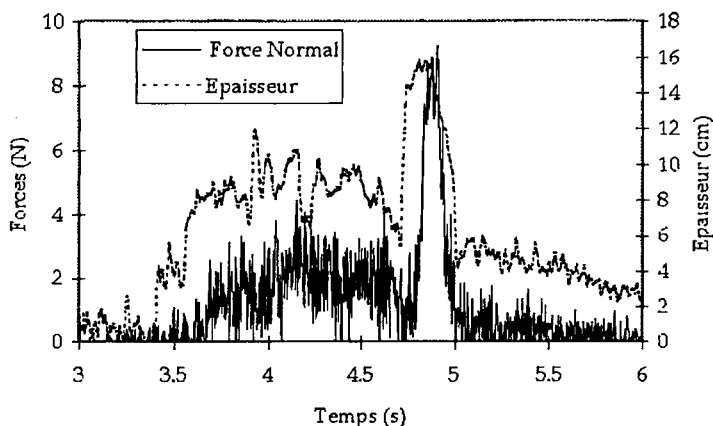


Figure 25. Expériences avec des grains fins par temps ensoleillé.

Le problème venant sans doute de l'humidification de la neige, nous avons recherché des conditions météorologiques afin de conserver le caractère très peu cohésif de la neige au cours des expériences. En effet, la neige prenait rapidement de la cohésion dans la zone de départ du canal :

- sous un fort rayonnement solaire, qui, même par température négative, parvenait à faire fondre de fines couches de neige exposées au soleil. On a pu ainsi observer des blocs pour toutes les expériences réalisées sous un soleil rayonnant ;
- avec une température extérieure positive, humidifiant en masse la neige par percolation et lui donnant une cohésion capillaire trop importante, réduisant fortement la coulabilité de la neige.

Nous avons donc besoin de travailler avec de la neige sèche, sous un rayonnement solaire le plus faible possible et avec une température négative pour éviter une éventuelle humidification indésirable. Ces conditions se sont retrouvées lorsque de gros nuages cachèrent complètement le soleil, rendant indiscernable le sol couvert de neige et le ciel (jours blancs). L'altitude élevée du site nous garantissait une température largement négative.

Avec le souci de se rapprocher le plus possible d'écoulements de type avalanche granulaire sans cohésion, nous avons extrait la neige des plus basses couches du manteau. Il s'agissait essentiellement de gobelets. Cette neige sèche, qui résulte d'une métamorphose sous fort gradient de température, possède généralement une masse volumique variable de 180 à 350 kg.m⁻³. Le diamètre apparent des grains peut atteindre plusieurs millimètres. Dans notre cas, les grains avaient en moyenne 1 à 2 mm de diamètre. Ils étaient striés, anguleux et

la plupart de forme pyramidale. Manquant de cohésion et de résistance au cisaillement, les gobelets sont source d'instabilité dans le manteau neigeux. Ils forment d'ailleurs une très mauvaise sous-couche à l'origine de nombreux déclenchements d'avalanches. La faible épaisseur du manteau en début d'hiver favorise l'installation d'un fort gradient de température ; c'est pourquoi les gobelets se retrouvent le plus souvent à la base du manteau. Ces grains étaient tout à fait adaptés à une modélisation physique d'écoulements de neige sèche non cohésive. Parmi toutes les expériences à réaliser ensuite, seules quinze ont été retenues. La répartition des expériences selon la pente du canal et le volume initial de neige disposée dans la zone de départ est indiquée dans le tableau suivant, où $V_0 = 51,1 \text{ dm}^3$.

Pente\Volume	$V/V_0 = 1$	$V/V_0 = 0,71$	$V/V_0 = 0,43$
30°	1	3	
40°		2	
50°	3	3	3

La fréquence d'acquisition de la carte numérique a été fixée à 333 Hz pour chacune des sorties des capteurs : épaisseur de l'avalanche et forces normale et tangentielle exercées sur le fond du canal. Les données brutes obtenues en sortie de carte numérique sont bruitées comme le montrent les figures 26 et 27.

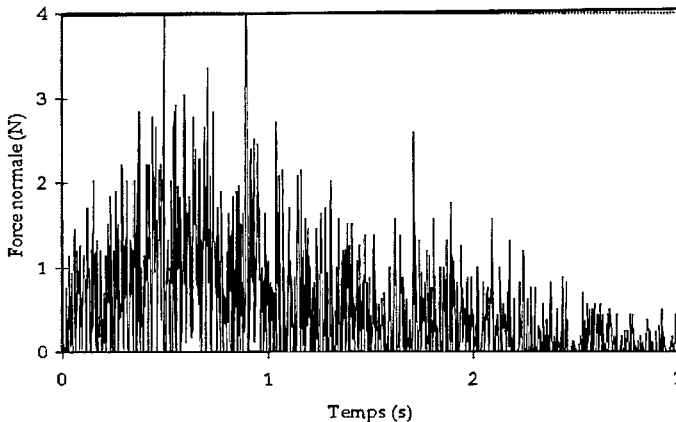


Figure 26. Force normale – signal brut.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

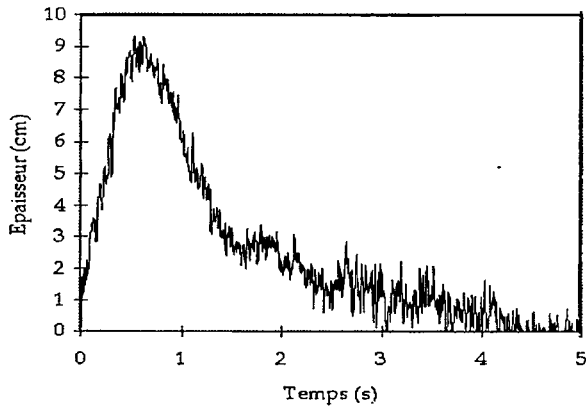


Figure 27. Épaisseur – signal brut.

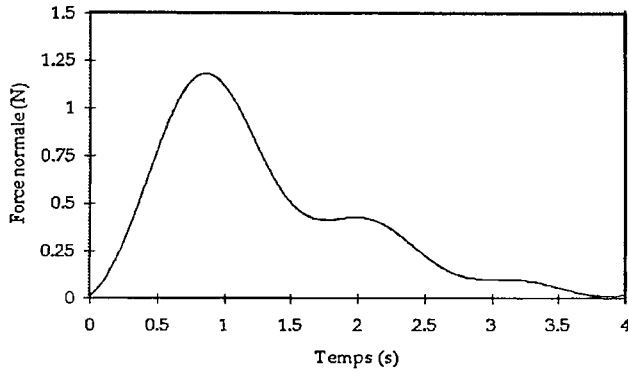


Figure 28. Force normale – signal filtré.

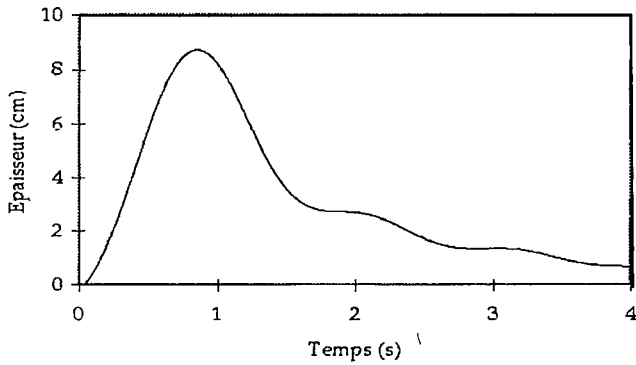


Figure 29. Épaisseur – signal filtré.

Un programme de filtrage en fréquence a été utilisé pour éliminer les hautes fréquences. Les deux courbes tracées sur les figures 28 et 29 représentent les résultats après filtrage.

4.3.1. Hydrostaticité de l'écoulement

L'hypothèse d'ondes longues que nous avons adoptée, stipule qu'en première approximation, la contrainte normale est proportionnelle à la hauteur de l'écoulement. Les figures 30 et 31 sur lesquelles sont tracées les évolutions de l'effort normal en fonction de l'épaisseur, respectivement pour 50° et 30° , sont en accord avec cette hypothèse. En plus des hystérésis observées sur les deux graphiques, hystérésis qui s'expliquent essentiellement par le caractère non permanent de l'écoulement, une légère tendance quadratique est observée pour les essais à 30° .

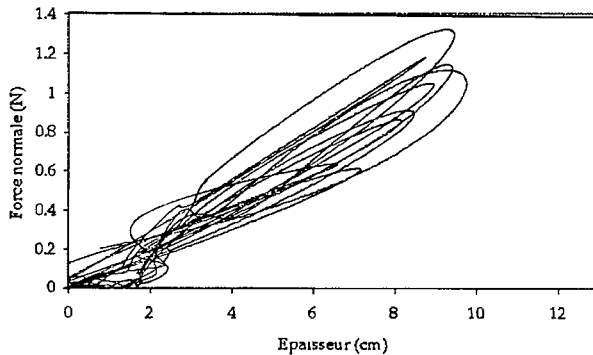


Figure 30. Force normale en fonction de l'épaisseur de l'écoulement pour l'ensemble des expériences réalisées pour une inclinaison du canal de 50° .

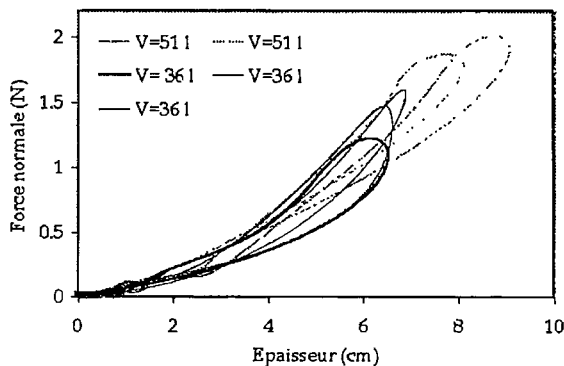


Figure 31. Force normale en fonction de l'épaisseur de l'écoulement pour l'ensemble des expériences réalisées pour une inclinaison du canal de 30° .
On observe une légère tendance quadratique.

4.3.2. Détermination de l'angle de frottement dynamique

L'angle de frottement interne a été estimé comme étant l'angle de frottement du talus. Pour la neige utilisée, l'angle du talus était de 35° . L'angle de frottement dynamique est d'une importance cruciale pour le modèle puisqu'il constitue une entrée importante de la loi de comportement. Pour sa détermination, deux méthodes ont prévalu couplées aux essais expérimentaux. Nous avons utilisé trois séries de trois essais correspondant respectivement à des volumes relatifs V/V_0 de 1, 0,74 et 0,43 ($V_0 = 51,1 \text{ dm}^3$) et à une pente de 50° .

• *Méthode 1 - Moyenne sur un état quasi-permanent* : l'état permanent des écoulements obtenus lors du passage de l'avalanche est très bref et correspond au court instant pendant lequel l'épaisseur e de l'avalanche est maximale. Nous avons introduit la notion d'état quasi-permanent, plus long dans le temps, défini comme l'état durant lequel la valeur mesurée de l'épaisseur vaut au moins 90 % de sa valeur maximale. Nous avons calculé pour chaque essai, les valeurs moyennes N_{moy} et T_{moy} des forces normale et tangentielle pendant l'état quasi-permanent à partir des valeurs filtrées en fréquence. La figure 32 présente les résultats pour les neuf expériences réalisées pour la pente 50° .

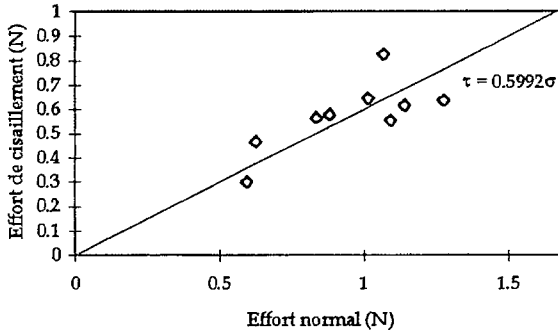


Figure 32. Détermination de l'angle de frottement dynamique en régime quasi stationnaire.

La cohésion de la neige est supposée très faible, ce qui revient à faire passer la courbe linéaire par l'origine. Tracée en surimpression, l'équation de cette droite est :

$$T_{\text{moy}} \approx 0,6 N_{\text{moy}}$$

ce qui correspond à un angle de frottement dynamique de 31° ; les deux forces agissant sur la même surface, le quotient des forces est en effet égal à celui des contraintes.

• *Méthode 2 - Prise en compte de tout l'écoulement* : la deuxième méthode a consisté à tracer la contrainte tangentielle T en fonction de la contrainte normale N pendant toute la durée de l'écoulement, et ceci pour les neuf expériences de la première méthode. La figure 33 montre les différentes courbes obtenues. Elles sont très dispersées. Cette dispersion et les différentes hystérésis sont dues au caractère non permanent de l'écoulement. De ce fait, on constate que la courbe correspondant à la phase accélérée de l'avalanche est différente de celle correspondant à la phase décélérée.

Une courbe de tendance, que l'on ne force pas à passer par l'origine, est alors tracée. La tangente de l'angle de frottement correspond ici au coefficient directeur de la droite de tendance, soit un angle de frottement de 26° . Compte tenu du caractère non permanent et de la dispersion obtenue par cette dernière méthode, nous avons estimé qu'il était plus juste de prendre la valeur de l'angle de frottement donnée par la première méthode (33°) pour la simulation numérique.

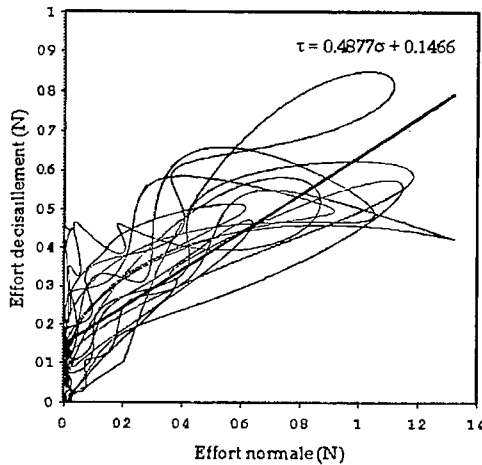


Figure 33. Variation de T avec N pour la totalité des écoulements.

4.3.3. Comparaisons expérience/modèle numérique

La géométrie du canal a été introduite dans le modèle numérique ainsi que l'angle de frottement dynamique. Le coefficient de frottement turbulent a été estimé à 0,01. Les résultats du modèle numérique sont confrontés à ceux des essais expérimentaux obtenus pour trois angles du canal et trois volumes différents. Tous les résultats sont présentés sur les figures 34 à 37 ci-après.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

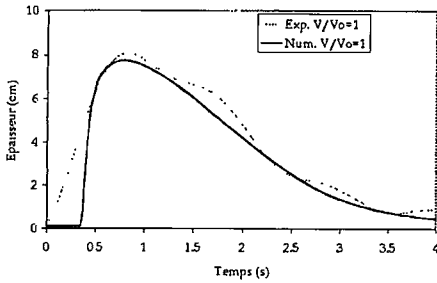


Figure 34. Angle de pente = 30° et $V/V_0 = 1$.

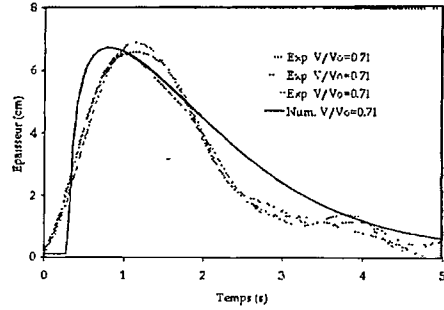


Figure 35. Angle de pente = 30° et $V/V_0 = 0,71$.

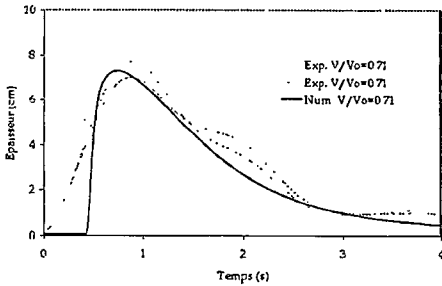


Figure 36. Angle de pente = 40° et $V/V_0 = 0,71$.

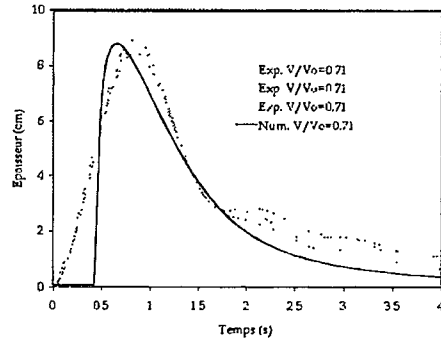


Figure 37. Angle de pente = 50° et $V/V = 0,71$.

Compte tenu des erreurs expérimentales, on peut raisonnablement dire que la modélisation numérique est en accord avec l'expérience. On peut toutefois remarquer que le front de l'avalanche dans les résultats numériques est toujours plus raide que pour les résultats expérimentaux.

5. MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS POUDREUX

Dans le but de comprendre les lois qui gouvernent les écoulements d'avalanches poudreuses, plusieurs modélisations physiques assimilent l'avalanche poudreuse aux courants de densité. L'utilisation des modèles réduits permet une souplesse et une flexibilité expérimentales ainsi que la possibilité de faire varier les différents paramètres de l'écoulement. Plusieurs travaux expérimentaux ont été réalisés dans le domaine par Huppert *et al.* (1980), Simpson (1987), Beghin et Olagne (1991), Hermann et Hutter (1991), Hall-

worth *et al.* (1993) et Hallworth *et al.* (1996). Par la suite, des modèles numériques ont été proposés et utilisés pour la simulation des écoulements de ces avalanches : Brandstätter *et al.* (1992), Hermann *et al.* (1993), Bonneau *et al.* (1993) et Naaim (1995). Ces modèles considèrent l'avalanche comme une solution en écoulement et, cependant, le caractère granulaire de la suspension n'est pas pris en compte. Dans ce qui suit, nous présentons une modélisation biphasique palliant cette lacune.

5.1. Équations de base

L'avalanche poudreuse est supposée être une suspension biphasique turbulente formée de particules de neige et d'air. La gravité appliquée à cette suspension est le terme moteur de l'écoulement. Dans l'avalanche poudreuse, la concentration c est très petite, la dissipation produite par les interactions collisionnelles entre les particules est donc négligeable. Dans notre modélisation, l'air est considéré comme un gaz parfait newtonien. L'interaction air - particules est prise en compte grâce à une force d'entraînement réciproque entre les deux phases.

Les équations sont écrites dans le même repère galiléen (xyz) que la phase dense. La gravité est donnée par $\vec{g} = (0, 0, -g)^t$. Les autres variables sont : ρ_a la masse volumique de l'air ; ρ_s , la masse volumique de la neige ; $\vec{u}_a = (u_a, v_a, w_a)^t$, la vitesse de la phase gazeuse ; $\vec{u}_s = (u_s, v_s, w_s)^t$, la vitesse de la phase solide ; p ; la pression de la phase gazeuse et c , la concentration volumique en particules.

Les équations gouvernant l'écoulement sont les lois de conservation issues de la mécanique des fluides. Les conservations de la masse et de la quantité de mouvement sont considérées pour chaque phase :

– conservation de la masse de l'air :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_a u_{ai}) = 0$$

– conservation de la masse de la neige :

$$\frac{\partial (c)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (c u_{si}) = 0$$

– conservation de la quantité de mouvement de l'air :

$$\frac{\partial (\rho_a u_{ai})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai} \cdot u_{aj}) + \frac{\partial p}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai}) \right) - c \rho_s g_i + F_i$$

– conservation de la quantité de mouvement de la neige :

$$\frac{\partial (cu_{si})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (cu_{si}u_{sj}) + \frac{c}{\rho_s} \frac{\partial p}{\partial x_i} = -cg_i - F_i,$$

où d est le diamètre des particules ; ν , la viscosité de l'air ($\mu = \rho_a \nu$ et p , la pression définie par la loi isentropique.

L'introduction de la décomposition de Reynolds suivie par l'opération moyenne, permet de déterminer les équations qui régissent l'écoulement moyen. Dans ces équations apparaissent de nouvelles variables. Elles correspondent aux corrélations du second ordre résultant des non-linéarités des équations de Navier-Stokes. Elles sont modélisées en utilisant le modèle de viscosité tourbillonnaire de Boussinesq. Les équations finales pour l'écoulement de l'avalanche poudreuse sont :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_a u_{ai}) = 0$$

$$\frac{\partial (c)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (cu_{si}) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\nu_t}{s_c} \frac{\partial c}{\partial x_i} \right) + \tilde{\Psi}_m \cdot \vec{n}$$

$$\frac{\partial (\rho_a u_{ai})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai} u_{aj}) + \frac{\partial p}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu_t \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai}) \right) - \frac{2}{3} \frac{\partial k}{\partial x_i} + F_i$$

$$\frac{\partial (cu_{si})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (cu_{si}u_{sj}) + \frac{c}{\rho_s} \frac{\partial p}{\partial x_i} =$$

$$\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu_t \frac{\partial u_{si}}{\partial x_j} \right) - \frac{2}{3} \frac{\partial (ck_s)}{\partial x_i} - cg_i - (\tilde{\Psi}_{mv} \cdot \vec{n}) \cdot u_{si} - F_i$$

où $F_i = \frac{18\mu_a}{d^2} c(1-c) \left(1 + \frac{R_{ep}^{2/3}}{6} \right) (u_{si} - u_{ai})$ est la force de traînée, qui couple

l'écoulement des deux phases, et $R_{ep} = \frac{\|\vec{u}_{si} - \vec{u}_{ai}\| d}{\nu_a}$.

L'énergie turbulente de la phase solide k_s est reliée à l'énergie turbulente de la phase gazeuse k par $k_s = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{t_l}} k$ en accord avec la théorie de Tchen (Hinze

1975), où $t_p = \frac{\rho_s d^2}{18\mu \left[1 + \frac{R_p^{2/3}}{6} \right]}$ est le temps caractéristique des particules et

$t_l = 0,41 \frac{k}{\varepsilon}$ est le temps de retournement des structures turbulentes. S_c est ici pris égal à 0,5 (Naaïm and Martinez, 1995). ψ_m et ϕ_{mv} sont les flux de masse et de quantité de mouvement échangés entre l'écoulement poudreux et l'écoulement dense. Ils représentent l'érosion ou le dépôt des particules. \vec{n} est la normale extérieure au domaine.

En ce qui concerne le modèle de turbulence, nous avons retenu celui proposé par Chen et Wood (1985). Il est basé sur le modèle classique $k - \varepsilon$ où de nouveaux termes sont introduits pour prendre en compte la réduction de la turbulence induite par la présence des particules.

5.2. Conditions aux limites

5.2.1. La vitesse

Le modèle d'avalanche poudreuse a besoin d'un ensemble de conditions aux limites à l'interface avec l'écoulement dense. Concernant la vitesse à cette interface, l'écoulement poudreux est considéré comme une couche limite turbulente définie par une rugosité z_0 et une vitesse turbulente \vec{u}_* :

$$\vec{u}_p - \vec{u}_d = \frac{\vec{u}_*}{K} \log\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right)$$

où z_d est l'altitude de la surface de l'écoulement dense ; z , l'altitude dans l'écoulement poudreux ; K , la constante de Von Karman ; \vec{u}_p , la vitesse moyenne à la base de l'écoulement poudreux, et \vec{u}_d , la vitesse moyenne dans l'écoulement dense. Quand l'avalanche poudreuse se déplace seule sans partie dense, la vitesse du sol est prise égale à zéro. Les conditions aux limites de la turbulence sont déterminées grâce à \vec{u}_* .

5.2.2. L'échange de masse

Premièrement, nous supposons que la neige est principalement entraînée par les forces aérodynamiques et par les forces d'impact des particules en mouvement dans la couche de saltation. Le nombre N des particules entraînées par unité de surface et par unité de temps est proportionnel à la différence entre la contrainte

exercée par l'écoulement poudreux et la contrainte intergranulaire qui règne au sein du matériau dense. Il est donné par :

$$N \propto (\rho_a u_{*r}^2 + \rho_s c u_{*s}^2 - \rho_a u_{*t}^2)$$

où u_{*t} est la vitesse de frottement limite de mise en mouvement de la neige et u_{*r} et u_{*s} sont respectivement les vitesses turbulentes de la phase gazeuse et de la phase solide dans la couche d'interface. u_{*t} dépend de la cohésion de la neige, de sa densité et de sa granulométrie.

Le frottement turbulent est modifié par la présence des particules. Peu de données existent pour préciser cette modification en terme de vitesse de frottement. Pour exploiter les grandes tendances connues concernant cet effet, nous supposons une évolution quadratique décroissante des vitesses turbulentes en fonction de la concentration en particules. Quand la concentration volumique en particules est nulle, c'est-à-dire lors du début de la formation de l'avalanche aérosol à partir de l'érosion au sommet de la phase dense, la vitesse turbulente réelle de la phase air est égale à la vitesse turbulente de l'air en contact avec la phase dense. Quand la concentration volumique atteint sa valeur maximale, l'érosion cesse. La vitesse de frottement réelle est alors égale à la vitesse limite d'érosion en dessus de laquelle l'érosion redémarre. Les vitesses de frottement fluide et solide (notées u_{*r} et u_{*s}), responsables de l'érosion au travers de la couche interface, sont reliées à la vitesse turbulente calculée dans l'écoulement poudreux par :

$$u_{*r} = u_* + (u_{*t} - u_*) \left(\frac{c}{c_{\max}} \right)^2$$

$$u_{*s} = \left(u_* + (u_{*t} - u_*) \left(\frac{c}{c_{\max}} \right)^2 \right) \frac{t_f}{1 + t_p}$$

La concentration maximale est voisine de 10 %.

L'érosion a lieu seulement lorsque $u_* > u_{*t}$. Le flux d'érosion par unité de surface et par unité de temps φ_m est donné par :

$$\varphi_m = A(\rho_a u_{*r}^2 + \rho_s c u_{*s}^2 - \rho_a u_{*t}^2) \cdot \vec{i}_3$$

où \vec{i}_3 est le vecteur unité orthogonal à la surface de l'écoulement dense. Le coefficient A dépend du type de neige. Cette formulation est en accord avec la théorie de Mitha *et al.* (1986).

Le flux de dépôt qui a lieu seulement quand $u_* < u_{*t}$, est proportionnel à la vitesse de chute des particules u_f . Il est modifié par la turbulence de

l'écoulement. À $u_* = u_{*t}$, le flux de sédimentation est nul. À $u_* = 0$, le flux de sédimentation est maximal ($u_f c$). La force exercée par la turbulence sur chaque particule est proportionnelle à u_*^2 . Nous proposons alors le modèle suivant pour le flux de dépôt :

$$\Phi_m = -cu_f \left(\frac{u_{*t}^2 - u_*^2}{u_{*t}^2} \right) \bar{i}_3.$$

Ce modèle a été validé pour la simulation de dépôt de neige derrière une barrière à neige (Naaim *et al.* 1997).

5.3. Expériences et validation du modèle

Les avalanches de neige poudreuse ont été pendant longtemps assimilées à des courants de densité. Comme leur étude in situ est difficile et dangereuse, les chercheurs se sont orientés vers la modélisation physique en modèle réduit (Fig. 38).

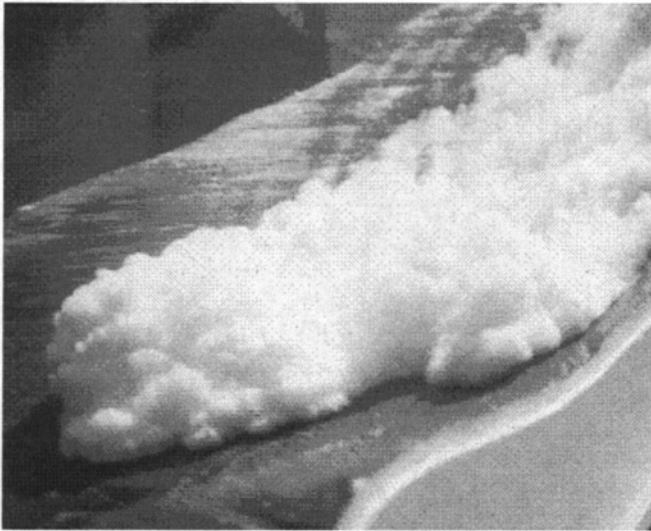


Figure 38. Avalanche poudreuse simulée en bassin par des solutions salines colorées (photo P. Beghin).

Les premiers modèles numériques développés visaient à reproduire les courants de gravité salins. Après avoir mis en évidence les limites de cette approche, les chercheurs se sont orientés vers la modélisation des écoulements granulaires. Pour la validation de notre modèle de solution saline, nous avons eu besoin de

données expérimentales. Les travaux antérieurs en sont riches, surtout concernant la vitesse du front et la géométrie du courant de gravité (hauteur et longueur). Le taux d'entraînement du fluide ambiant a été abordé par Hallworth *et al.* (1993).

5.3.1. Expérimentations sur les courants de gravité salins sur fond horizontal

Pour compléter les données existantes, nous avons entrepris un travail expérimental dont le but est de déterminer l'évolution interne de la concentration et de la vitesse en fonction du temps en différents points du canal pour un écoulement de solution saline sur fond horizontal. Le canal que nous avons utilisé a été réalisé en Plexiglas. Il a 8,5 m de long, 0,3 m de large et 0,5 m de hauteur. Une vanne située à 0,30 m d'une extrémité permet de contenir la solution saline initiale. L'ouverture de la vanne est rapide et ne perturbe pas la solution initiale. La concentration en sel est évaluée grâce à un procédé potentiométrique par la différence de potentiel entre une électrode de référence, dont le potentiel ne dépend que de la température, et une électrode placée dans l'écoulement. Cette méthode permet une relative haute fréquence de mesure de l'ordre de 10 Hz, fréquence qui ne pouvait pas être obtenue par d'autres procédés (p.h. ou conductimétrie).

Un dispositif optique a été utilisé pour déterminer les profils de vitesses. Un plan lumineux de largeur 1 cm permet de visualiser les particules fines injectées en faible quantité dans la solution initiale pour servir de traceurs. Durant l'écoulement, l'appareil photographique prend une image par seconde avec un temps de pause (durée de prise de la photographie) de 0,5 seconde. Chaque photographie est ensuite scannée et analysée par un logiciel de traitement d'images qui permet de déterminer la longueur des traces et d'en déduire la vitesse locale.

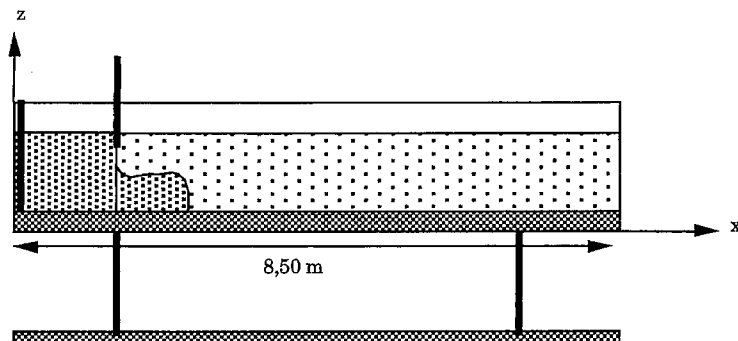


Figure 39. Canal expérimental.

Le but de nos expérimentations n'est pas d'étudier les variables globales (hauteur, vitesse du front) mais de mesurer les évolutions internes de la concentration et de la vitesse du courant de gravité pour différentes conditions initiales. Nous avons donc installé six sondes à différentes distances de la vanne : 25 cm, 100 cm, 200 cm, 300 cm, 450 cm et 600 cm, ces capteurs étaient situés à 2 cm du fond du canal. À 100 cm de la vanne, nous avons placé verticalement deux autres capteurs à 6 cm et 15 cm du fond du canal. Quatre hauteurs initiales de solutions salines ont été étudiées : 10 cm, 15 cm, 20 cm et 30 cm. Pour toutes ces hauteurs, la hauteur de l'eau non salée a été fixée à la même hauteur que la solution saline. Les deux solutions sont séparées par la vanne. Les masses volumiques des solutions salines étudiées s'échelonnent de 1 013 à 1 053 g.dm⁻³.

À partir des résultats de ces expériences, il est possible d'observer l'évolution de la concentration à différentes distances de la vanne et d'analyser l'évolution verticale de la concentration au point situé à 100 cm de la vanne. Comme ce fut le cas dans les expériences de Hallworth *et al.* (1993), les écoulements présentaient bien une dynamique en deux phases assez distinctes. Juste après l'ouverture de la vanne, on observe un écoulement rapide avec une vitesse constante. C'est ce que l'on appelle régime d'effondrement. Un deuxième régime appelé « inertiel ou thermal », marque une décélération de l'écoulement. Dans le premier, l'entraînement du fluide ambiant est négligeable alors que dans le second, il y a une importante incorporation de fluide ambiant.

♦ Mesures des profils de vitesse

En traitant les images obtenues (Fig. 40), nous avons pu dresser les profils de vitesses internes de l'écoulement. Dans la figure 41 nous présentons les profils expérimentaux obtenus pour une masse volumique initiale égale à 1 013 g.dm⁻³, $h_0 = 20$ cm, $H = 20$ cm, à $x = 110, 120, 130, 140$ et 150 cm de la vanne. Ces profils ont été ensuite reportés sur la figure 42 et ont permis de caractériser la structure de la bouffée de densité et de localiser la zone frontale et la zone de forte incorporation de fluide ambiant.



Figure 40. Image du passage d'un courant de gravité avec des particules traçantes.

Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion, considérée comme un écoulement granulaire

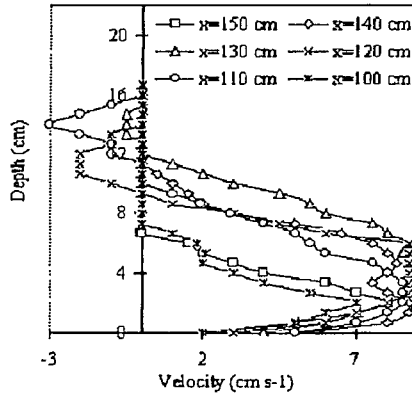


Figure 41. Profils de vitesse obtenus à différentes distances de la vanne pour une masse volumique initiale de $1\,013\text{ g.dm}^{-3}$ et une hauteur de $h_0 = H = 20\text{ cm}$.

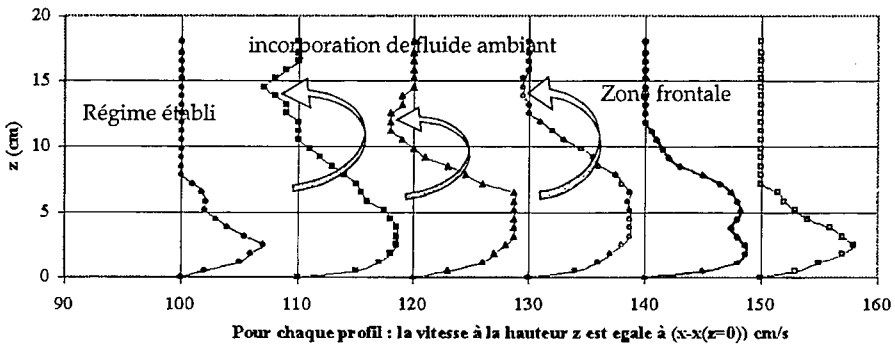


Figure 42. Structure de la tête d'une bouffée de densité dans le régime d'effondrement ($t = 12\text{ secondes}$).

5.3.2. Comparaison entre modèle numérique et expérimentations salines

La comparaison entre les résultats numériques et les résultats expérimentaux a été réalisée dans le but de montrer la capacité du modèle numérique diphasique (dans sa version sans vitesse relative entre les phases, sans effets réducteurs de la turbulence par la présence des particules, et sans érosion ni dépôt) à reproduire ce type d'écoulement. Les résultats expérimentaux sous forme adimensionnelle sont similaires pour tous les essais réalisés. Le modèle a donc été testé en comparant ces résultats adimensionnels aux résultats d'expérimentations.

Nous avons étudié l'essai expérimental défini par : $h = H = 20$ cm, avec une concentration initiale de $1\,038\text{ g.dm}^{-3}$. La comparaison porte sur l'évolution de la concentration en fonction du temps à différentes distances de la vanne. Sur la figure 43 sont tracés les résultats numériques et les résultats expérimentaux à $x = 100$ cm et $x = 200$ cm. Le temps d'arrivée et la concentration du front sont bien reproduits par le modèle. Dans la zone située entre le front et le régime établi, les résultats numériques sont lissés par rapport aux résultats expérimentaux. Après le passage de la zone de transition, le régime pseudo-permanent est reproduit par le modèle.

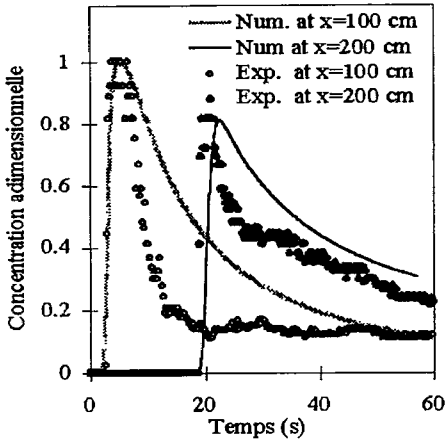


Figure 43. Évolution de la concentration en fonction du temps à 100 et 200 cm de la vanne dans le cas d'un courant de gravité de densité initiale égale à $1\,038\text{ g.dm}^{-3}$

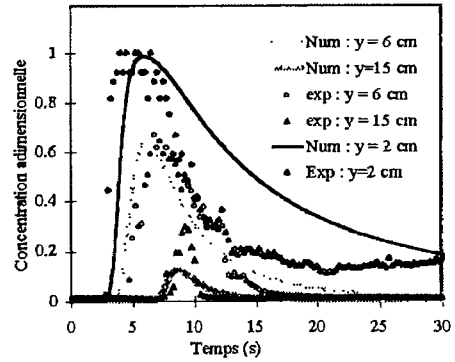


Figure 44. Évolution de la concentration en fonction du temps à 100 cm de la vanne et à trois distances du fond dans le cas d'un courant de gravité de densité initiale égale à $1\,038\text{ g.dm}^{-3}$.

Pour le même essai expérimental, nous avons comparé sur la figure 44 les résultats des sondes placées à $x = 100$ cm de la vanne et à 2 cm, 6 cm et 15 cm du fond du canal. Les temps d'arrivée du front, donnés par le modèle numérique et par l'expérience, sont les mêmes aux trois sondes. Les valeurs maximales de la concentration du front sont aussi les mêmes sauf pour la sonde placée à 15 cm (limite supérieure du courant) où le modèle donne une valeur de la concentration égale à 0,17 au lieu de 0,28. Dans la zone de transition, l'évolution donnée par le modèle est beaucoup plus lissée que celle donnée par l'expérience. Les résultats numériques montrent que le modèle évolue rapidement vers un écoulement stratifié, alors que dans les résultats expérimentaux et surtout dans la zone de transition, cette stratification est moins évidente étant donné que les concentrations à 2 cm et à 6 cm sont presque identiques. C'est dans cette zone

que le modèle numérique donne les moins bons résultats. Lorsqu'on s'éloigne des conditions initiales ($x_f > x_s$) le modèle numérique reproduit mieux les observations expérimentales. Concernant la vitesse à l'intérieur du courant et pour $x = 110$ cm de la vanne, on montre sur la figure 45 que l'évolution de la vitesse prévue par le modèle est très proche de celle déterminée expérimentalement.

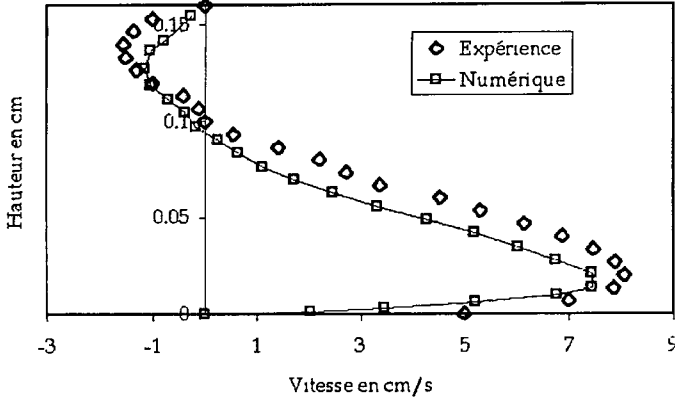


Figure 45. Comparaison du modèle numérique et de l'expérience - profil de vitesse instantané à 110 cm et $t = 12$ secondes.

Les profils de vitesses donnés par le modèle numérique à 100 cm, 110 cm, 120 cm, 130 cm, 140 cm et 150 cm sont tracés sur la figure 46. La structure du front correspond assez bien à la structure relative aux mesures expérimentales. Ce résultat montre le bon comportement du modèle qui reproduit la structure du front de la bouffée.

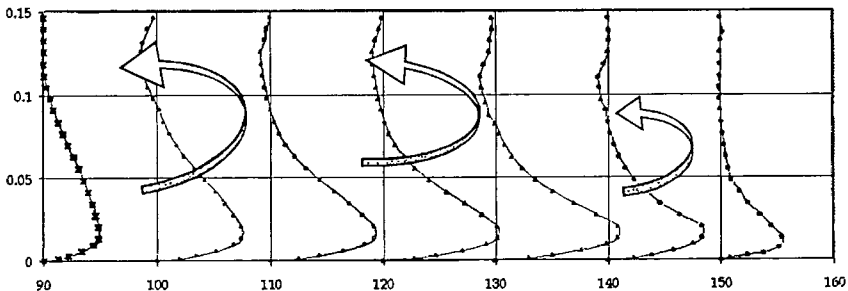


Figure 46. Structure de la tête de la bouffée dans le régime d'effondrement d'après le modèle numérique ($t = 12$ secondes).

5.3.3. Tests du modèle sur des expériences de type suspensions

Quand le fluide dense est constitué de particules en suspension, la masse de la bouffée n'est plus conservée durant l'écoulement. En effet, la suspension de particules va être soumise à la sédimentation qui va réduire sa masse volumique donc réduire sa vitesse d'écoulement. La décroissance de la vitesse du front va être encore plus forte que dans le cas des écoulements conservatifs (solution). Nous avons entrepris des expériences dans le même canal que précédemment. Le but était de quantifier le rôle de la sédimentation, dans le ralentissement du courant de gravité, et de disposer de mesures pour tester le modèle de dépôt.

Pour mettre en évidence le rôle de la sédimentation, nous avons pris comme écoulement de référence un écoulement de solution saline où la sédimentation est absente. Les solutions de suspension étudiées ont le même volume initial et la même concentration massique initiale que cet écoulement de référence. Les suspensions que nous avons utilisées sont composées de deux types de matériaux de diamètres variant de 15 à 70 μm : la silice d'une densité de $2,65 \text{ t.m}^{-3}$ et les billes de verre de densité $2,6 \text{ t.m}^{-3}$ et trois concentrations initiales $c_0 = 1,2 \%$, $2,4 \%$ et $4,8 \%$.

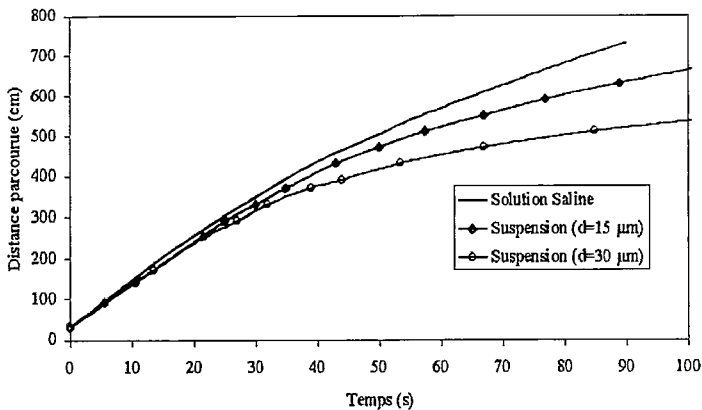


Figure 47. Comparaison des écoulements d'une solution et d'une suspension pour $c = 1,2 \%$.

La figure 47 montre la distance parcourue par un courant de densité sur fond horizontal d'une concentration initiale de $1,2 \%$ et composé :

- soit d'une solution saline ;
- soit d'une suspension de particules de diamètre moyen $15 \mu\text{m}$ et de masse volumique $2\,650 \text{ kg.m}^{-3}$;

– soit d'une suspension de particules de diamètre moyen $30\ \mu\text{m}$ et de masse volumique $2\ 650\ \text{kg.m}^{-3}$.

À l'aide de ce graphique, on peut remarquer que dans le régime d'écoulement qualifié d'effondrement, la dynamique du courant est peu sensible à la sédimentation car sa vitesse est importante. Dans le régime thermal, les trois courbes s'écartent et on observe une réduction sensible de la vitesse de la bouffée. Cette réduction est d'autant plus forte que la vitesse de chute des particules est forte.

Sur la figure 48, sont tracés les résultats expérimentaux et les résultats numériques relatifs aux essais de la figure 47. Pour les résultats numériques, nous avons volontairement arrêté le calcul lorsque l'écoulement devenait laminaire (faible nombre de Reynolds). Les résultats du modèle numérique ne couvrent donc pas tout le parcours de la bouffée. Mais sur toute la partie simulée, l'accord est bon et montre que le modèle de dépôt fonctionne correctement.

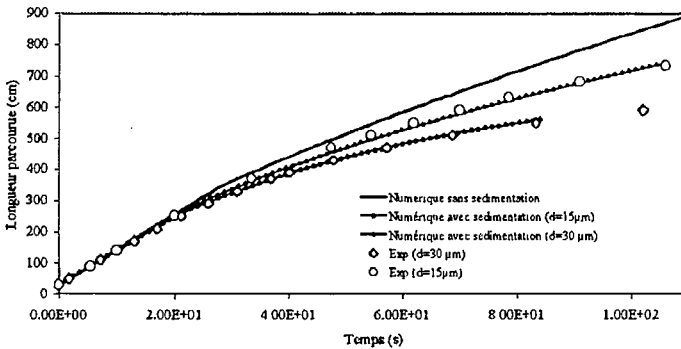


Figure 48. Comparaison du modèle numérique aux résultats expérimentaux pour une solution et pour des suspensions de particules de vitesses de chute différentes.

6. COMPARAISON DU MODÈLE DENSE À DES DONNÉES « NATURALISTES »

6.1. Test du modèle sur cinq couloirs européens

Malgré le nombre important de sites expérimentaux instrumentés par différents laboratoires à travers le monde, les données expérimentales suffisantes pour valider une modélisation comme la nôtre ne sont pas disponibles. Le coût de l'équipement, de l'entretien et de la réalisation des expériences in situ est tel que seule une coopération européenne voire internationale pourrait le permettre.

Pour pallier le manque de données expérimentales d'avalanches réelles mesurées, nous nous sommes orientés vers une validation qualitative globale, qui est moins précise mais très pertinente dans le cadre de l'expertise. Le test de notre modèle va consister, non pas en une validation sur des mesures locales, mais en une justification globale des résultats du modèle par rapport à des données issues d'un travail naturaliste réalisé par un expert. Il s'agit des résultats d'enquêtes tels que : les limites d'avalanche, les dégâts, l'estimation de la zone de départ, l'estimation de l'épaisseur de neige initiale, etc. Pour l'événement majeur sur un site donné, l'expert choisit ce qui est appelé le « scénario de référence » défini par les données naturalistes recueillies sur le terrain à la suite de cet événement. L'introduction du modèle numérique du terrain sous forme tridimensionnelle, des limites de la zone de départ et de la hauteur de neige permettent d'initialiser le modèle. Nous avons choisi d'utiliser le couple de frottement moyen : $\mu = 0,3$ et $\Lambda = 0,01$. Une première simulation est faite avec la hauteur de neige évaluée dans la zone de départ à partir des données de précipitation et de l'analyse de la zone de départ après l'événement. Si les effets donnés par la modélisation numérique ne sont pas suffisamment proches de ceux observés par l'expert, deux manières d'agir sont possibles :

- modifier les coefficients de frottement dans la gamme définie par la théorie jusqu'à trouver le couple de frottement optimal qui reproduit les observations du terrain ;
- modifier légèrement la hauteur de neige dans la zone de départ en l'augmentant ou en la réduisant de 10 ou 20 %.

En général, on préfère modifier la hauteur de neige dans la zone de départ et faire plusieurs essais jusqu'à obtenir la hauteur de neige initiale optimale. En effet, c'est la donnée d'entrée qui est la plus sujette à erreur. Nous avons choisi cinq couloirs différents. La géométrie et la topographie permettent de balayer l'ensemble des grandes familles de couloirs d'avalanches. Pour ces cinq couloirs un travail naturaliste approfondi a été réalisé. Ce travail a concerné les couloirs d'avalanches suivants :

- le couloir de Isafjördur en Islande ;
- le couloir de Mettelsrums en Suisse ;
- le couloir de Voltago en Italie ;
- le couloir de Pastuira en Espagne ;
- le couloir de Ribal en Andorre.

Les couloirs ont été étudiés en comparant certains résultats du modèle numérique bi-dimensionnel aux observations naturalistes recueillies sur le terrain. Le

tableau suivant regroupe les données naturalistes et les couples de frottement utilisés dans la modélisation pour reproduire l'extension de l'avalanche.

Pays	Site	Ho (m) estimée	Ho (m) optimale	μ	Δ
Espagne	Pastuira	1,0	0,80	0,3	0,01
Suisse	Mettelsrums	1,1	1,10	0,3	0,01
Islande	Isafjördur	1,5	1,40	0,3	0,01
Andorre	Ribal	1,0	1,15	0,3	0,01
Italie	Voltago	1,25	1,30	0,3	0,01

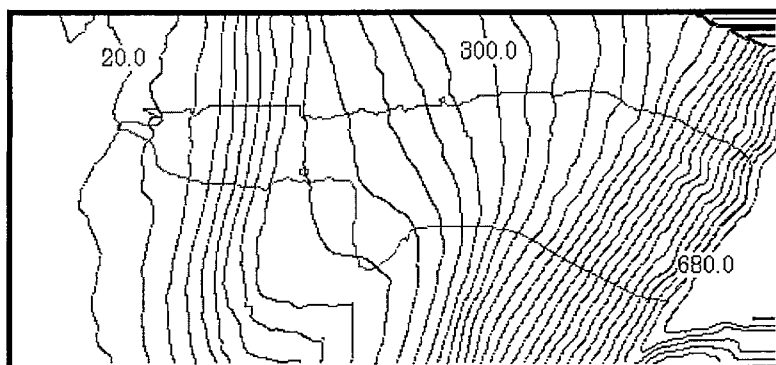


Figure 49. Exemple : reproduction de l'avalanche de Isafjördur (Islande).
Extension de l'avalanche.

Tout en restant dans une gamme de hauteurs initiales relativement proches de celles prédéterminées par l'expert, le modèle a permis de reproduire les limites des cinq avalanches observées.

6.2. Application du modèle bi-couches

En 1993, une avalanche poudreuse de grande ampleur s'est produite dans le couloir du Bourgeat (Savoie), provoquant un certain nombre de destructions dans la zone habitée située sur la trajectoire.

Les services de Restauration des terrains de montagne (RTM) souhaitant réviser le zonage pour tenir compte de ce nouveau phénomène ont proposé au Cemagref de simuler cette avalanche par modélisation numérique. Nous avons donc engagé une réflexion interne pour définir un cadre dans lequel ce genre de modélisation pouvait apporter un appui réel pour définir le zonage du risque d'avalanche. Nous en avons conclu que l'utilisation de la modélisation doit associer les données naturalistes et les données météorologiques enregistrées

aux points de mesures de Météo France les plus proches. Pour cette première utilisation, nous avons réalisé une enquête de terrain qui a permis de collecter les informations suivantes :

- la détermination de la zone de départ et de l'épaisseur de neige mobilisée par l'avalanche ;
- les limites latérales de la zone d'écoulement ;
- la cartographie des dégâts occasionnés par l'événement : arbres et toitures arrachés, fenêtres cassées etc.

Nous avons réalisé un modèle numérique de terrain à partir d'une carte au 1/5 000 et cartographié le couvert végétal de la zone concernée par l'avalanche.



Figure 50. *Avalanche du Bourgeat (Haute-Savoie) en 1993.*

D'après des calculs simples de mécanique, la cassure d'un arbre correspond à peu près à une pression comprise entre 1 000 et 3 000 Pa. La limite entre la zone ayant subi ce genre de dégâts et la zone n'ayant subi aucune destruction a été adoptée comme ligne d'iso-pression maximale de 2 000 Pa. Le modèle d'avalanche a ensuite été utilisé pour simuler cet événement :

- en intégrant le modèle numérique du terrain ;
- en intégrant la zone de départ de l'avalanche estimée à partir des observations effectuées rapidement après l'événement ;
- en initialisant le modèle par un manteau neigeux comportant uniquement la couche de neige tombée dans les dernières 24 heures.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

On a utilisé les paramètres moyens suivants : $u_{*1} = 0,15 \text{ m.s}^{-1}$, $A = 0,07$ et $u_{*2} = 0,3 \text{ m.s}^{-1}$. Le modèle a reproduit de façon prometteuse le champ de pression dans la zone des dégâts. La figure 51 montre une comparaison entre les dommages observés et le champ de pression simulé par le modèle.

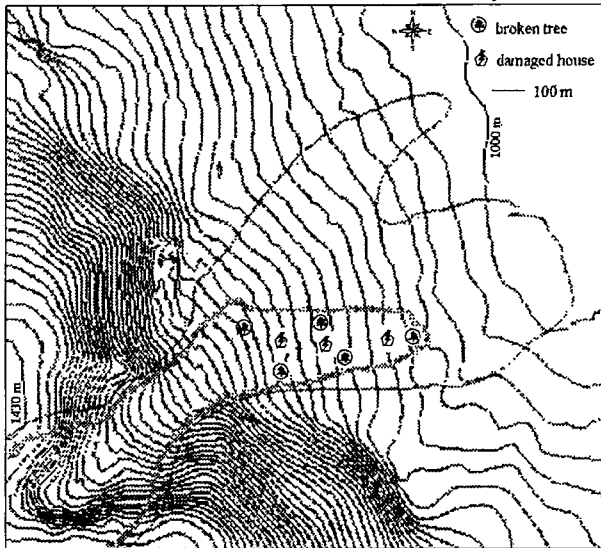


Figure 51. Couloir du Bourgeat. Ligne noire : 500 Pa ; ligne grise : 2 000 Pa.

6.3. Vers un outil informatique de zonage assisté par ordinateur

Par ailleurs, nous avons entrepris une démarche dont le but était de proposer des simulations d'avalanches permettant l'utilisation par les experts, de modèles existants et tout particulièrement de modèles développés par les laboratoires européens. Nous avons dans un premier temps réalisé une enquête pour préciser, pour tous ces laboratoires :

- les types de modèles développés ;
- les données d'entrée nécessaires à leurs applications ;
- les données de sortie des modèles.

En standardisant les formats des entrées et des sorties des différents modèles, nous avons proposé un environnement d'intégration qui s'appuie fortement sur l'utilisation d'un système d'information géographique (SIG). Le SIG génère les entrées des modèles et récupère les sorties des modèles pour les tracer sous forme de cartes. Une interface a ensuite été réalisée en coopération avec

l'Institut fédéral d'études des avalanches suisse et l'Institut météorologique islandais. Cette interface est composée des procédures suivantes :

- procédure de lecture et de traitement des données topographiques ;
- procédure de simulation par méthode statistique : cette procédure permet d'utiliser le modèle statistique islandais ;
- procédure d'utilisation du modèle dynamique unidimensionnel de Vollemy (Salm *et al.* 1990) ;
- procédure d'utilisation du modèle dynamique tridimensionnel présenté au chapitre 4 ;
- procédure de lecture et de représentation des résultats : elle permet de tracer les résultats en drapant les résultats de calcul en termes d'iso-hauteurs ou isopressions sur la topographie ou sur des images géoréférencées, pour faciliter leur interprétation par l'ingénieur.

Un exemple d'utilisation de cette interface est présenté sur la figure 52 pour le cas du couloir de Ribal.

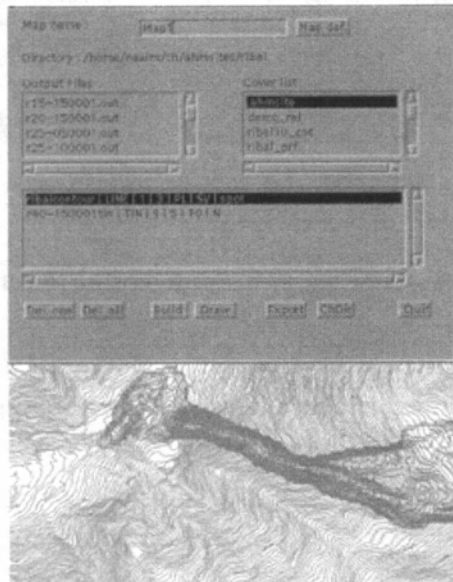


Figure 52. Exemple d'application de l'interface pour le site de Ribal.

Cette interface est destinée, à terme, à créer un environnement commun européen pour le zonage assisté par ordinateur alliant la modélisation numérique, les capacités des systèmes d'informations géographiques et les données naturalistes.

7. CONCLUSION

Dans cette synthèse, nous avons tout d'abord décrit les diverses phases d'écoulement des avalanches de neige sèche et nous avons proposé une classification en trois types d'écoulement : l'écoulement frictionnel, l'écoulement collisionnel et l'écoulement turbulent. Pour ces trois types, nous avons analysé les différentes caractéristiques de l'écoulement et nous avons proposé une modélisation. Pour l'écoulement frictionnel, le modèle de Mohr-Coulomb a été utilisé, et pour l'écoulement collisionnel, le modèle inertiel de Bagnold a été adopté. La transition entre ces deux types d'écoulement a été discutée. Un modèle réduit a été construit et a permis de valider cette approche. Pour les écoulements de type suspension, nous avons proposé une approche biphasique basée sur l'application des équations de la quantité de mouvement et de la masse à chacune des phases, et l'introduction d'un terme de couplage entre les deux phases par le biais d'une force de traînée. La turbulence était réduite par la présence des particules, la prise en compte de cette réduction a été faite par l'intermédiaire du modèle de Chen et Wood (1985). La formation et le développement de la suspension sont le résultat de l'érosion qui s'opère au niveau de l'interface écoulement dense/suspension. Un modèle d'érosion basé sur la théorie de la saltation a été proposé. La modélisation a été comparée à plusieurs essais expérimentaux de solutions et de suspensions et les résultats des différentes comparaisons montrent un bon accord entre le modèle et les expériences. Enfin, nous avons utilisé le modèle bi-couches pour reproduire des événements d'avalanches réelles. Nous avons aussi proposé un cadre d'utilisation de cette modélisation dans le cadre d'un système d'information géographique.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMANN N.L., SHEN H.H. - « Stresses in rapidly fluid-solid mixtures ». *J. Eng. Mech.* Div ASCE, 108, 1982, p. 95-113.
- BAGNOLD R. A. - « Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear ». *Proc. Roy. Soc. London*, 225, 1954, p. 54-63.
- BEGHIN P. - 1979 « Etude des bouffées bidimensionnelles de densité en écoulement sur pente avec application aux avalanches de neige poudreuse ». PhD Thesis, Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- BEGHIN P., OLAGNE X. - « Experimental and theoretical study of the dynamics of powder snow avalanches ». *Cold Regions Science and Technology*, 19, 1991, p. 317-326.
- BENJAMIN W.D. - « Gravity Currents and related phenomena ». *J. Fluid Mech.*, 31, 1968, p. 209-248.
- BONNECAZE R.T., HALLWORTH M.A., HUPPERT H.E., LISTER J.R. - « Axisymmetric particle-driven gravity currents ». *J. Fluid. Mech.*, 294, 1993, p. 93-121.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- BRANDSTÄTTER W., HAGEN F., SAMPL P., SCHAFFHAUSER H. - « Dreidimensionale Simulation von Staublawinen unter Berücksichtigung realer Geländeformen ». *Wildbach und Lawinerverbau*, 56 (120), 1992, p. 107-129.
- BRIDGWATER J. - « Stress-velocity relationship for particulate solids ». ASME paper 72-MH-21, 1972.
- BRITTER R.E., SIMPSON J.E. - « Experiments on the dynamics of a gravity current head. » *J. Fluid. Mech.*, 88, 1978, p. 223-240.
- BUGGISH H., STADLER R. - « On the relation between shear rate and stresses in one-dimensional steady flow of moist bulk solids ». *Proc. World Congress Particle Technology*, Part III « Mechanics of Pneumatic and Hydraulic conveying and Mixing », Nurnberg, 16-18 April 1986.
- CAMPBELL C.S., GONG A. - « The stress tensor in a two-dimensional granular shear flow ». *J. Fluid. Mech.*, 164, 1986, p. 107-125.
- CHEN C.P., WOOD P.E. - « A turbulence closure model for dilute gas particle flows ». *Canadian J. Chem. Engng.*, 63 (3), 1985, p. 349-360.
- DENT J.D., LANG T.E. - « Experiments on mechanics of flowing snow ». *Cold Regions Science and Technology*, 5, 1982, p. 253-258.
- DENT J.D., BURRELL K.J., SCHMIDT D.S., LOUGE M.Y., ADAMS E.E., JAZBUTIS T.G. - « Density, velocity and friction measurements in a dry snow avalanche ». *Annals of Glaciology*, 26, 1998, p. 247-252.
- HAFF P.K. - « Grain flow as a fluid-mechanical phenomenon ». *J. Fluid. Mech.*, 134, 1983, p. 401-430.
- HALLWORTH M.A., PHILLIPS J.C., HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J. - « Entrainment into two-dimensional and axisymmetric turbulent gravity currents ». *J. Fluid Mech.*, 308, 1996, p. 289-311.
- HALLWORTH M.A., PHILLIPS J.C., HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J. - « Entrainment in turbulent gravity currents ». *Nature*, 362, 1993, p. 829-831.
- HANES D.M., INMAN D.L. - « Observations of rapidly flowing granular-fluid mixtures ». *J. Fluid. Mech.*, 150, 1985, p. 357-380.
- HERMANN F., HUTTER K. - « Laboratory experiments on the dynamics of powder-snow avalanches in the run-out zone ». *Journal of Glaciology*, 37 (126), 1991, p. 281-295.
- HERMANN F., ISSLER D., Keller S. - « Numerical simulations of powder-snow avalanches and laboratory experiments on turbidity currents ». *Proceed. of the 'Pierre Beghin' international workshop on rapid gravitational mass movements*. G. Brugnot éd., Cemagref Editions, 1993, p. 137-144.
- HINZE J.O. - *Turbulence*. MacGraw-Hill, 2^e éd., 1975.
- HOFFINGER E.J., TOCHON-DANGUY J.C. - « A model study of powder snow avalanche ». *Journal of Glaciology*, 19, 1977, p. 343-356.
- HUNGR O., MORGENSTERN N.R. - « High velocity ring shear tests on sand ». *Géotechnique*, 34, 1984, p. 415-421.
- HUNGR O., MORGENSTERN N.R. - « Experiments on the flow behaviour of granular materials at high velocity in an open channel flow ». *Géotechnique*, 34, 1984, p. 405-413.

*Avalanche mixte de neige sèche sans cohésion,
considérée comme un écoulement granulaire*

- HUPPERT H.E., SIMPSON J.E. - « The slumping of gravity currents ». *J. Fluid. Mech.*, 90, 1980, p. 785-799.
- JENKINS J.T., RICHMAN M.W. - « Grad's 13-moment system for a dense gas of inelastic spheres ». *Arch. Rat. Mech. Anal.*, 87, 1985, p. 355-377.
- JENKINS J.T., SAVAGE S.B. - « A theory for the rapid flow of identical smooth, nearly elastic particles ». *J. Fluid Mech.*, 130, 1982, p. 187-202.
- JOHNSON P.C., JACKSON R. - « Frictional collisional constitutive relations for granular materials, with application to plane shearing ». *J. Fluid. Mech.*, 176, 1987, p. 67-93.
- MCCLUNG D., SCHAEERER P.A. - « Determination of avalanche dynamics, friction coefficients from measured speeds ». *J. Glaciology*, 20, 1984, p. 109-120.
- MELOSH J. - « The physics of very large landslides ». *Acta Mech.*, 64, 1986, p. 89-99.
- MIDDLETON G.V., HAMPTON M.A. - 1976 « Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows » in Stanley D.J. and Swift D.J.P., (eds) *Marine sediment transport and environmental management*, New York, Wiley, p. 197-218.
- MITHA S., TRAN M.Q., WERNER, HAFF P.K. - « The grain bed impact process in aeolian saltation ». *Acta Mechanica*, 63, 1986, p. 267-278.
- NAAIM M. - 1991 « Modélisation numérique et physique des effets hydrodynamiques d'un glissement solide dans une retenue d'eau ». Thèse de l'université Joseph-Fourier.
- NAAIM M., BRUGNOT G. - « Contribution of powder snow avalanche modeling to avalanche zoning in France ». *Proceeding of the International Symposium of Snow and Avalanche research, Snow as a physical, Ecological and Economical Factor*, W. Amman Ed, Switzerland, November 1996.
- NAAIM M., MARTINEZ H. - 1995 « Experimental and theoretical determination of concentration profiles and influence of particle characteristics in blowing snow ». *Surveys in Geophysics*, 16, 695-710.
- NAAIM M. - « Modélisation numérique des avalanches aérosols ». *Revue internationale de l'Eau la Houille Blanche*, 5/6, 1995, p. 56-62.
- NAAIM M., GURRER I. - « Two phases flows modeling pour dray snow avalanches ». *J. Nat. Hazards*, vol. 18, 1997.
- NAAIM M., NAAIM-BOUVET F., MARTINEZ H. - « Snow drift modeling : erosion and deposition models ». *Annals of Glaciology*, 26, 1997, p. 191-196.
- NISHIMURA K. - « Studies on the fluidized snow dynamics ». Thesis, Inst. of Low Temp. Science, Sapporo, 1990.
- NISHIMURA K., MAENO N. - « Contribution of viscous forces to avalanche dynamics ». *Annals of Glaciology*, 13, 1989, p. 202-206.
- NISHIMURA K., SANDERSON F., KRISTENSEN K., LED K. - « Measurements of powder snow avalanche ». *Surveys in Geophysics*, 16, 1995.
- NOREM H, LOCAT J., SCHIELDROP B. - « An approach to the physics and the modelling of submarine flowslides ». Norwegian Geotechnical Institute, Reports 522090-2, 1989. Also in *Marine Geotechnology*, 9 (2).

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- NOREM H., IRGENS F., SCHIEDROP B. - « À continuum model for calculating snow avalanche velocities ». Proc. of avalanche formation, Movement and effects, Davos, 1986, *IAHS Publ.*, 162, 1987, p. 363-379.
- NOREM H., IRGENS F., SCHIEDROP B. - « Simulation of snow avalanche flow in run-out zones ». *Annals of Glaciology*, 13, 1989.
- NOREM H., TRONSTAD K., KRISTENSEN K. - « The Ryggfonn project. Avalanche data from the 1983-1989 winters ». Norwegian Geotechnical Institute, Reports 58120-6, 7, 8, 10, 11, 13 and 15, 1985-1989.
- NOVOSAD J. - « Studies on granular materials II, Apparatus for measuring the dynamic angle of internal and external friction of granular materials ». *Collection Czechoslov. Chem. Commun.*, 29, n 2697, 1964.
- PASQUARELL G.C. - « Collisional stress in granular flows : Bagnold revisited ». *J. Eng. Mech. Div.*, ASCE, 114, 1988, p. 49-64.
- SALM B., BURKARD A., GUBLER H.U. - « Calcul des avalanches coulantes : une méthode pour le praticien avec des exemples ». Communication de l'Institut fédéral suisse pour l'étude de la neige et des avalanches, 1990.
- SAVAGE S.B. - « The mechanics of rapid granular flows ». *Advances in Applied Mechanics*, 24, T.W. Wu, J. Hutchinson ed., 1984, p. 289-366.
- SAVAGE S.B., HUTTER K. - « The motion of a finite mass of granular material down a rough incline ». *J. Fluid. Mech.*, 199, 1989, p. 177-215.
- SAVAGE S.B., SAYED M. - « Stresses developed by dry cohesionless granular materials sheared in an annular shear cell ». *J. Fluid. Mech.*, 142, 1984, p. 391-430.
- SIMPSON J.E., BRITTER R.E. - « The dynamics of the head of a gravity current advancing over a horizontal surface ». *J. Fluid. Mech.*, 94, 1979, p. 477-495.
- SIMPSON J.E. - *Gravity Currents in the Environment and in the Laboratory*. New York, Ellis Horwood Ltd, 1987.
- STADLER R., BUGGISH H. - « Influence of the deformation rate on shear stress in bulk solids. Theoretical aspects and experimental results ». *EFCE Publication Series n° 49*, Reliable flow of particulate solids Proc., Bergen, Norway, 1985.
- VON KARMAN T. - « The engineer grapples with non-linear problems. » *Bull. Am. Math. Soc.*, 46, 1940, p. 615-683.
- VOELMY A. - « Über die Zerstörungskraft von Lawinen ». *Schweizerische Bauzeitung*, 73, 1955 p. 159-165.
- WALTON O.R., BRAUN R.L. - « Stress calculations for assemblies of inelastic spheres in uniform shear ». *Acta. Mech.*, 63, 1986, p. 73-86.

II

ACTION DE LA NEIGE SUR LES CONSTRUCTIONS

ELEMENTS POUR LA CONCEPTION D'UNE GALERIE PARAVALANCHES

Virgile OJEDA

CETE Méditerranée

BP 37000

13791 Aix-en-Provence Cedex 3

Résumé. Les usagers des routes de montagne acceptent difficilement la fermeture en hiver de certains itinéraires soumis au risque d'avalanches. Différentes parades existent. Nous avons essayé dans la présente contribution de donner quelques éléments méthodologiques, destinés à faciliter la conception et la réalisation des parades passives lourdes que sont les galeries paravalanches.

Après une présentation sommaire de la problématique de la protection contre les écoulements dus aux avalanches, nous avons, sur un exemple concret, caractérisé les différents paramètres qui structurent la conception et la réalisation d'une galerie paravalanches.

Nous proposons pour finir, quelques idées d'expérimentation qui pourraient, en améliorant la connaissance des écoulements, dus aux avalanches, permettre l'optimisation du coût des ouvrages de protection passive.

1. LES PARAMETRES MAJEURS DU PROJET

Ces paramètres sont interdépendants et les effets de certains d'entre eux peuvent jouer de manière contradictoire sur l'objectif final qui est de réaliser un ouvrage offrant le meilleur rapport qualité-prix. La qualité intègre la durabilité, la pertinence des fonctionnalités et la préservation du milieu environnant. Le prix intègre le coût de construction et les dépenses de gestion et d'entretien pendant la durée de vie de l'ouvrage. La satisfaction simultanée de ces deux catégories d'exigences peut s'avérer problématique et un équilibre doit être trouvé par les divers acteurs du projet pour un environnement socio-économique donné, à savoir :

- le maître d’ouvrage (l’État ou les élus locaux) ;
- le maître d’œuvre ;
- l’architecte associé au projet ;
- l’ingénieur concepteur associé aux organismes techniques spécialisés ;
- l’organisme qui instruit l’étude d’impact.

Dans ce qui suit, nous considérons le point de vue de l’ingénieur concepteur qui doit, en liaison étroite avec les différents interlocuteurs, initialiser et optimiser les paramètres suivants :

- fonctionnalités liées aux objectifs visés en matière de trafic routier (tracé en plan, profil en long, coupe transversale, hauteur libre) et de raccordement à l’existant ;
- fonctionnalités liées à la fonction de protection de l’ouvrage (longueur, pente de la couverture, cohérence avec l’environnement immédiat, choix du type de structure et justifications par le calcul) ;
- contraintes liées au maintien des circulations pendant les travaux et à la préservation de l’environnement ;
- contraintes liées au mode d’exploitation de l’axe routier et de gestion de l’ouvrage pendant la vie de celui-ci ;
- coût de réalisation de l’ouvrage.

2. LA NEIGE ET LA GEOMORPHOLOGIE DU SITE

La division nivologie du Cemagref à Grenoble est l’organisme spécialisé à qui incombe la responsabilité de caractériser le type de neige et ses effets sur l’ouvrage. Pour réduire le coût, le concepteur doit évaluer de façon réaliste les sollicitations, afin d’obtenir de la manière la plus « scientifique » possible le niveau de fiabilité escompté pour l’ouvrage.

2.1. Caractéristiques de la neige

La masse volumique de la neige fraîche, très sensible à la vitesse du vent et à la température varie autour de 100 kg/m^3 . La masse volumique de la neige en place varie de 100 à 400 kg/m^3 , en fonction de son âge (tassement) au cours de la saison et de sa transformation en fonction de la température.

Les avalanches peuvent être caractérisées comme étant :

- de type poudreuse assimilable à un aérosol lourd dont la masse volumique varie de 5 à 20 kg/m^3 ;
- de type lourde et humide de printemps assimilable à un fluide dont la masse volumique varie de 100 à 350 kg/m^3 .

Nous nous placerons ici dans le cas d'un ouvrage soumis à une avalanche de neige lourde et humide de printemps. Nous excluons l'avalanche de neige poussiéreuse dont la faible probabilité d'occurrence peut compenser le risque de dépassement des capacités de protection de l'ouvrage dans le sens de la longueur.

2.2. Comportement du fluide neigeux

Dès que la couche de neige en place sur le site de départ de l'avalanche se détache, la masse de neige ainsi mise en mouvement prend une configuration qui dépend, en particulier de ses propriétés rhéologiques initiales, des conditions atmosphériques (température, hygrométrie), de l'accélération de la pesanteur et de la topographie du terrain.

Les propriétés rhéologiques se modifient ensuite pendant l'écoulement. Le fluide neigeux est doué d'une masse volumique qui varie en tout point sous l'effet des impacts sur les aspérités du terrain et des changements de pente. Il se comporte comme un fluide compressible qui tend à produire en toute section de sa trajectoire un effet de couche limite qui gomme les irrégularités de la surface mouillée du couloir et facilite l'écoulement de l'essentiel du flux selon un diagramme de vitesse défini tridimensionnellement (Fig. 1).

Le fluide est doué d'une viscosité qui doit varier selon la compacité et donc la masse volumique en tout point. Les éléments rocheux ou végétaux entraînés jouent un rôle de brassage interne plus ou moins important.

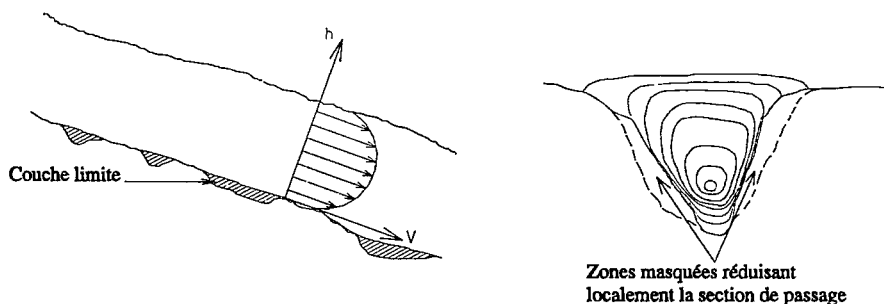


Figure 1. *Caractérisation du flux neigeux.*

2.3. Effets produits par la neige en mouvement

2.3.1. Sur une pente moyenne uniforme

Le flux neigeux applique une pression hydrostatique sur son support, proportionnelle à la hauteur de neige. La pression p' s'exerce perpendiculairement à une facette du terrain, la pression p s'exerce sur la composante horizontale de la même facette (Fig. 2) :

$$p = \rho \times g \times h = \varpi \times h \quad p' = \rho \times g \times e = \varpi \times h \times \cos \alpha$$

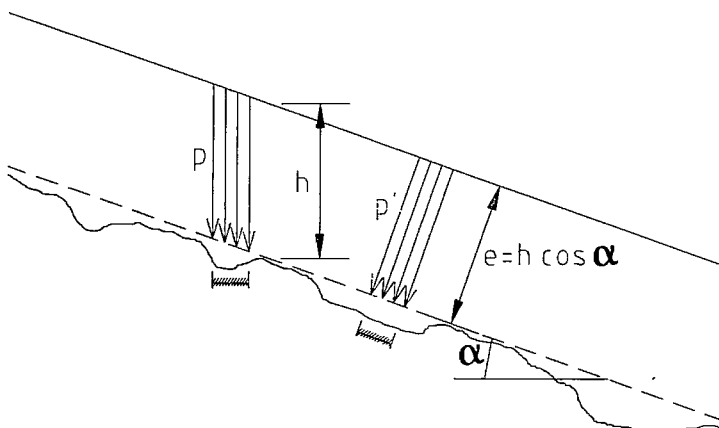


Figure 2. Effet du flux neigeux en régime permanent.

2.3.2. Cas de la rupture de pente

Lorsqu'il y a rupture de pente (α étant l'angle des deux lignes de plus grande pente dans l'espace) il se produit une modification localisée de la pression exercée sur le sol. Cette surpression dynamique est positive ou négative selon que le flux est dévié vers le haut ou vers le bas.

♦ *Lorsque α est > 0 (la pente diminue)*

La surpression est proportionnelle à la composante de la vitesse $V \cdot \sin \alpha$, normale au fond de l'écoulement. La neige forme un bourrelet, se comprime et se densifie localement avec absorption d'énergie, puis se dilate pour atteindre un nouvel équilibre, où la masse volumique et la hauteur augmentent, et la vitesse diminue. La zone intéressée par la surpression est fonction de la vitesse, de la hauteur de neige et de l'importance de la déviation. En l'absence d'essais, on peut admettre que la distance concernée est voisine de trois fois cette hauteur (Fig. 3a)

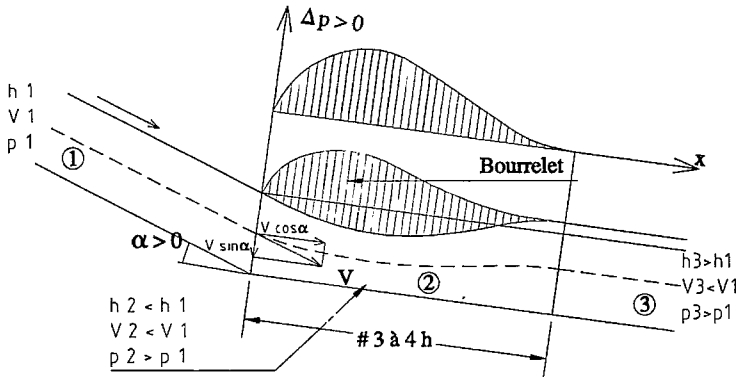


Figure 3a. Cas de la déviation > 0 .

Le fluide neigeux exerce perpendiculairement à son mouvement de vitesse V une pression dynamique potentielle : $p = \frac{1}{2} \rho V^2$, avec ρ = masse volumique moyenne.

Nous admettons, en l'absence d'essais significatifs, que le flux neigeux dévié exerce sur le sol à partir du point anguleux présumé une surpression dynamique p égale à : $p = \frac{1}{2} \rho V^2 \sin^2 \alpha$, dont le spectre de répartition est représenté sur la figure 3b.

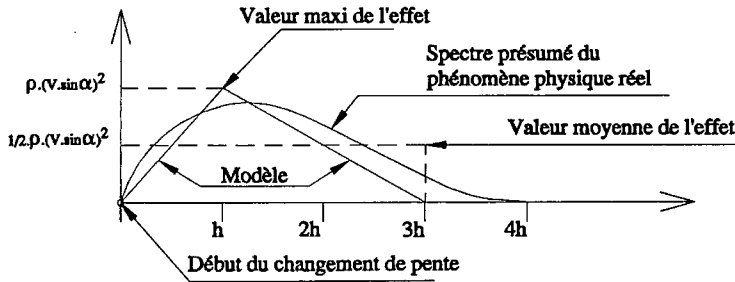


Figure 3b. Caractérisation du spectre de surpression.

◆ Lorsque α est < 0

Il y a naissance d'une composante normale au fond de l'écoulement égale à $-V \sin \alpha$, la neige se décomprime et s'allège localement avec possibilité de « cavitation » (décollement du filet fluide d'avec la pente), puis il se produit une nouvelle densification pour atteindre le nouvel équilibre où la masse volumique

et la hauteur diminuent et où la vitesse augmente. La zone intéressée dépend des mêmes paramètres que ci-dessus et peut être évaluée de façon identique (Fig. 3c).

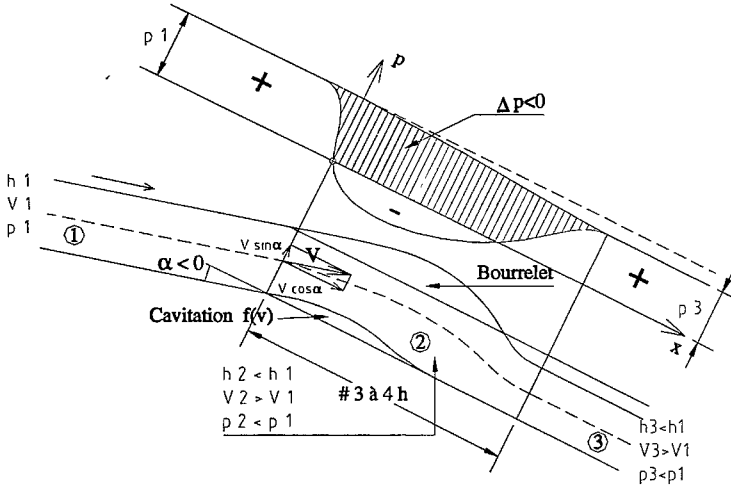


Figure 3c. Cas de la déviation < 0 .

Selon la vitesse de l'écoulement, on peut mettre en évidence un certain déjaugage de la pression hydrostatique sur le sol de sorte que, pour une vitesse donnée, un ouvrage convenablement disposé pourrait ne pas être sollicité dynamiquement par le flux neigeux. Il y a là des perspectives intéressantes à explorer pour les ouvrages futurs. L'exemple traité ici se trouve d'ailleurs dans ce cas.

2.3.3. Frottement neige-sol

Il existe un frottement statique de la neige sur le sol dont le coefficient peut atteindre 0,4 en place. Celui-ci dépend notamment du type de neige et de la rugosité du sol. Le frottement statique neige-sol est nettement plus important que le frottement « cinétique » de la neige en mouvement. A titre indicatif le coefficient de frottement d'une semelle de ski sur la neige n'excède pas 0,1 (traité de glaciologie de L. Llibouty (1964) alors que M. Voellmy (1955) évalue le frottement cinétique à 0,25 (dans des conditions qui paraissent très défavorables).

Nous proposons ici, en l'absence d'essais significatifs récents, de prendre ce coefficient égal à 0,20. Ce qui induit une composante surfacique tangente égale à 0,2 fois la composante normale hydrostatique à laquelle il faut ajouter le cas échéant la surpression dynamique. Cette valeur nous paraît constituer un maxi-

mum, car aux agressions près, dues à la présence d'inclusions dans le flux neigeux, on observe la bonne tenue des herbages ayant eu à supporter l'avalanche.

Nous examinerons dans le paragraphe 8, consacré aux essais et investigations à réaliser, les éléments de connaissance nécessaires pour caler les hypothèses ci-dessus sur la réalité des phénomènes (distribution et intensité de la vitesse, débit de l'avalanche, poids volumique, frottement statique et cinétique, etc.).

2.4. Géomorphologie du site

Nous avons procédé sur fond de photographie IGN, à la localisation et à l'analyse en plan des couloirs avalancheux, sur la RD934 conduisant au col du Pourtalet dans les Pyrénées-Atlantiques. Nous avons ainsi pu mettre en évidence un cheminement en plan balisé par la persistance ou la destruction du manteau végétal (Fig. 4). Cette observation donne une idée de la fréquence et de l'importance des avalanches par référence à la durée de croissance d'un arbre (vingt, trente ans ou plus) et donne une idée approximative de la période de retour du phénomène.



Figure 4. *Vue aérienne du couloir avalancheux aval d'Estrémère (à gauche).*

Nous avons repéré (Fig. 5) :

- neuf profils en travers du terrain (L1 à L9) équidistants, obtenus en découpant le couloir neigeux par des plans verticaux parallèles à une ligne directrice placée au niveau de la route ;

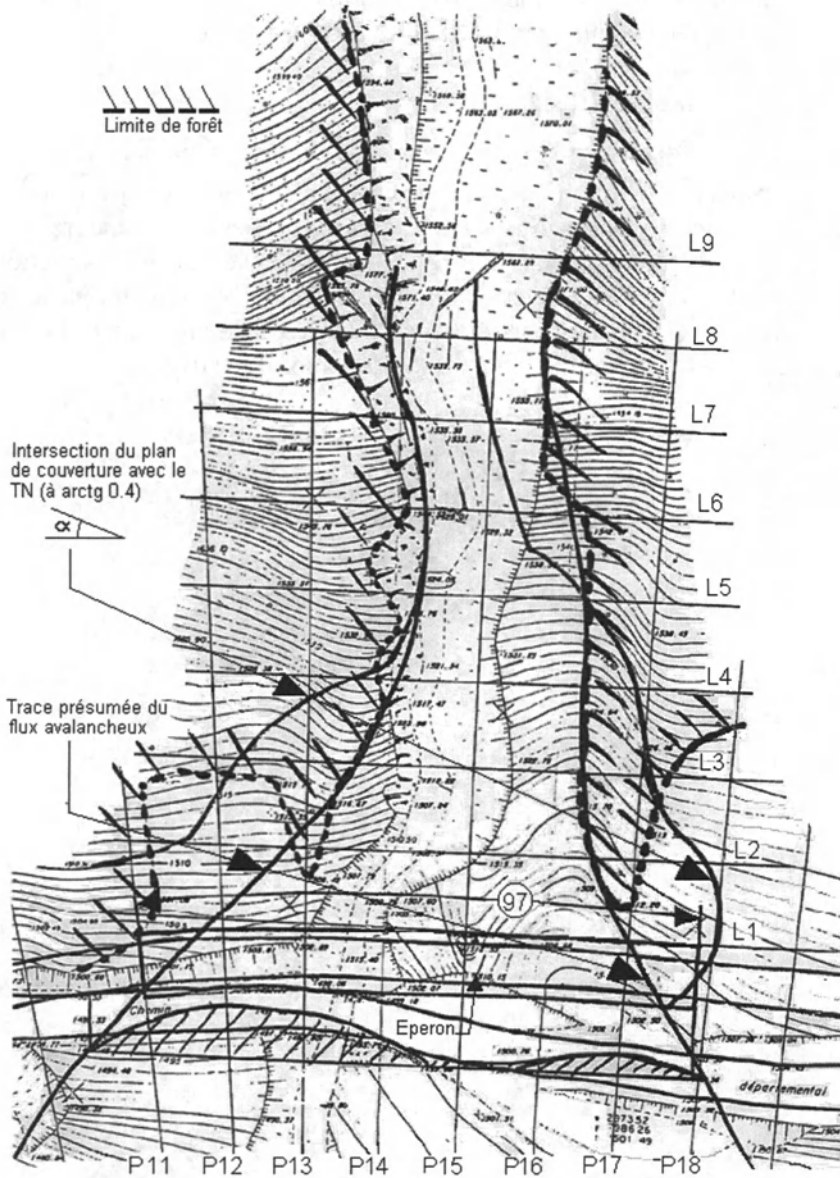


Figure 5. Repérage des profils et du manteau végétal.

– huit profils légèrement rayonnants (P11 à P18) sur la zone de terrain concernée par l'avalanche. Les profils L1 à L9, ont été tracés à l'échelle et reportés à leur altitude réelle (Fig. 6). Nous avons fait figurer les limites du manteau végétal.

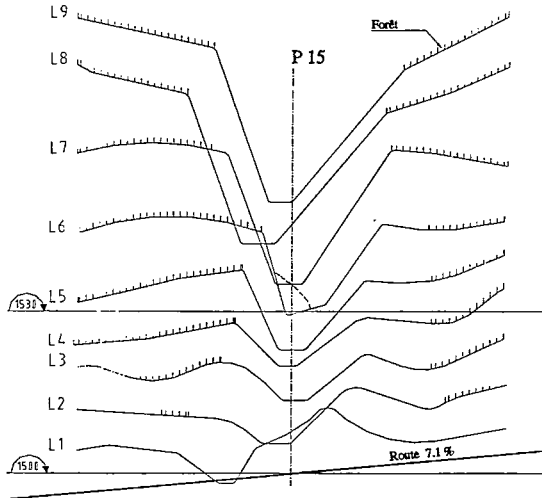


Figure 6. Coupes transversales du couloir neigeux.

Nous avons tenté de mettre en évidence la section présumée du flux neigeux en observant la persistance du manteau végétal (en pointillé sur la figure 5) entre les profils 7 et 6. Pour cela nous avons fait l'hypothèse sur le profil 6, où le passage était nettement rétréci par rapport au profil 7, que la section de neige pouvait atteindre 350 m^2 (plutôt défavorable). Nous avons négligé le phénomène d'absorption de la neige en place. Nous avons représenté sur la figure 5 l'emprise en plan présumée du flux neigeux en lui conservant une section droite de 350 m^2 jusqu'au droit de la route (profil L1). Cette emprise concorde avec les observations locales ayant mis en évidence :

- d'une part, le franchissement occasionnel de l'éperon situé sur le profil P15 en rive gauche du flux ;
- d'autre part, l'obstruction fréquente de la route sur une grande longueur en rive droite du flux violemment dévié par l'éperon jouant le rôle d'une « tourne ».

Puis nous avons reproduit sur la figure 7, la configuration d'une telle section sur les profils L9 à L1, ainsi que la configuration des lieux après réalisation des digues de confinement associées à l'ouvrage. Nous avons ainsi pu observer que les conclusions du Cemagref, du service de Restauration des terrains en monta-

gne et de la direction départementale de l'Agriculture (Office national des forêts) sur la longueur de l'ouvrage sans digue étaient exactes.

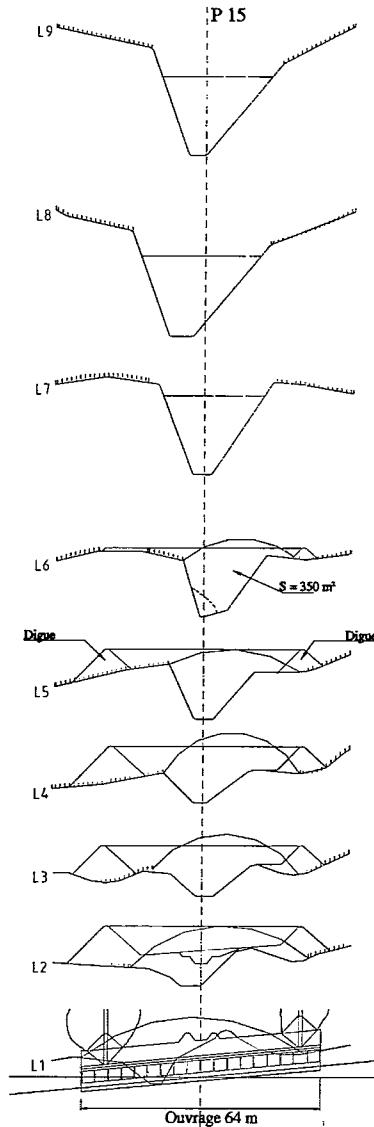


Figure 7. Évaluation de la section du flux neigeux.

Nous avons pu ramener la longueur de l'ouvrage de 97 à 64 m en disposant des digues en terre, capables de confiner le flux à partir de la zone où celui-ci tend à sortir de son lit (profil L6). Ces digues atteignent une hauteur de 7,5 m en RD et

4,0 m en RG, afin de réaliser un couloir à surface libre horizontale sauf au voisinage de l'ouvrage où il n'est pas possible de compenser la pente de la chaussée (7,1 %). La position de ces digues apparaît en plan sur la figure 8.

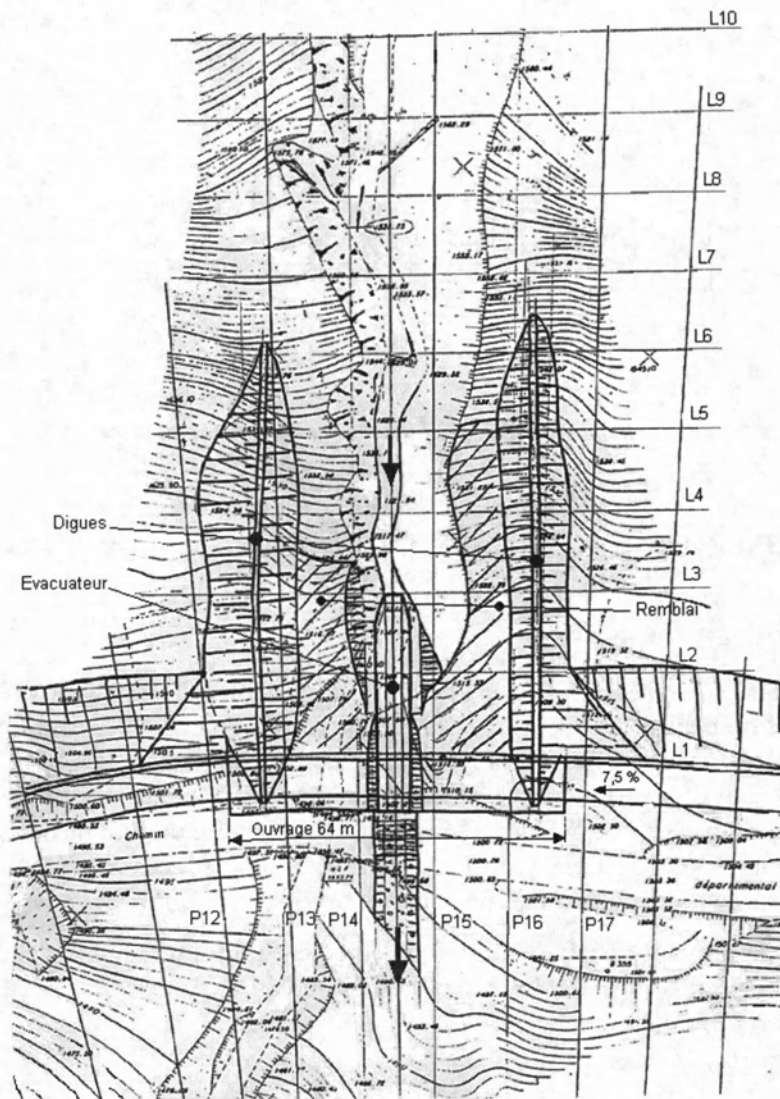


Figure 8. Repérage en plan des digues de confinement.

Par ailleurs, nous avons proposé de terrasser le terrain en place à l'aval du versant pour éviter le blocage du flux neigeux et limiter son accumulation par régression contre l'ouvrage (Fig. 9).

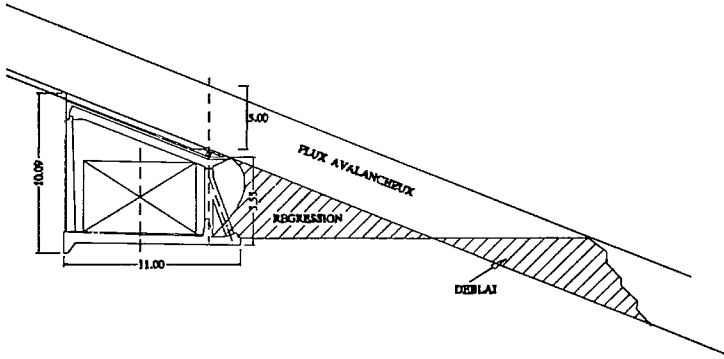


Figure 9. Terrassement coté rivière pour éviter la régression du flux vers la galerie.

3. GEOLOGIE - GEOTECHNIQUE DU SITE

3.1. Géologie du site

La chaussée à protéger traverse des cônes de déjection torrentiels (pente 15 à 20 %) et d'éboulis (pente 30 à 35 %) correspondant aux couloirs neigeux, ainsi que des schistes noirs parsemés localement de bancs calcaires (éperon rocheux formant « tourne »). Le rocher affleure sur plus de la moitié de l'emprise de l'ouvrage dans la partie aval de celui-ci et dans l'exutoire du torrent coté rivière. Sur l'autre partie de l'emprise de l'ouvrage, le sol de couverture en éboulis schisteux, règne sur 3 à 4 m d'épaisseur.

Un forage pressiométrique réalisé dans ce type de terrain conduit aux valeurs suivantes des pressions limites et des modules pressiométriques :

$P_l = 0,8 \text{ à } 1,48 \text{ Mpa}$;

$E = 4,2 \text{ à } 16,7 \text{ MPa}$.

Le taux « admissible » sur le sol est évalué par le laboratoire à 0,14 MPa dans la zone d'éboulis.

L'implantation de l'ouvrage est nettement décalée vers la montagne de sorte que la stabilité au grand glissement soit assurée. De même, l'ouvrage sera fondé en partie sur une zone remblayée et compactée (correspondant à l'entonnement

de collectage des eaux du torrent par l'ouvrage existant) et jouera un rôle de soutènement vis-à-vis du remblai situé à l'arrière. Ces raisons, associées à la nécessité de construire une traverse inférieure hors gel (cf. § 6), nous incitent à prévoir une couche de fondation en matériau non gélif de bonne qualité et d'environ 0,70 m d'épaisseur.

3.2. Dignes de confinement

Des digues de confinement en remblai armé, sont prévues avec une pente de 1/1 côté couloir d'écoulement et de 3/2 côté extérieur avec modelage de raccordement au terrain naturel. Pour tenir à 1/1, le remblai est disposé par couches de 0,4 m compactées au rouleau vibrant léger et renforcé avec du géotextile résillé armé en vue d'améliorer la résistance et de faciliter la tenue des plantations ultérieures. Le renforcement peut être également réalisé par la technique du pneusol mise au point au Laboratoire central des ponts et chaussées.

4. DESCRIPTION DE LA STRUCTURE

Le choix de la structure (Fig. 10a) correspond aux critères suivants :

- La structure doit permettre le passage du flux neigeux au-dessus de la chaussée à protéger de sorte que les efforts soient minimaux. Pour cela, la couverture a une pente voisine de celle du terrain en place après un remblaiement minimal $\text{tg}\alpha = 0,40$.
- L'ouvrage a une largeur entre piédroits qui ouvre le passage à une chaussée de 7,0 m bordée par deux surlargeurs de 0,50 m pour tenir compte de l'effet de paroi.
- La disposition en plan tient compte de la nécessité de recalibrer la route existante dans le sens d'une amélioration. Pour cela, la courbure minimale retenue est de 200 m, associée à une courbure de 1 000 m pour réaliser un raccordement satisfaisant avec le deuxième ouvrage situé à une centaine de mètres vers l'amont ainsi qu'avec la route existante.

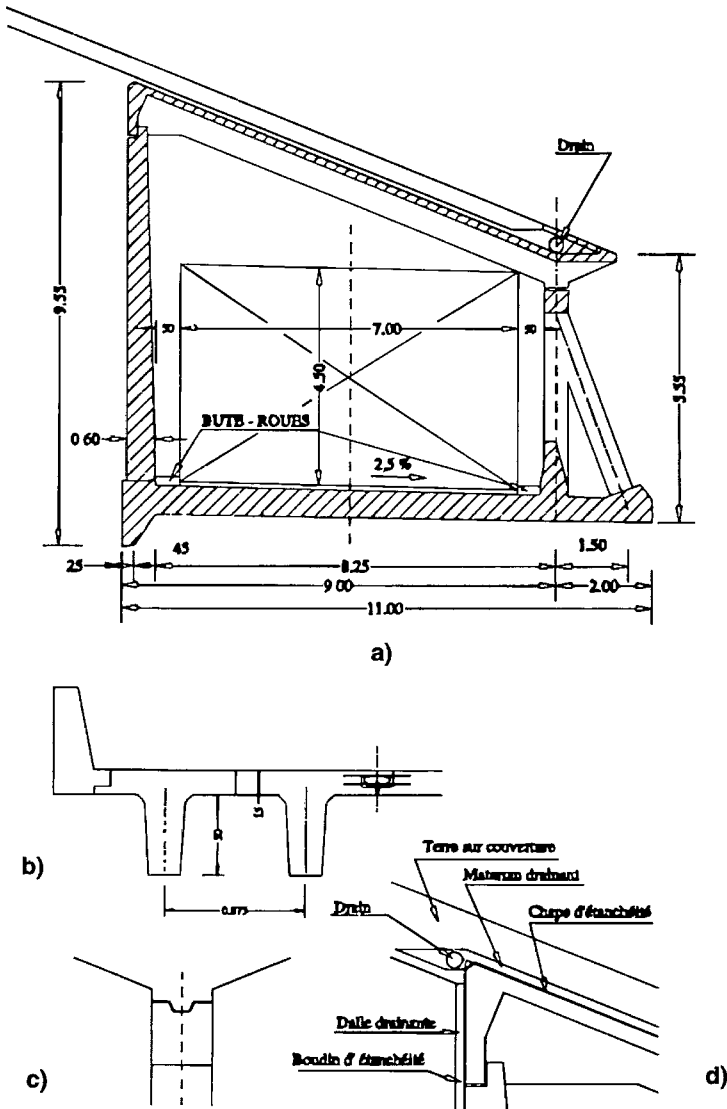


Figure 10. a) Coupe transversale de l'ouvrage ; b) Coupe transversale de la couverture ; c) Tête du piedroit aval ; d) Tête du piedroit amont.

- La disposition en plan facilite le raccordement de la couverture avec la pente du terrain naturel et permet un maintien satisfaisant de la circulation des usagers (unidirectionnelle alternée) et de chantier pendant les travaux. Le profil en long de l'ouvrage en rampe de 7,1 % correspond à celui de la route existante.

- Le piédroit côté montagne joue le rôle de soutènement et de support de la couverture. Avant sa réalisation, il convient de procéder à :
 - un terrassement vertical du rocher en place,
 - un terrassement vertical avec clouage provisoire dans les éboulis (conservé ensuite définitivement), associant des inclusions battues ou forées, à raison de 1 à 2 par m², à un béton de confinement projeté de 7 cm d'épaisseur en deux passes, armé d'un treillis soudé de 2,5 kg/m²,
 - un remblaiement par la technique du pneusol,
 - la mise en œuvre de la dalle drainante.
- Le piédroit côté rivière est ajouré pour faciliter l'éclairage de la route et favoriser la vision du paysage par les usagers. Il supporte à la fois la couverture et une partie des efforts horizontaux occasionnés par la poussée des terres côté montagne et le frottement cinétique du flux neigeux sur la couverture grâce à des bracons au droit de chacun des poteaux réalisés avec une modularité de 3,5 m d'entraxe.
- La transmission au sol des efforts, dus à la couverture, au résiduel de poussée des terres et aux effets de l'avalanche, implique l'existence d'un radier général muni d'une bêche filante, côté montagne, destinée à fournir une réserve de résistance aux efforts horizontaux par la mobilisation de la butée du terrain sur la bêche en cas de dépassement de la résistance offerte par le frottement béton/sol.
- Les piédroits sont encastrés sur le radier mais la couverture, constituée d'éléments préfabriqués à deux nervures, est simplement appuyée sur les piédroits. Ceci permet de bien cerner le mode de fonctionnement de l'ensemble et de doser la résistance aux efforts horizontaux absorbés par chaque piédroit. La couverture constituée d'éléments en Π , est rendue monolithique grâce au clavage des joints en place (cf. Fig. 10b).
- L'appui côté piédroit aval s'effectue au moyen de deux bossages, réalisés à la partie inférieure des poutres, qui viennent s'appuyer dans les engravures correspondantes du chevêtre coiffant la tête des poteaux sur des appareils d'appui en élastomère fretté. L'engravure est comblée de mortier après pose de l'élément de couverture sur ses quatre appareils d'appui (pour compenser une éventuelle dénivellation différentielle), ce qui assure la transmission directe d'un effort horizontal à la tête du poteau (cf. Fig. 10c).
- L'appui côté montagne des nervures sur la crête du piédroit est assuré par deux appareils d'appui du même type. Une fois la couverture posée, on réalise une butée par élément en coulant en place une butée de béton solidaire du piédroit. La poutre et le piédroit sont solidarités par boulons HR avec interposition d'un matériau permettant une certaine rotation sur appui et le dosage de l'effort

horizontal qui transite par la couverture vers le piédroit aval (cf. Fig. 10d). Un boudin d'étanchéité est disposé entre couverture et piédroit côté terres.

- Un auvent est prévu côté aval pour assurer une protection vis-à-vis de la pluie et d'éventuels tourbillons du flux neigeux. Le décalage ainsi créé constitue également une protection vis-à-vis des stalactites de glace qui se forment sur le bord de la couverture, lors des cycles de gel-dégel auxquels sont soumises les coulures d'eau de ruissellement.
- Les têtes sont constituées :
 - côté montagne par des murs en aile qui retiennent les terres du talus qui prolonge les digues de confinement au voisinage de l'ouvrage (Fig. 11),
 - côté aval, il est réalisé un massif de béton armé assurant la protection des poteaux et bracons vis-à-vis d'un éventuel impact de véhicule.

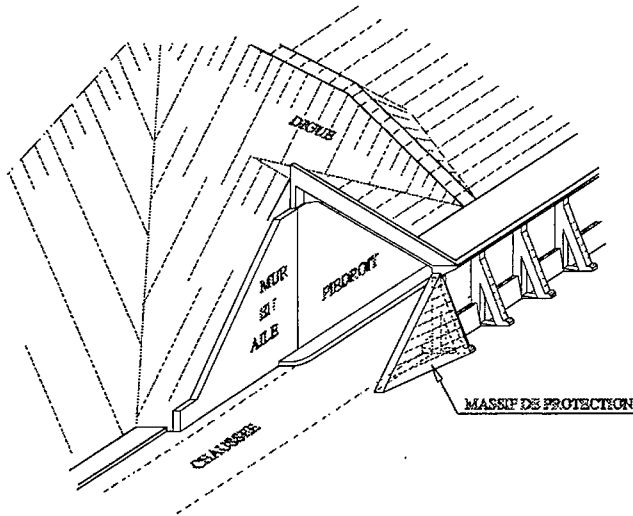


Figure 11. Vue en perspective d'une tête de la galerie.

- Divers :
 - des remontées de dalle filantes formant bute-roues assurent un guidage des véhicules et une protection des piédroits,
 - un mur bahut relie le bas des poteaux pour éviter les impacts des véhicules sur lesdits poteaux.
- Le mode de réalisation donne lieu à la mise au point d'une cinématique précise.

5. JUSTIFICATION DE LA STRUCTURE

Les calculs de justification de la structure sont basés sur une modélisation de celle-ci au moyen d'éléments de poutres sur une tranche d'ouvrage correspondant à un module de 3,5 m.

5.1. Phases de calcul

La vérification de la structure est faite à chaque stade de la cinématique de construction :

- traverse inférieure ;
- ajout des piédroits successivement ;
- remblaiement partiel derrière le piédroit coté montagne ;
- pose de la couverture ;
- fin du remblaiement derrière l'ouvrage et sur la couverture ;
- application des différentes charges dues à la neige (effets statique et dynamique).

5.2. Modèle poutre

Ce modèle et les conditions aux limites correspondantes sont décrits sur la figure 12. Le modèle poutre en 3D qui représente une tranche de galerie de 3,5 m constitue un portique chargé dans son plan. Ceci présente l'intérêt de pouvoir disposer en tout point des sollicitations M , N , T et donc de permettre l'application des règles de calcul en vigueur (BAEL).

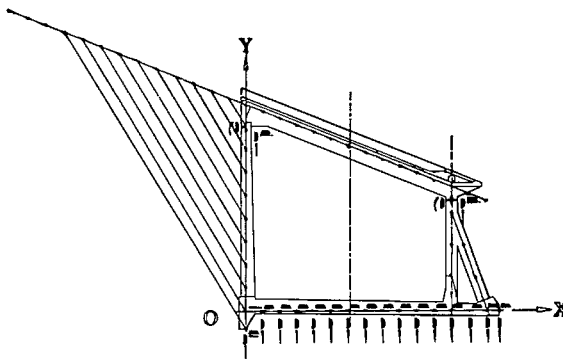


Figure 12. *Modèle de calcul.*

Ce type de modélisation se prête mal à une approche tridimensionnelle du problème. Relativement pertinente en statique, cette modélisation l'est moins en

dynamique du fait de la difficulté de représenter l'interaction sol-structure, notamment celles du piedroit amont et de la traverse inférieure avec le terrain.

Les conditions aux limites retenues ici supposent que :

- le piedroit côté montagne soit soumis uniquement à des charges linéiques ou ponctuelles (poussée des terres et charges sur remblai) ;
- le sol soit modélisé par des ressorts dont les raideurs verticale (R_y) et horizontale ($R_x = R_y/4$) dépendent du module de réaction verticale du sol ;
- le nœud d'extrémité de la bêche soit également doté d'un ressort de raideurs R_x et R_y ;
- les appuis de la couverture sur les piedroits soient constitués par des rotules élastiques à trois composantes R_x , R_y et M_z ;
- la couverture soit soumise à des charges linéiques (permanentes et de neige) et ponctuelles aux nœuds (efforts tangentiels dus au frottement cinétique).

La forme des spectres de chargement dus à la neige est décrite sur la figure 13.

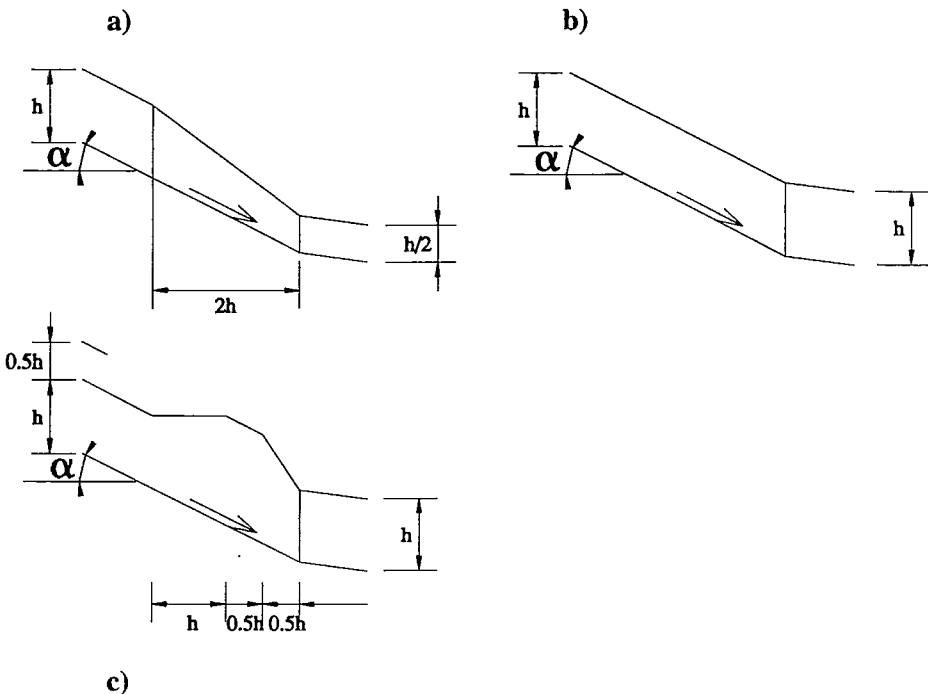


Figure 13. Spectres de chargement dus à la neige :
a) en sifflet tronqué ; b) rectangulaire ; c) à bourrelet.

5.3. Actions - Combinaison d'actions - Pondération des sollicitations

5.3.1. Bases réglementaires

Il n'existe pas actuellement de cadre réglementaire ou normatif définissant les charges à prendre en compte pour le dimensionnement et la justification des ouvrages paravalanches. Nous proposons dans ce qui suit les dispositions que nous avons prises pour dimensionner la structure décrite dans le présent article.

♦ Charges réglementaires sur le radier de la galerie

Elles sont conformes au titre II du fascicule 61 du CPC. Les sollicitations dans la structure, induites par les charges routières réglementaires appliquées au radier, suivant les schémas statiques successifs de la structure pendant la construction et en service, ne sont pas déterminantes.

♦ Règles de calcul de la structure

a) Les justifications relatives aux parties en béton armé sont conduites conformément aux textes énumérés ci-après :

– Fascicule 62, Titre I, Section I : *Règles techniques de conception et de calcul des ouvrages et constructions en béton armé, suivant la méthode des états limites, dites règles BAEL* ;

– Circulaire n° 79.25 du 13 mars 1979 : *Instruction technique relative au calcul des constructions (DC79)*.

– Fascicules 65A et B et leurs additifs : *Exécution des ouvrages de génie civil en béton armé ou précontraint (en vue de la fixation de certaines données des calculs)*.

b) Règles relatives aux fondations

Les justifications relatives aux fondations superficielles sont conduites selon les règles du Fascicule 62 Titre V du CCTG : *Règles techniques de conception et de calcul des fondations des ouvrages de génie civil*.

c) Appareils d'appui

Les appareils d'appui en élastomère fretté sont justifiés selon les dispositions définies dans le *Bulletin technique* n° 4 du SETRA et les documents connexes.

5.3.2. Actions

♦ Actions permanentes (G)

a) *Poids propre de la galerie*

Les effets du poids propre sont calculés en attribuant au béton armé une masse volumique de 2,5 t/m³.

b) Remblaiements divers sur couverture

Leur effet pondéral est évalué en affectant une masse volumique de $2,0 \text{ t/m}^3$ aux matériaux prévus tant pour la couche drainante que pour le remblai de protection.

c) Poussée de terres

Dans les zones remblayées, les effets dus à la poussée des terres sont calculés en tenant compte, pour le terrain, des caractéristiques suivantes :

$$\varphi = 35^\circ \quad C = 0 \quad \gamma = 2,0 \text{ t/m}^3$$

L'inclinaison δ de la poussée active par rapport à la normale au piédroit côté montagne est égale à $\delta = 2/3 \varphi$.

Les coefficients de poussée et de butée (bêche) sont calculés au moyen des tables de Caquot et Kerisel. En cas de renforcement local du remblai derrière le piédroit côté montagne par la technique du pneusol, les caractéristiques du sol pour le calcul de la poussée sont :

$$\varphi = 45^\circ \quad C = 0 \quad \gamma = 1,8 \text{ t/m}^3 \quad \text{et} \quad \delta = 2/3 \varphi$$

L'intérêt économique du renforcement du remblai est conditionné par le niveau d'économie de matériaux dans les piédroits et le radier suite à la réduction de la poussée des terres. Le coefficient de sécurité au glissement horizontal est de 1,5 en prenant en compte un coefficient de frottement de 0,5 entre le béton du radier et la couche de fondation.

♦ *Charges dues à la neige*

L'effet de la neige pris en compte ici est celui de l'avalanche de neige lourde de printemps, à l'exclusion de l'avalanche de neige poudreuse dont la probabilité d'occurrence est faible, et exigerait un ouvrage beaucoup plus long. Nous supposons que le flux neigeux engendre un chargement statique et un chargement dynamique.

a) Chargement statique

Le chargement dû à une chute de neige, même importante, ne peut être dimensionnant. Le chargement statique à prendre en compte se produit lorsque le flux neigeux ne parvient plus à s'évacuer côté aval. Sa vitesse s'annule en fin d'écoulement et produit une accumulation de neige sur la galerie paravalanche.

Cette accumulation, qui peut solliciter durablement la structure, génère une pression statique sur la couverture, augmentée le cas échéant par des chutes de neige ultérieures. L'organisme spécialisé définit :

– la masse volumique nominale de la neige lourde (transformée) de printemps ρ_n ;

– la hauteur cinquantennale nominale de neige statique accumulée H_{n50} , mesurée verticalement.

Ce chargement considéré comme « fréquent » induit une pression hydrostatique nominale $P_c = 1,35 \times \rho_n \times g \times H_{n50}$ supposée uniforme tant sur la couverture que sur le remblai derrière le piédroit côté montagne.

Un raisonnement basé sur des considérations statistiques analogue à celui qui figure dans l'article de J.-A. Calgario, permet de calculer la valeur caractéristique de la pression P_c qui devra être appliquée à la galerie en fonction de ρ_n et H_{n50} en affectant au produit de ces deux valeurs, un coefficient multiplicateur pris ici égal à 1,35, ce qui donne : $P_c = 1,35 \times \rho_n \times g \times H_{n50}$.

b) Chargement dynamique

Sur les quelques dizaines de secondes que dure un écoulement neigeux, on peut considérer que, pendant les toutes premières secondes où le flux neigeux commence à passer sur la structure, il provoque un phénomène transitoire, qui développe dans la structure des sollicitations qui varient fortement avant de converger progressivement vers un niveau variant peu autour de valeurs plus stables correspondant au régime qualifié alors de permanent. Le calcul « dynamique » consiste à calculer la réponse de la structure pas à pas, sous l'effet des chargements décrits ci-après.

Le flux neigeux engendre sur la galerie les sollicitations suivantes :

- Une pression hydrostatique qui varie tout le long de l'écoulement, pour former un spectre de chargement $P_c = 1,35 \times \rho_n \times g \times f(H_{n50})$ et s'applique sur le sol à l'arrière de la galerie et sur la couverture de celle-ci.

Nous avons, faute d'une meilleure connaissance du phénomène réel, pris en compte trois hypothèses pour la topométrie présumée du front de l'écoulement neigeux, correspondant à trois types de spectre décrits sur la figure 13 et explicités sur la figure 14 ci-après :

- une forme en « biseau tronqué » de hauteur augmentant de l'aval vers l'amont ;
- une forme rectangulaire ;
- une forme « en bourrelet » qui précède l'écoulement.

Par ailleurs, nous avons pris en compte trois vitesses de défilement du flux neigeux sur la galerie, à savoir 5, 15 et 25 m/s. La détermination de ces vitesses dépend notamment de la dénivelée, entre l'ouvrage et la zone de départ de l'avalanche, et de la topographie du couloir neigeux.

- Une surpression localisée normale au support développé par le flux de vitesse V (cf. Fig. 3c ci-dessus), si la galerie se trouve en partie ou en totalité dans la zone soumise aux effets d'un changement de pente.

La surpression à prendre en compte sur une distance de trois fois la hauteur du flux comptée à partir du début de la déviation est :

- soit de forme triangulaire, avec un maximum de $\rho_n \times (V \times \sin \alpha)^2$ au tiers de cette distance ;
- soit de forme rectangulaire, de valeur égale à $1/2 \rho_n (V \times \sin \alpha)^2$ constante sur cette distance.

Nous supposons que l'intensité de ce phénomène dépend uniquement de la vitesse de l'écoulement et de la masse volumique ρ de celui-ci. La hauteur de neige détermine la distance d'application.

Dans notre exemple, il ne s'agirait pas d'une surpression, mais plutôt d'une dépression venant en déduction de la pression hydrostatique, car la déviation étant négative, le flux tend à décoller du terrain avant d'exercer à nouveau un peu plus loin la nouvelle pression hydrostatique.

- Un effort tangentiel cinétique dû au frottement flux-terrain pris égal à 0,2 fois la composante hydrostatique résultante (tenant compte le cas échéant de la surpression évoquée ci-dessus) normale au terrain. Cet effort est appliqué aux nœuds du modèle sous la forme d'une force ponctuelle orientée dans le sens du mouvement parallèlement à la couverture.

Éléments pour la conception d'une galerie paravalanches

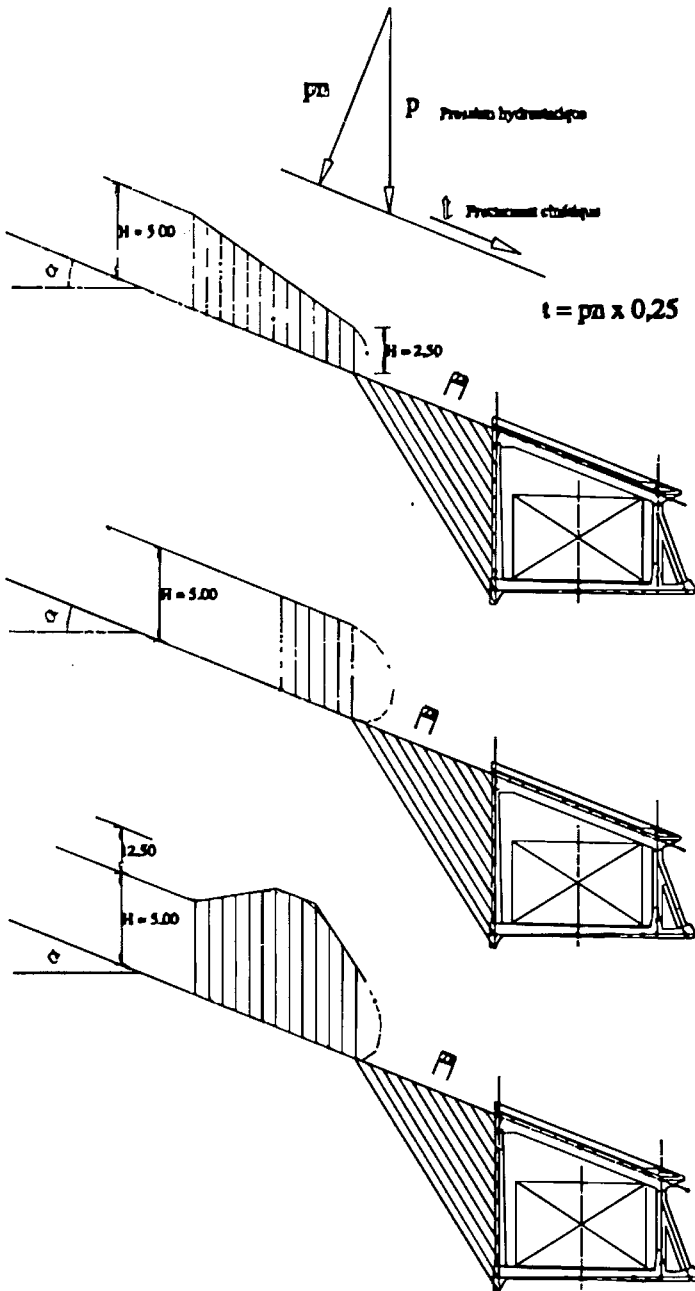


Figure 14. Spectres de chargement à appliquer.

c) Application du chargement dynamique

L'application du chargement spectral s'effectue par pas de temps. Le pas de temps est défini comme le temps nécessaire pour que le flux parcoure, avec chacune des vitesses supposées, le pas de progression défini comme la projection du segment, qui relie deux nœuds successifs du modèle sur le piédroit côté montagne, sur la pente du terrain à l'arrière de la galerie côté montagne, à peu près parallèlement à la trace du coin de Rankine (cf. Fig. 14).

Le modèle de calcul est déterminé pour que la distance des nœuds de la traverse supérieure soit la même que la projection évoquée ci-dessus (ici 0,78 m). Le pas de temps en secondes est de $0,78/V$ (V en m/s), soit 0,15, 0,05 et 0,03 seconde pour respectivement une vitesse de 5, 15 et 25 m/s.

L'effet du chargement commence donc à se faire sentir (compte tenu du coefficient de poussée de Caquot-Kérisel) sur les barres représentant le piédroit côté montagne en commençant par la partie inférieure, puis directement sur les barres de la traverse supérieure. Chaque barre du modèle est soumise, pour un pas de temps donné, à la « tranche de spectre sollicitante » qui lui correspond. La masse volumique de la couverture est augmentée pour tenir compte de la présence du remblai qui la recouvre.

5.3.3. Sollicitations et combinaisons d'actions

Le calcul de la structure sous les effets dus à la neige donne lieu à la prise en compte de deux types de sollicitations.

- *Sollicitation due à la neige statique*

Nous considérons comme action variable la pression hydrostatique induite par une épaisseur de neige statique H_{n50} dotée d'une certaine masse volumique ρ_n :

$$P_c = 1,35 \times \rho_n \times g \times H_{n50}$$

La combinaison à prendre en compte à l'état-limite de service est : $G_{\max} + G_{\min} + f(P_c)$.

La combinaison à prendre en compte à l'état-limite ultime est : $1,35 G_{\max} + G_{\min} + 1,5 f(P_c)$.

- *Sollicitations dues à la neige dynamique*

Le chargement dû à l'effet dynamique de la neige produit par l'application des trois spectres sur la structure avec les trois vitesses d'écoulement est considéré comme un chargement accidentel. Nous introduirons donc dans la combinaison à l'état-limite ultime la valeur de l'action accidentelle notée $FA = f(P_c)$.

La combinaison à prendre en compte à l'ELU sera : $G_{\max} + G_{\min} + f(P_c)$.

5.3.4. Résultats des calculs

Les résultats partiels des calculs ci-après sont donnés à titre indicatif pour une tranche de 1 m d'ouvrage :

- la première série de résultats (a) donne les sollicitations dans l'ouvrage « à vide » avec poussée des terres sur le piédroit amont ;
- la deuxième série de résultats (b) donne l'enveloppe des sollicitations dans l'ouvrage sous charges permanentes ;
- la troisième série de résultats (c) donne les sollicitations dans l'ouvrage soumis au chargement de neige statique avec prise en compte de l'effet tangentiel sur la couverture de manière à pouvoir le comparer avec l'effet issu du calcul dynamique ;
- la quatrième série de résultats (d) compare les sollicitations dans la structure sous chargement dynamique en fonction des trois spectres dynamiques a, b et c pour une même vitesse de défilement de 25 m/s. L'agressivité du flux augmente dans l'ordre avec les spectres a, b et c. On observe par ailleurs que plus la vitesse est élevée et plus l'effet est sévère ;
- la cinquième série de résultats (e) compare les sollicitations dans la structure sous chargement statique avec effet tangentiel et dynamique avec spectre b. Pour la vitesse de défilement de 25 m/s, le coefficient d'amplification dynamique est de 1,35 environ.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

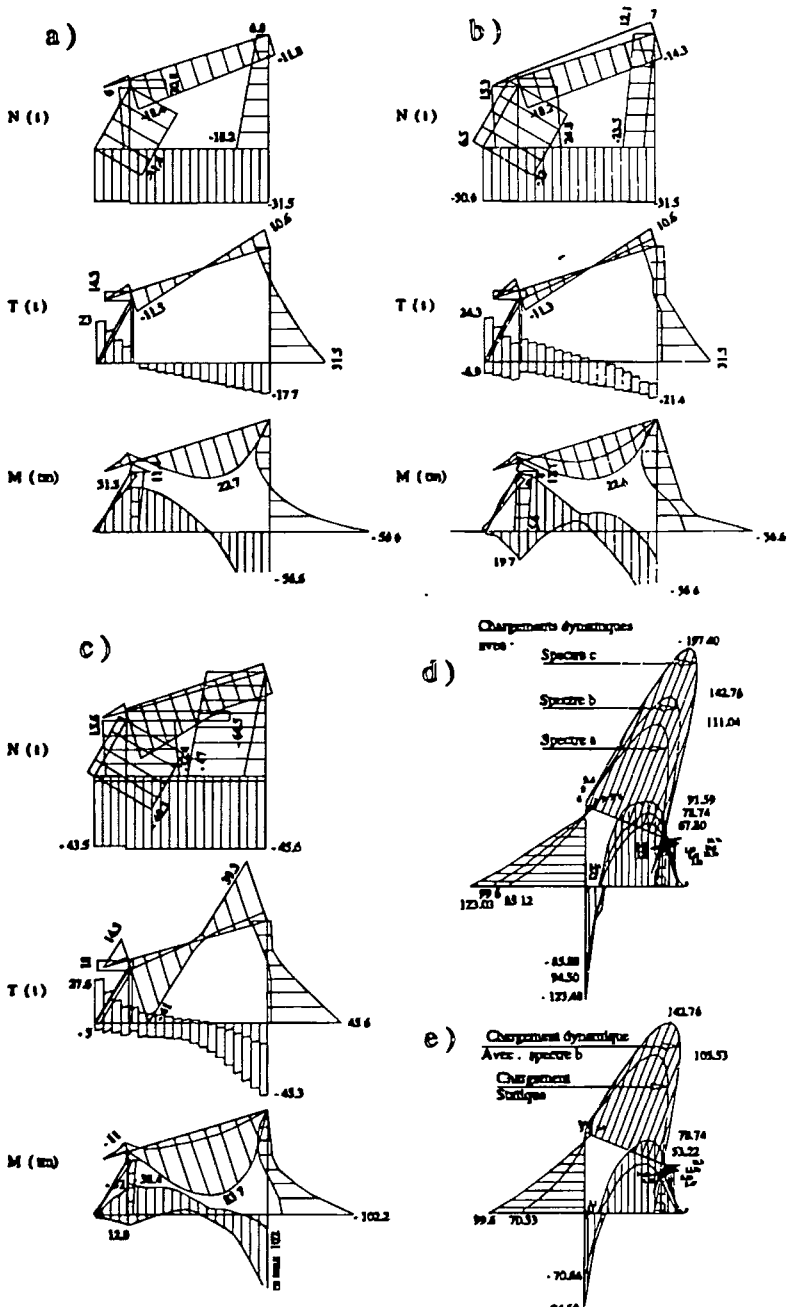


Figure 15. Extrait de résultats.

6. HYDROLOGIE DU SITE - DRAINAGE - GEL

6.1. Hydrologie du site

L'ouvrage est construit en travers du couloir neigeux qui est également un torrent de montage dont il faut assurer la permanence de l'écoulement. Dès lors, les questions qui se posent sont : quel débit évacuer ? pour quelle fréquence ? avec quelle vitesse et comment le faire ?

- Le débit peut être évalué sommairement à partir du document *Recommandations pour l'assainissement routier* édité par le SETRA [3].

En effet, le débit décennal Q_{10} s'exprime par la relation :

$$Q_{10} = 2,78 \times C \times i_{10} \times A \quad (\text{en l/s})$$

2,78 = coefficient de mise en cohérence des unités ;

C = coefficient sans dimension caractérisant le ruissellement (cf. p. 22 des *Recommandations SETRA*) ;

A = surface du bassin versant (en ha) ;

i_{10} = intensité de pointe des précipitations (en mm/h), qui s'évalue par la relation $i = a t_c^{-b}$, dans laquelle :

a et b sont des paramètres définis page 47 des *Recommandations SETRA*,

t_c est le temps d'écoulement critique (en minute) qui vaut $1/60 \times (l_1/v_1 + l_2/v_2 + \dots + l_n/V_n)$ (cf. p. 23 des *Recommandations SETRA*)

l_i est la longueur (m) de cheminement de pente constante où l'écoulement s'effectue à la vitesse v_i (m/s).

Application numérique pour un bassin versant dont les caractéristiques sont définies ci-après :

Surface	$A = 214 \text{ ha}$
Longueur d'écoulement	$L = 2\,100 \text{ m}$
Coefficient caractérisant le ruissellement	$C = 0,50$
Pente moyenne	$p = 0,54$
Vitesse moyenne présumée de l'écoulement	$V = 2 \text{ m/s}$

$$t_c = 1/60 \times (2\,100/2) = 17,5 \text{ mm}$$

$$i_{10} = 297 \times (17,5)^{-0,511} = 68,8 \text{ mm/h}$$

$$Q_{10} = 2,78 \times 0,50 \times 68,8 \times 214 = 20500 \text{ l/s} \quad \text{soit} \quad 20,5 \text{ m}^3/\text{s}$$

- La vitesse de l'écoulement est fonction de la pente, de la rugosité supposée du lit, de la forme de sa section et du débit à évacuer. Des calculs sommaires conduisent à des vitesses voisines de 10 m/s (pour un coefficient de rugosité de 70), à l'entrée de l'évacuateur, d'où la réalisation de rainures anticavitation (cf. Fig. 16b).
- Pour un débit centennial $Q_{100} = Q_{10} \times 2 = 41 \text{ m}^3/\text{s}$. La section retenue pour le canal est de 4 m^2 , que nous projetons de forme trapézoïdale de 1,25 m de hauteur et de 2 m de base avec des pentes latérales à 1/1 (cf. Fig. 16a).

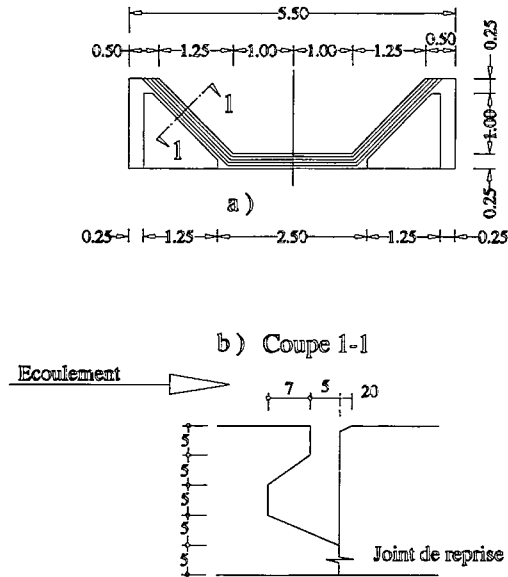


Figure 16. a) Coupe transversale de l'évacuateur ; b) Rainure anticavitation.

L'évacuation des eaux peut être conçue :

- sous la galerie, au moyen d'un ouvrage hydraulique de captage en surface côté montagne venant rejeter les eaux sous le pont en maçonnerie existant, dont la section de passage est de $3 \times 3,5 = 10,5 \text{ m}^2$. Cette solution maintient l'écoulement dans le lit actuel et offre un intérêt esthétique évident, mais se révèle coûteuse et présente un risque d'obstruction et donc un entretien malaisé et onéreux ;
- par-dessus l'ouvrage, au moyen d'un évacuateur de section trapézoïdale, évoqué ci-dessus, situé dans l'axe de l'ouvrage, dans le prolongement naturel du torrent. Malgré un petit inconvénient esthétique, cette solution se révèle plus sûre, moins onéreuse, et permet un entretien facile et peu coûteux.

L'évacuateur rejette l'eau sous forme de cascade dans un réceptacle d'enrochements maçonnés, briseur d'énergie et projetant par un profilage approprié l'eau dans le ravin à côté du lit naturel, mais le rejoignant en contrebas. Un fossé est prévu dans l'axe du réceptacle pour éviter toute eau stagnante (cf. Fig. 17). Les deux modules du piédroit aval situés au droit de l'évacuateur sont obturés pour éviter les projections d'eau et la formation de glace sur la chaussée.

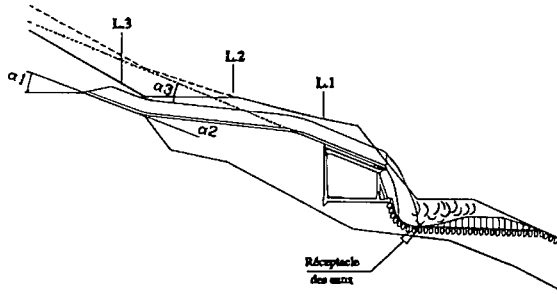


Figure 17. Coupe longitudinale de l'évacuateur.

6.2. Drainage

Au pied des talus à créer tout au long du projet est prévu un fossé d'évacuation (pente 7,1 %) de forme trapézoïdale et de 0,6 m en tête pour capter les eaux de ruissellement superficiel dues aux précipitations ou à la fonte des neiges. Une traversée de route évacuant les eaux vers le ravin est réalisée au pied du mur de tête côté amont de la route, évitant ainsi la traversée de la galerie. Côté aval de la route, le fossé reçoit les eaux de drainage de l'ouvrage.

L'ouvrage est drainé :

- côté terres, par une dalle drainante en matériaux poreux maçonnés ou en matériaux synthétiques d'égale performance, avec drain de pied de mur et un jeu de barbacanes de diamètre 100 mm tous les deux mètres venant se déverser sur le bûte-roues placé en bordure de la chaussée côté montagne. Ce dispositif est supposé recueillir les eaux profondes du remblai ;

- en crête d'ouvrage, côté terres, par un drain de 250 mm de diamètre destiné à recueillir les eaux du ruissellement de surface afin de soulager la dalle drainante, sur couverture. Cela implique la mise en œuvre d'une couche de gros béton formant caniveau, d'une couche absorbante en matériaux drainants, d'un géotextile anti-contaminant sur remblai. Les eaux sont évacuées dans un caniveau, placé en tête du mur de tête, côté aval de la route, se jetant dans le fossé décrit ci-dessus ;

– sur couverture, par des matériaux drainants régalez sur 0,10 m d'épaisseur sur la chape d'étanchéité de la couverture pour protéger celle-ci de l'agression des eaux pures de fonte des neiges chargées d'oxygène. Cette chape d'étanchéité est retournée sur le parement de l'ouvrage côté terres jusqu'à 0,30 m en dessous de la surface d'appui de la couverture sur le piédroit.

Les eaux ainsi drainées sont récupérées par un drain de 250 mm de diamètre, situé à l'aplomb du piédroit aval, et, côté aval de la route, dans une descente d'eau qui les rejette dans le ravin au voisinage du massif de protection des brancs.

Des dalles en béton armé de 0,10 m d'épaisseur protègent les matériaux entourant le drain à la naissance de l'auvent. Ces matériaux drainants sont recouverts par un géotextile anti-contaminant et par 0,40 m de terre végétale destinée à des plantations d'herbacées dans le but de favoriser l'insertion de l'ouvrage dans le site. Un larmier spécial est prévu à l'about de l'auvent.

6.3. Gel

L'ouvrage est mis hors gel en disposant sous la traverse inférieure une couche de matériau non gélif de 0,70 m d'épaisseur minimale jouant également un rôle d'uniformisation des conditions de fondation entre le substratum rocheux et le substratum formé d'éboulis, limitant ainsi les tassements différentiels. Un dispositif de goutte d'eau spécial est mis en œuvre à l'extrémité de l'auvent afin d'empêcher la formation de stalactites de grandes dimensions.

6.4. Traitement de l'ouvrage existant

L'ouvrage en maçonnerie existant, non décrit ici, sera remis en état préalablement à son obturation côté montagne, au moyen d'un tympan en béton armé pour permettre le remblaiement derrière l'ouvrage. On dispose, au pied du tympan, une buse de 500 mm de diamètre servant d'exutoire aux eaux captées par l'ancien lit tapissé localement par un amas de matériaux drainants disposés à cet effet au contact du substratum rocheux.

7. COUT DE L'OUVRAGE

Le coût global TTC actualisé et arrondi à 120 kF/m. constitue un ordre de grandeur raisonnable actuellement pour un ouvrage de ce type. Il est estimé à partir des prix unitaires actualisés obtenus dans la région et tenant compte du lieu de construction.

La décomposition de ce coût montre que :

- les travaux préalables comprenant les installations de chantier, les études d'exécution, les frais de maintien de la circulation et la remise en état de l'ouvrage en maçonnerie et son obturation représentent 8,3 % du total ;
- les travaux de terrassement (importants ici) représentent 21 % du total, le remblaiement derrière l'ouvrage et les digues de confinement représentant 35 % de ce poste ;
- la galerie représente à elle seule 52,8 % du total. La couverture en représente 39 %, le radier 28 %, le piédroit amont 25 % et le piédroit aval 8 % ;
- les têtes, dans un aménagement sommaire (non architecturé), représentent 7,4 % du total ;
- l'évacuation des eaux représente 8,9 % du total ;
- l'investissement de génie civil pour essais représente 1,5 % du total.

Ces chiffres peuvent naturellement être sujets à des variations selon la région ou le site à traiter mais ils donnent quelques éléments et ratios indicatifs pouvant éviter une sous-évaluation initiale toujours désagréable.

8. EXPERIMENTATION - SUIVI ET EXPLOITATION DE L'OUVRAGE

8.1. Expérimentation

Les projeteurs de ce type d'ouvrages, manquent d'éléments fiables de connaissance des flux neigeux, leur permettant de concevoir des ouvrages adaptés vis-à-vis des risques réels encourus. Il y a une absence majeure de résultats d'essais permettant d'alimenter les réflexions théoriques et de caler les modèles numériques ou de calcul. Le présent site offre des possibilités intéressantes d'expérimentation.

8.1.1. Galerie d'essais

La construction d'une petite galerie d'essais permet de réaliser quelques essais localisés à une petite échelle vis-à-vis du phénomène global, et de disposer d'un abri pour les appareils enregistreurs de l'instrumentation (Fig. 18). Cette galerie est une boîte en béton armé de $1,5 \times 6,25 \times 2,0$ située à l'arrière de l'ouvrage entre l'évacuateur des eaux et la digue rive droite.

On y accède, depuis le niveau de la chaussée sous ouvrage, par une porte donnant accès à une niche et une buse de diamètre Φ 800 mm intérieur, ainsi que par un tampon sur dalle à la partie supérieure. La couverture de la galerie est

constituée de cinq dalles massives en béton armé dont les faces supérieures présentent des inclinaisons variables (0, 10, 20, 30 et 40 %) par rapport à l'inclinaison du terrain en place. Ces dalles sont appuyées sur la galerie par l'intermédiaire de quatre capteurs de pression permettant l'enregistrement des effets engendrés par la pression hydrostatique. Deux autres capteurs de pression placés à l'avant de la dalle permettent de connaître l'effet du frottement cinétique, y compris avec des inclinaisons variées de la surface supérieure.

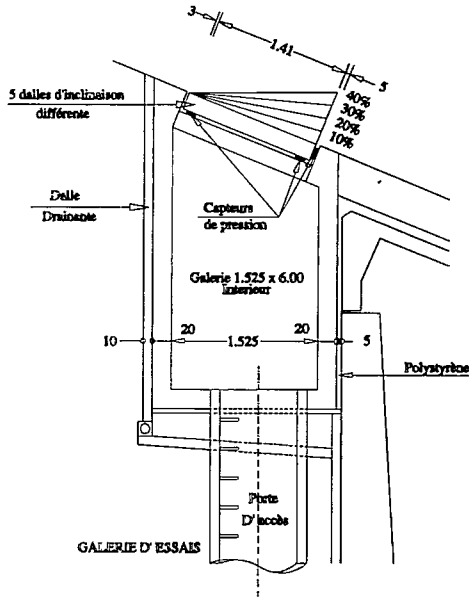


Figure 18. Galerie d'essais.

8.1.2. Dalles d'essai sur évacuateur

La présence de l'évacuateur d'eau offre en outre une possibilité exceptionnelle de mesurer les effets dynamiques d'un flux neigeux sur des pentes variables à une échelle plus importante et de tester des états de surface différents. En effet, l'évacuateur dans sa partie amont présente une rupture de pente $\alpha > 0$, et dans sa partie aval une rupture de pente $\alpha < 0$. Cette configuration permettrait une expérimentation très intéressante en disposant des dalles de mesure sur l'évacuateur avant et après chaque rupture de pente (Fig. 19). Cela implique la réalisation de dalles sur le fond et sur les joues latérales de l'évacuateur à raison de 10 profils environ.

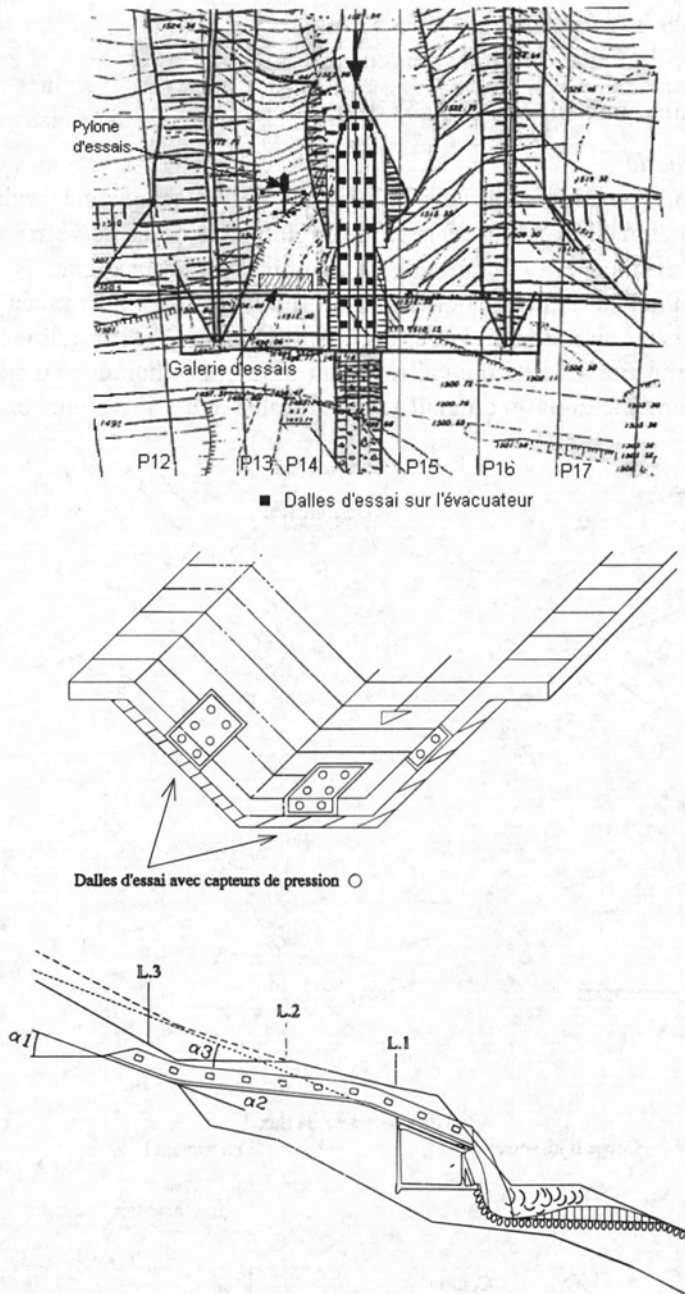


Figure 19. Implantation des dalles de mesure.

◆ **Paramètres à déterminer**

- La masse volumique du fluide neigeux

La masse volumique peut être évaluée de plusieurs façons :

Première méthode

On connaît la topographie du site à l'aval de l'ouvrage avant l'avalanche, et approximativement l'épaisseur et la masse volumique de la neige résiduelle en place avant l'avalanche. On peut dans le couloir final entre digues et même au dessus déterminer la hauteur atteinte par le fluide neigeux au moyen de petits fusibles se brisant au passage de celui-ci. En donnant plus d'intelligence à ces fusibles, il serait possible de connaître à tout moment la hauteur du fluide dans l'espace instrumenté dont on connaît la topographie avant l'avalanche.

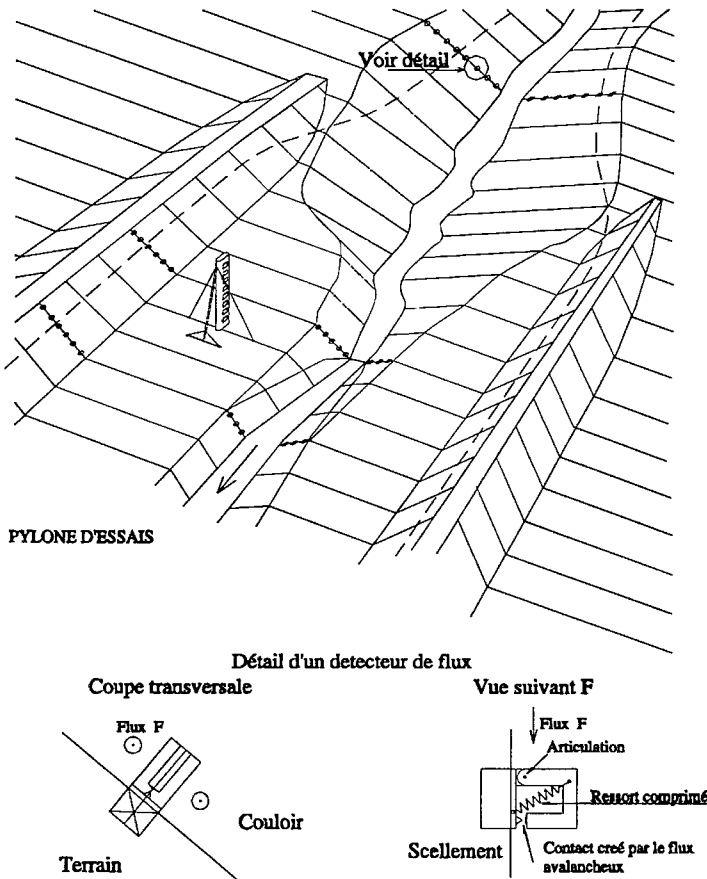


Figure 20. Détecteurs de flux.

La mesure de la topographie du site à l'aval de l'ouvrage après l'avalanche et la connaissance statistique moyenne de la masse volumique de la neige au repos permet de connaître la masse de neige en place. La durée de l'avalanche, la connaissance de la hauteur du fluide à tout moment dans son lit permet de connaître le volume en mouvement. La comparaison des volumes en mouvement puis en place avec la masse volumique en place permet d'avoir une idée de la masse volumique moyenne du flux neigeux.

Deuxième méthode

La vitesse du flux neigeux peut être connue au moyen d'un mât haubané soumis aux effets du flux neigeux. Le mât est équipé à chacun des différents niveaux (Fig. 21) :

- d'un capteur de pression disposé côté montagne et permettant de mesurer le terme $p = f(\rho \times V^2)$;
- de deux tachymètres à ailettes inversées servant à déterminer la vitesse du flux au même niveau.

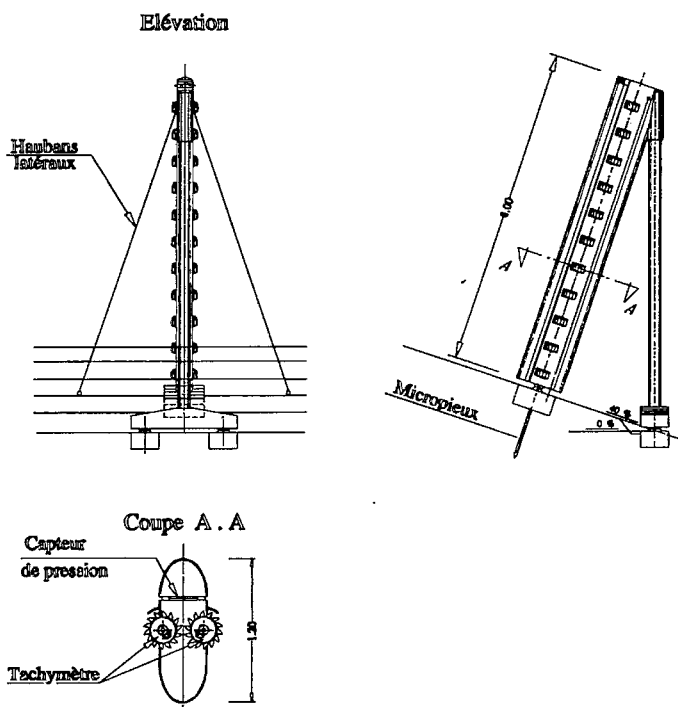


Figure 21. Pylône de mesures.

- Les effets d'une déviation du flux neigeux peuvent être approchés à l'aide des dispositifs décrits ci-dessus.
- Le frottement cinétique corrélatif peut également être évalué avec les mêmes dispositifs.
- La forme réelle du spectre de chargement peut, de même, être déterminée avec les dispositifs ci-dessus.
- La vitesse du front d'avalanche peut être calculée en mesurant le temps qui s'écoule entre l'enregistrement, sur la même base de temps, d'un signal produit sur deux témoins placés en deux points connus de la trajectoire. Le système consistant à équiper deux ou plusieurs sections de capteurs déclenchant, sous l'effet du passage du flux, permettrait de connaître de façon approchée la vitesse et la hauteur du flux approchée dans ces sections (cf. Fig. 20).

8.2. Entretien - Exploitation

La réalisation des digues implique la création d'une piste à flanc de talus permettant d'acheminer matériel et matériaux. Cette piste sera conservée pour faciliter l'entretien de l'évacuateur.

9. QUELQUES REFLEXIONS

9.1. Du projet à la réalisation

La structure qui a été finalement réalisée par l'entreprise respecte globalement les fonctionnalités énoncées ci-dessus mais sa morphologie a été modifiée en un cadre fermé en béton armé, dont la traverse supérieure est une dalle encastrée dans les piédroits inclinés tous deux sur la verticale vers l'axe de la chaussée (Fig. 22).



Figure 22. Vue générale de l'ouvrage.

9.2. Quelques éléments statistiques

Peu nombreux au regard des ouvrages routiers, les paravalanches n'en jouent pas moins un rôle important sur le réseau routier national et départemental. Leur nombre, non compris les ouvrages sur voirie communale et sur réseau SNCF, est de 89 pour 8 053 m de longueur (soit 90,5 m de longueur moyenne, 5 882 sur RD et 2 171 sur RN) et se répartit ainsi :

- *Rhône-Alpes*
 - Savoie (73) L = 2 501 m (31) [2 226 m (27/RD) + 275 m (4/RN)]
 - Haute-Savoie (74) L = 1 067 m (11) [623 m (10/RD) + 444 m (1/RN)]
 - Isère (38) L = 291 m (7) [253 m (6/RD) + 38 m (1/RN)]
 - Total L = 3 859 m (49) [3 102 m (43/RD) + 757 m (6/RN)]
- *Provence-Alpes-Côte d'Azur*
 - Alpes-de-Haute-Provence (04) L = 120 m (1/RD)
 - Hautes-Alpes (05) L = 1 353 m (4/RN)
 - Alpes-Maritimes (06) L = 482 m (6/RD)
 - Total L = 1 955 m (11) [602 m (7/RD) + 1 353 (4/RN)]
- *Midi-Pyrénées*
 - Pyrénées-Atlantiques (64) L = 647 m (11/RD)
 - Hautes-Pyrénées (65) L = 1 531 m (17/RD)
 - Ariège (09) L = 61 m (1/RN)
 - Total L = 2 239 m (29) [2 178 m (28/RD) + 61 m (1/RN)]

Le coût de renouvellement d'un tel patrimoine peut être évalué à :

$$8\,053 \text{ (m)} \times 0,120 \text{ (MF/m)} = 966 \text{ MF.}$$

Si l'on ajoute les ouvrages sur voirie communale ou sur voies SNCF, non répertoriés ici, la valeur de renouvellement du patrimoine actuel dépasse le milliard de francs.

9.3. Quelques idées pour le futur

Ces ouvrages ont été un peu délaissés dans le passé, leur nombre relativement modeste a souvent conduit à les surdimensionner plutôt qu'à entreprendre les recherches et expérimentations nécessaires à l'évaluation rationnelle des sollicitations permettant d'établir un règlement de charges et une méthodologie de conception. Les évolutions socio-économiques récentes, liées au développement des sports d'hiver et à l'occupation du bâti en hiver en montagne, font que les usagers souhaitent voir la viabilité maintenue sur certaines routes traditionnellement fermées l'hiver pour des raisons de sécurité. Les dispositifs de type Catex à déclenchement volontaire après fermeture de la voie, ou à feu rouge dé-

clenché sur la voie par l'avalanche elle-même, utilisés fréquemment pour gérer le risque d'avalanche, n'offrent pas une sécurité totale et se révèlent coûteux au fil des ans.

Le nombre d'ouvrages de ce type à construire dans le futur devrait cependant s'accroître et il serait dès lors souhaitable :

- de sensibiliser les décideurs (état et collectivités locales) sur la problématique de ce type d'ouvrages ;
- de mettre en œuvre un programme d'expérimentations (cf. § 8 ci-dessus) à compléter en collaboration avec les différents acteurs potentiels ;
- de recueillir en temps utile (même si l'investissement est prévu à moyen et long terme), les différents éléments de connaissance à propos des sites menacés par des avalanches et que l'on envisage d'équiper ;
- d'obtenir au moyen de photographies aériennes et de levés topographiques appropriés une bonne connaissance de la topographie de l'ensemble des zones concernées par la ou les avalanches : zone(s) de départ, couloir(s) et portion(s) de route à protéger ;
- de créer au niveau national voire international, un groupe de travail regroupant, les compétences et les acteurs concernés par ce sujet permettant de rassembler les réflexions, définir les actions à entreprendre en vue de mettre au point un eurocode consacré aux ouvrages de défense contre les avalanches de neige, (à regrouper le cas échéant avec les ouvrages de protection contre les blocs rocheux) et de dégager les moyens nécessaires.

Le présent guide constitue une initiative qui va dans ce sens.

BIBLIOGRAPHIE

LLIBOUTRY L. - *Traité de glaciologie*. Paris, Masson, 1964.

VOELMY A. - *Ueber die Zerstörungskraft von Lawinen*. Schweitzer Bauzeitung, 1955.

SETRA - *Recommandations pour l'assainissement routier*.

REFLEXIONS SUR LE CHOIX DES VALEURS REPRESENTATIVES ET DES VALEURS DE CALCUL DES ACTIONS DUES AUX AVALANCHES

Jean-Armand CALGARO

SETRA

46, avenue Aristide-Briand – BP 100
92225 Bagneux Cedex

Résumé. Cet article est un complément au chapitre « éléments pour la conception d'une galerie paravalanches », rédigé par Virgile Ojeda.

Les codes modernes de justification des constructions, basés sur les concepts semi-probabilistes, proposent plusieurs classifications des actions. La plus utile, lors de la formation des combinaisons, établit une distinction entre actions permanentes, variables et accidentelles.

Les actions permanentes sont celles dont les variations dans le temps sont rares ou négligeables par rapport à leur valeur moyenne, ou celles pour lesquelles l'action varie dans le même sens au cours du temps en tendant vers une limite. Les actions variables sont celles dont les variations au cours du temps sont fréquentes ou continues, mais aussi non monotones et non négligeables par rapport à leur valeur moyenne. Enfin, les actions accidentelles sont celles dont la probabilité d'occurrence est faible pour une structure donnée. Elles comprennent principalement les forces résultant de chocs, explosions, affaissements de terrain, avalanches de terre ou de neige, tornades dans les régions qui n'y sont pas normalement exposées ; elles ne sont à prendre en compte que lorsque la valeur estimée de leur intensité n'est ni négligeable, ni si importante qu'il serait déraisonnable de vouloir assurer l'intégrité de la structure sous leur effet.

Il peut paraître, à première vue, paradoxal de considérer les avalanches neigeuses comme des phénomènes accidentels vis-à-vis d'ouvrages « paravalanches », normalement destinés à assurer une protection contre les avalanches.

Cela tient probablement au fait que l'on qualifie couramment d'accidentel, dans le langage courant, un phénomène plutôt rare, imprévisible et aux conséquences potentiellement catastrophiques en l'absence de protection appropriée. En réalité, même si les ouvrages paravalanches sont généralement plus longs que la dimension d'attaque d'une avalanche particulière, la zone susceptible d'être balayée par les avalanches dans un site donné peut être assez large, ce qui entraîne un « surdimensionnement » apparent des ouvrages neufs et amène régulièrement à allonger certains ouvrages existants. Ce sont donc des considérations à caractère plutôt économique qui ont conduit à traiter les effets des avalanches comme des actions accidentelles dans les recommandations internationales et non pas comme des actions variables.

De manière générale, les actions sont introduites dans les calculs par l'intermédiaire de valeurs représentatives correspondant à différents niveaux d'intensité selon la probabilité, la fréquence ou la durée de leur dépassement dans le sens défavorable. Ces valeurs sont, en principe, évaluées sur des bases statistiques, mais elles peuvent être remplacées par des valeurs dites nominales, c'est-à-dire des valeurs fixées dans les normes ou les contrats, lorsque les données statistiques sont insuffisantes.

La principale valeur représentative d'une action variable est sa valeur caractéristique, choisie de manière à correspondre à une certaine probabilité de dépassement dans le sens défavorable au cours d'une durée de référence, qui peut dépendre de la situation de projet considérée. Par contre, les actions accidentelles, du fait de leur nature, sont généralement représentées par une valeur nominale unique. Cette valeur correspond directement au niveau de fiabilité requis ; cela signifie qu'elle représente la valeur de l'action au-delà de laquelle on renonce à assurer une probabilité élevée d'intégrité de la structure. Les actions accidentelles sont prises en compte dans le cadre de situations également dites accidentelles et sont introduites dans des combinaisons dont le format (avec les notations de la pré-norme européenne ENV 1991-1 « Bases de calcul ») est le suivant :

$$\sum_{j \geq 1} \gamma_{GA_j} G_{kj} + \gamma_{PA} P_m + A_d + \psi_{11} Q_{k1} + \sum_{i \geq 1} \psi_{2i} Q_{ki}$$

En général, les coefficients partiels affectant les actions permanentes et de la précontrainte sont pris égaux à 1 et cette dernière est représentée par sa valeur probable, ce qui conduit à l'expression plus simple :

$$\sum_{j \geq 1} G_{kj} + P_m + A_d + \psi_{11} Q_{k1} + \sum_{i \geq 1} \psi_{2i} Q_{ki}$$

A_d représente la valeur de calcul de l'action accidentelle. C'est cette valeur de calcul que nous nous proposons de définir dans ce qui suit, en nous inspirant de la méthode de détermination des valeurs caractéristiques des actions variables.

1. RAPPELS SUR LES MODELES D'ETUDE DES ACTIONS VARIABLES

Le modèle d'étude des actions variables le plus classique est le modèle dit « à classement vertical », tel que décrit dans les *Bulletins* 127 et 128 du CEB¹.

Supposons que l'on puisse (ou que l'on sache) mesurer l'intensité d'une action variable, assimilée à un processus aléatoire stationnaire, de façon continue sur une période suffisamment longue. Cette période est décomposée en une succession d'intervalles élémentaires, et on représente, sur chacun de ces intervalles, l'action par la valeur maximale qu'elle atteint. On caractérise ainsi l'action par une valeur au cours des divers intervalles de temps (qui sont, *a priori*, des intervalles d'observation et non pas des intervalles de mesure), et on étudie ensuite la distribution statistique de ces valeurs, appelée distribution statistique des maxima périodiques.

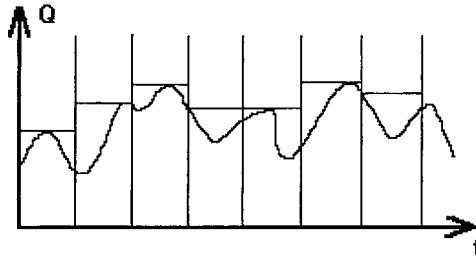


Figure 1. Observation des maxima périodiques d'une action variable continue.

Le choix des intervalles élémentaires dépend de l'action considérée puisqu'il faut les choisir de telle sorte que les maxima atteints au cours des intervalles successifs soient sans corrélation entre eux. Dans le cas des actions d'origine naturelle (neige, vent, température), l'Eurocode 1 en définit la valeur caractéristique par leur période de retour généralement fixée à 50 ans, c'est-à-dire présentant une probabilité de 2 % d'être atteinte ou dépassée en une année. En réalité, cette période de retour est très conventionnelle puisqu'elle ne porte souvent que sur un seul paramètre intervenant dans le phénomène physique considéré. Par exemple, dans le cas de l'action du vent, l'évaluation probabiliste est

¹ « Manuel de Sécurité des structures », 1978, 2^e édition. *Bulletins* rédigés par H. Mathieu.

réalisée à partir de la vitesse, mais le modèle faisant passer de la vitesse à la force ou à la pression comporte également des marges de sécurité plus ou moins cachées, et des études détaillées ont montré, par le passé, que la période de retour correspondant à la valeur caractéristique de l'action proprement dite était plutôt de l'ordre de deux cents ans. Dans le cas de la neige, le paramètre de base est sa charge au sol et l'on détermine la charge sur les toitures par l'intermédiaire de modèles qui modifient, ici encore, la période de retour.

Au plan international, il est généralement admis que les charges de neige au sol peuvent être étudiées en adoptant un intervalle de base d'une durée d'un an car il est raisonnable de penser que les données climatiques sont sans corrélation d'une année à l'autre bien qu'une certaine évolution climatique puisse être identifiée sur une période de vingt à trente ans.

La distribution des maxima annuels des actions d'origine naturelle suit approximativement une loi extrême de type I, encore appelée loi de Gumbel. Cette loi possède les caractéristiques suivantes :

– fonction de répartition : $F(x) = \exp[-e^{-\alpha(x-u)}] = e^{-e^{-\alpha(x-u)}}$ où α est un paramètre positif ;

– valeur moyenne : $\mu = u + \frac{\gamma}{\alpha}$ avec $\gamma \cong 0,57722$;

– écart-type : $\sigma = \frac{\pi}{\alpha\sqrt{6}} \cong \frac{1,2825}{\alpha}$;

– coefficient de variation : $V = \frac{\sigma}{\mu} \cong \frac{\pi}{\sqrt{6}(\alpha u + 0,57722)} \cong \frac{1,2825}{\alpha u + 0,57722}$.

Considérons alors une action variable Q dont la loi de probabilité des maxima annuels, notée $F_Q(x)$, est une loi de Gumbel de paramètres (α, u_1) .

La loi de probabilité de la variable aléatoire, représentant le maximum de Q en cinquante ans, a pour fonction de répartition $[F_Q(x)]^{50}$: c'est aussi une loi de

Gumbel, de paramètres $(\alpha, u_{50} = u_1 + \frac{Ln(50)}{\alpha})$.

Appelons V_1 et V_{50} les coefficients de variation correspondant aux lois des maxima annuels et en cinquante ans :

$$V_1 = \frac{1,2825}{\alpha u_1 + 0,57722} \quad V_{50} = \frac{1,2825}{\alpha u_{50} + 0,57722}$$

On en déduit :

$$\alpha u_{50} - \alpha u_1 = 1,2825 \left(\frac{1}{V_{50}} - \frac{1}{V_1} \right) = Ln(50) \cong 3,912$$

soit :

$$\frac{1}{V_{50}} - \frac{1}{V_1} = \frac{Ln(50)}{1,2825} \cong 3,050 \quad (1)$$

Cette formule permet d'estimer V_1 à partir de valeurs supposées connues de V_{50} , puis la valeur de :

$$\alpha u_1 = \frac{1,2825}{V_1} - 0,57722 \quad (2)$$

Supposons maintenant que l'on définisse la valeur caractéristique x_k d'une action variable Q comme celle correspondant à une probabilité annuelle acceptée de dépassement (dans le sens défavorable) égale à p . On se propose de calculer la probabilité annuelle de dépassement de la valeur γx_k ($\gamma > 1$). Les calculs se développent de la manière suivante :

$$F_Q(\gamma x_k) = \exp[-e^{-\alpha(\gamma x_k - u)}] = \exp[-e^{-\gamma\alpha(x_k - u) - (\gamma-1)\alpha u}]$$

$$Ln(F_Q(\gamma x_k)) = -e^{-\gamma\alpha(x_k - u)} \times e^{-(\gamma-1)\alpha u} = [Ln(F_Q(x_k))]^\gamma \times e^{-(\gamma-1)\alpha u}$$

Or : $F_Q(x_k) = 1 - p \Rightarrow Ln(F_Q(x_k)) = Ln(1 - p) \cong p$, si p est faible.

En posant $F_Q(\gamma x_k) = 1 - p'$, on obtient la relation : $p' \cong p^\gamma \cdot e^{-(\gamma-1)\alpha u}$

ou, en appelant T et T' respectivement les périodes de retour de x_k et de γx_k ($T = 1/p$ et $T' = 1/p'$), la précédente relation devient :

$$T' \cong T^\gamma \cdot e^{(\gamma-1)\alpha u} \quad (3)$$

2. VALEUR DE CALCUL DE L'AVALANCHE DE PROJET

Toutes les observations conduisent à considérer que la distribution des maxima annuels de la charge de neige au sol suit une loi de Gumbel avec un coefficient de variation modéré, de l'ordre de 0,20 en cinquante ans. En ce qui concerne les effets des avalanches, l'étude est plus délicate. Tout d'abord, on ne peut pas caractériser une avalanche par un seul paramètre scalaire : sa vitesse dépend, bien évidemment, de la zone de départ, la masse volumique du fluide dépend des conditions de l'écoulement, du débit, et donc de la masse en mouvement, qui dépend, elle-même, de l'épaisseur du manteau neigeux et de la cinématique

de formation en fonction des épisodes neigeux. Toutefois, cette difficulté n'est pas spécifique du phénomène étudié. En second lieu, en admettant de représenter l'action d'une avalanche à l'aide d'un processus aléatoire, ce processus n'est pas ergodique. Enfin, même sur un site donné, la distribution des maxima annuels des effets des avalanches ne suit pas forcément une loi de même type que la charge de neige au sol. Cependant, si l'on convient d'observer le phénomène sur une très longue période, il y a de fortes chances pour que la loi de distribution des maxima annuels soit proche d'une loi de Gumbel. On peut également penser que, dans un site donné, les avalanches se produisent dans des conditions correspondant à des valeurs des paramètres significatifs du phénomène moins dispersées que la charge maximale annuelle de neige au sol.

Compte tenu de ce qui vient d'être exposé, nous admettrons que le coefficient de variation de l'effet des avalanches est plutôt de l'ordre de 0,10 à 0,15 en cinquante ans. Nous le fixerons, pour notre application numérique, à 0,125. Le coefficient de variation en un an résulte de la formule (1) :

$$V_1 = \frac{1}{4,95} = 0,202$$

Si les effets des avalanches étaient considérés comme des actions variables de valeur caractéristique associée à une période de retour de cinquante ans ($p = 0,02$), la période de retour associée à 1,5 fois cette valeur caractéristique (valeur de calcul dans les combinaisons fondamentales) serait :

$$\alpha u_1 = 5,772 \Rightarrow T' = 50^{1,5} \cdot e^{0,5 \times 5,772} = 6\,336 \text{ ans}$$

Bien que la période de retour ne soit qu'un indicateur mathématique, la précédente valeur correspond à une probabilité acceptée de dépassement de 1,6 % en cent ans, ce qui semble exagéré compte tenu de la fonction même d'un ouvrage paravalanche et, comme il l'a déjà été dit, de la faible largeur d'attaque par une avalanche donnée. Certes, le choix d'un niveau de probabilité est partiellement subjectif, mais on peut noter que le calcul des effets de l'avalanche est souvent très pessimiste dans la mesure où la pression dynamique sur la couverture est calculée comme si la déviation de l'écoulement se produisait sur cette couverture alors que la déviation se produit avant², et pour s'en tenir à des valeurs arrondies, une probabilité de dépassement de 10 % en cent ans semble une valeur raisonnablement pessimiste. On peut alors utiliser la formule (3) en sens inverse pour calculer γ en se donnant $T = 50$ et $T' = 1\,000$ ans :

² L'importance du phénomène de déviation ne semble pas avoir été, à ce jour, l'objet d'une caractérisation très scientifique.

$$\text{Ln}T' \equiv \gamma \text{Ln}T + (\gamma - 1)\alpha u_1 \Rightarrow \gamma = \frac{\text{Ln}T' + \alpha u_1}{\text{Ln}T + \alpha u_1}$$

et l'application numérique donne :

$$\gamma = \frac{\text{Ln} 1000 + 5,772}{\text{Ln} 50 + 5,772} = \frac{12,680}{9,684} = 1,309$$

En conclusion, il semble raisonnable d'introduire dans les combinaisons la valeur de calcul de l'avalanche de projet en multipliant par 1,3 l'intensité de l'avalanche cinquantennale, ou, pour s'en tenir aux jeux de coefficients existants, par 1,35, ce qui donne une petite marge supplémentaire.

3. CALCUL PRATIQUE DES OUVRAGES PARAVALANCHES

Pour le calcul des ouvrages paravalanches, il convient de considérer globalement deux situations :

- une situation accidentelle, correspondant à l'écoulement de l'avalanche sur la couverture de l'ouvrage ;
- une situation durable, dans laquelle les effets de la neige sont d'origine purement pondérale.

En règle générale, il n'y a pas lieu de considérer d'actions variables Q_j ou Q_i concomitantes avec l'action de l'avalanche, et dans la mesure où les ouvrages paravalanches sont principalement des structures en béton armé, l'équation de combinaison la plus courante pour la justification des éléments structuraux de la couverture est du type :

$$\sum_{j \geq 1} G_{kj} + A_d$$

Lorsqu'un effet de percussion est à craindre, par exemple lorsque la variation de pente entre le terrain naturel et la couverture de l'ouvrage paravalanches dépasse une valeur de l'ordre de 30°, il convient d'en tenir compte dans l'évaluation de l'action accidentelle A_d .

Vis-à-vis de la combinaison accidentelle, toutes les parties de l'ouvrage doivent être justifiées à l'état-limite ultime, conformément au format semi-probabiliste de vérification des constructions.

En situation durable, les justifications sont conduites aux états-limites ultimes et de service en considérant que l'action variable principale intervenant dans les

combinaisons correspond à l'effet statique de la charge de neige caractéristique³ (cf. ENV1991, Partie 2.3).

L'action de poussée des terres intervient souvent au titre des actions permanentes. Cette poussée peut engendrer des efforts très importants si elle est introduite dans les calculs avec des valeurs trop pessimistes. Considérons une géométrie « classique » représentée sur la figure 2.

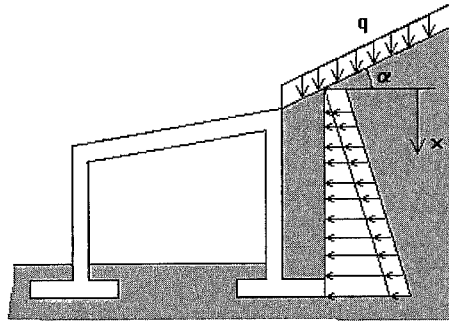


Figure 2. Représentation schématique des actions sur un ouvrage paravalanche.

En fait, l'action de poussée résulte de l'effet pondéral des terres et de l'effet induit par la charge de neige sur le talus dont on ne considère que la composante verticale dans la mesure où l'on sait mal évaluer les efforts induits par une composante tangentielle.

À titre de simplification, comme il est d'usage de le faire pour le calcul des murs de soutènement, on peut admettre :

- de calculer les effets de la poussée sur un écran fictif vertical passant par l'arrière de la semelle de fondation ;
- de considérer que la pression due aux terres est horizontale.

À la cote x , la pression d'origine pondérale a pour intensité, en adoptant la méthode de calcul de Coulomb :

$$p(x) = K\gamma x$$

γ est le poids volumique du sol ; le coefficient K se calcule par la formule :

³ Dans le cas des structures en béton, les conditions de fissuration peuvent être qualifiées de préjudiciables du fait de la présence d'eau pure chargée d'oxygène.

$$K = \frac{\cos^2 \varphi}{\left(1 + \sqrt{1 - \frac{\cos^2 \varphi}{\cos^2 \alpha}}\right)^2} \cdot \frac{1}{\cos \alpha}$$

φ étant l'angle de frottement interne du sol.

L'effet de la charge supposée de densité uniforme q se traduit par un supplément de pression uniformément répartie d'intensité Kq , K étant le coefficient précédemment explicité.

En fait, l'effet de poussée d'origine pondérale du sol doit être intégré aux charges permanentes, tandis que l'effet de la charge de neige sur le talus doit plutôt être intégré à l'action variable, voire l'action accidentelle lorsque cette charge correspond au développement de l'avalanche. Dans le cadre des combinaisons accidentelles, cette distinction n'a pas d'incidence sur les calculs dans la mesure où les valeurs nominales des charges permanentes et des effets accidentels d'une avalanche ne sont pas pondérés. Par contre, dans le cadre des situations durables, l'effet de la densité uniforme q , rangé dans la catégorie des actions variables, doit être pondéré par 1,5 dans les combinaisons ultimes, alors que la pression $p(x)$ entre dans la catégorie des actions permanentes défavorables avec une pondération égale à 1,35.

Dans la pratique, compte tenu du fait que l'évaluation physique de $p(x)$ repose sur des hypothèses très pessimistes (pressions horizontales, effets de q), il convient d'attribuer aux paramètres φ et γ des valeurs moyennes réalistes.

4. CONCLUSION

Pour chaque ouvrage particulier, le projeteur doit formuler des exigences, en termes d'hypothèses de calcul et de dispositions constructives, qui tiennent compte des données naturelles du site et de la spécificité de l'ouvrage à construire. Mais, compte tenu du faible niveau de précision de certains calculs, il est fondamental de ferrailer les ouvrages en béton armé de manière à permettre certaines redistributions d'efforts ne résultant pas directement des calculs, à savoir :

- dans une même section transversale de l'ouvrage, prolonger notablement les aciers au-delà des points de moment nul ;
- dans le sens longitudinal, prévoir des armatures suffisantes pour assurer une bonne répartition des efforts.

NOUVEAU REGLEMENT EUROPEEN SUR LES CHARGES DE NEIGE

Document support¹

R. DEL CORSO Université de Pise, Italie

M. GRAENZER Centre des Techniques de Construction, Tuebingen, Allemagne

H. GULVANESEAN BRE (Centre de recherche du bâtiment), Watford, Royaume-Uni

J. RAOUL SETRA, Paris, France

R. SANDVIK NBR, Oslo, Norvège

L. SANPAOLESI Président, Université de Pise, Italie

U. STIEFEL Gruner AG, Bâle, Suisse

1. INTRODUCTION

Le présent document rassemble les informations servant de support à la norme européenne ENV 1991-2-3, Eurocode 1, « Charges de neige ».

1.1. Préambule

Les Eurocodes structuraux sont les nouvelles normes européennes régissant le calcul des structures. Les premières études datent de plus de dix ans ; elles ne concernaient alors que le calcul des ouvrages en béton et en acier. Le champ d'application de ces études s'est ensuite considérablement étendu et un vaste programme fut établi, englobant l'ensemble du calcul des structures, des charges et coefficients de sécurité aux règlements spécifiques pour tous les matériaux et pour les calculs de structure les plus courants. Les différents sujets furent tout d'abord étudiés sous l'égide de la Commission européenne ; puis, au cours des années quatre-vingt-dix, l'élaboration des Eurocodes fut confiée au CEN (Comité européen de normalisation).

¹ Traduction effectuée à l'initiative du SETRA par Monsieur Denis Lacroix.

Le chapitre traitant des règlements sur les charges de neige fait partie de l'Eurocode 1 « Base de calcul et actions sur les structures ». En 1990, un groupe de travail spécifique fut créé, sous la conduite du Professeur Luca Sanpaolesi, avec pour but l'élaboration de l'EC1 : Charges de neige. Ce groupe de travail était composé des personnalités suivantes :

- Luca Sanpaolesi - Université de Pise, Italie ;
- Manfred Graenzer - Centre des techniques de construction, Tuebingen, Allemagne ;
- Haig Gulvanessian - BRE (Centre de recherche du bâtiment), Watford, Royaume-Uni ;
- Joël Raoul - SETRA, Paris, France ;
- Rune Sandvik - NBR, Oslo, Norvège ;
- Ulrich Stiefel - Gruner AG, Bâle, Suisse.

Les personnalités suivantes participèrent aussi à ce travail :

- John Tory (dans un premier temps) - BRE, Watford, Royaume-Uni ;
- Diana Currie (dans un second temps) - BRE, Watford, Royaume-Uni ;
- Riccardo Del Corso - Université de Pise, Italie.

Le groupe de travail fut constitué pour la première fois à Pise, les 25 et 26 avril 1991 ; il s'est réuni neuf fois au cours des deux années suivantes (jusqu'en juin 1993).

Plusieurs projets furent préparés et affinés au fur et à mesure des progrès de l'étude des charges de neige et des commentaires transmis par les dix-huit pays du CEN. Certains problèmes abordés plus loin, devant être traités par les règlements (par exemple la carte européenne d'enneigement), n'ont pas pu être résolus à ce jour ; ils feront l'objet d'une seconde étude. Finalement, le projet définitif du groupe de travail fut approuvé le 30 juin 1993 à Berlin, au cours de la réunion de la sous-commission 1 - *Action sur les structures du Comité technique du CEN-TC250, Eurocodes structureaux*. Le règlement approuvé est publié par les organismes nationaux de Normalisation dans le cadre de l'ENV 1991-2-3 Eurocode 1.

1.2. Domaine d'application du document support

Dans le cadre de ses activités, le groupe de travail a étudié et discuté de nombreux sujets concernant les différents aspects de la définition des charges de neige sur les constructions. Ces études ont conduit à l'élaboration du premier projet de norme sur les charges de neige (première phase). À l'issue de cette première phase, il est apparu judicieux de rassembler les thèmes les plus significatifs et de les publier à l'intention des parties intéressées.

Les buts du groupe de travail étaient alors de trois natures :

- illustrer les bases de la conception de l'Eurocode 1 : charges de neige, ainsi que les choix effectués ;
- fournir aux autorités nationales compétentes des informations sur les études de base ;
- donner aux concepteurs des conseils et des explications plus étendus.

Le présent document a été préparé suivant ces principes et en fonction des objectifs visés.

1.3. Contenu du document

Le document support a été divisé en quatre parties résumées ci-dessous, chacune traitant de sujets différents.

1.3.1. Règlements existants

Les critères scientifiques retenus par le groupe de travail pour définir les codes se réfèrent à l'état actuel des connaissances technologiques plutôt qu'à l'étude des standards spécifiques existants. C'était d'ailleurs la philosophie retenue par tous les groupes de travail des différents Eurocodes. Néanmoins, au cours de l'établissement du projet de règlement, il a été fait référence aux règlements nationaux et à ceux de l'ISO, souvent grâce aux contributions des correspondants techniques nationaux. C'est pourquoi il a semblé légitime de fournir des informations sur les règles en vigueur ; celles-ci sont données ci-dessous, dans différents articles :

- le premier présente brièvement les règlements nationaux des pays du CEN ;
- le second décrit certains aspects de l'ISO 4355 ;
- le troisième concerne les sinistres importants dus aux charges de neige excessives sur les structures conçues suivant les règlements existants.

1.3.2. Charges de neige sur le sol

Le premier problème rencontré lors de l'étude des charges de neige concerne les conditions climatiques et la nécessité d'une définition quantitative des charges de neige sur le sol, pour chaque site. Ce problème est complexe et dépend du climat et de l'altitude de la région considérée aussi bien que des facteurs topographiques locaux. Il est rendu encore plus complexe par des considérations d'ordre pratique, en particulier :

- la vaste superficie géographique des pays du CEN, qui s'étendent du cap Nord à la Sicile et de l'Espagne à la Finlande, présentant de ce fait des caractéristiques climatiques très hétérogènes ;
- la difficulté d'obtenir des données recueillies par les différents pays suivant des procédures et des formats normalisés ;

– les critères différents, souvent justifiés par le climat local, utilisés en analyse statistique dans les différents pays.

Ces problèmes justifient la nécessité de présenter ce vaste sujet au travers de plusieurs articles de la norme ; ils demeurent non résolus dans cette présente norme, qui fait provisoirement référence aux règles spécifiques nationales sur les charges de neige sur le sol. Malgré les difficiles problèmes rencontrés, le développement d'une carte européenne d'enneigement est nécessaire pour servir de base au règlement ; elle sera en fait l'objectif principal des travaux de la seconde phase d'étude.

1.3.3. Charges de neige sur les structures

La définition du rapport entre les charges de neige sur le sol et les charges de neige sur les structures des toitures exige des résultats d'études poussées sur les effets de l'environnement et des formes des surfaces et des structures, de l'influence de vents simultanés et de nombreux autres paramètres. Cette partie comporte les analyses des critères adoptés par le groupe de travail pour aboutir au document normatif.

1.3.4. Situations de calcul

Ce dernier article traite des situations de calcul et des combinaisons de charges à utiliser lors des vérifications aux états-limites ultimes et aux états-limites de service. La probabilité d'événements simultanés doit être estimée afin de pouvoir tenir compte des effets combinés des charges de neige et d'autres actions ; il est donc nécessaire de connaître les durées et importances respectives des couches de neige. Les problèmes que soulève la détermination de ces facteurs sont complexes.

2. RÉFÉRENCES AUX RÈGLEMENTS EN VIGUEUR

2.1. Examen des règlements existants

Les chutes de neige, fortement soumises aux conditions climatiques générales, présentent des caractéristiques très variables sur le territoire européen – les conditions de charges rencontrées dans les régions nordiques sont évidemment plus sévères que celles des régions méridionales. Par ailleurs, l'intensité des actions de la neige dépend également de l'altitude et par conséquent, l'importance des charges de neige peut être considérable dans des régions réputées tempérées. De plus, les charges de neige sont des sollicitations déterminantes lors du calcul de certains types de constructions, telles que les structures en bois ou en acier. Ainsi, les dispositions de ce règlement risquent d'affecter la

compétitivité de certains secteurs industriels et le développement de nouvelles technologies. Les nombreuses conséquences prévisibles des règlements sur les charges de neige justifient manifestement l'intérêt croissant porté à la normalisation de ce type d'action.

La tendance actuelle consiste à adopter le format de l'ISO 4355, qui définit les charges sur toitures comme directement proportionnelles aux charges sur le sol, avec un facteur de conversion tenant compte de plusieurs paramètres tels que la forme du toit et son matériau constitutif, la déperdition de chaleur par le toit et l'exposition du site. Cette formule, adoptée par la plupart des règlements individuels des pays du CEN, permet d'utiliser les nombreuses données constituées par les mesures des épaisseurs de neige au sol, effectuées dans les stations météorologiques des différents pays européens.

La valeur représentative principale de la charge de neige sur le sol, la valeur caractéristique, fait habituellement référence à un Intervalle de Récurrence Moyen, même si certains pays font appel à des relations différentes. Lorsque les caractéristiques climatiques conduisent à des variations considérables d'épaisseur de neige, même sur des surfaces limitées, la valeur caractéristique est définie pour chaque municipalité, alors que pour les zones climatiques plus homogènes, elle est définie par application d'une relation entre la charge et l'altitude du site. Du fait de la variété des méthodes utilisées dans les différents pays, des différences non négligeables apparaissent entre les critères définissant les zones territoriales (fondées, dans certains règlements, sur la définition de courbes isométriques alors que d'autres respectent des frontières administratives) et les rapports charge-altitude.

Bien que les charges de neige sur les toitures dépendent du climat particulier des régions, les coefficients de forme utilisés par les règlements examinés sont relativement uniformes, du moins pour les toitures inclinées. Ceci peut être dû au faible nombre des résultats de recherches, ces dernières n'ayant été entreprises en ce domaine que dans les régions froides.

Peu de règlements stipulent directement des charges sur toitures. En particulier, on peut observer que :

- la période moyenne de retour des charges spécifiée est d'environ cinquante ans, sauf en Allemagne (vingt ans) et en Norvège (cinq ans) ;
- les cartes d'enneigement sont élaborées à partir de zones climatiques homogènes ; seul le règlement norvégien précise des charges de neige différentes par municipalité ;
- le rapport entre la charge de neige et l'altitude est en partie représenté par une relation linéaire ;
- il existe un accord général sur les différents facteurs de combinaison, les valeurs fréquentes et les valeurs quasi permanentes ;

– seul le règlement suisse donne une méthode simple pour estimer la durée de chargement des couches de neige.

Note - Un examen comparatif des règlements britannique, français, allemand, italien et suisse montre qu'ils sont généralement en accord avec l'Eurocode 1, du moins pour ce qui concerne leurs hypothèses de base ; il existe cependant d'importantes différences de détail.

2.2. Référence à l'ISO 4355

Les spécifications de l'EC1 (CEN ENV) sur les charges de neige sont pratiquement conformes à celles de l'ISO 4355 (1981), qui est en cours de révision sous le nouveau titre ISO DIS 4355. La nouvelle version de la norme ISO fait intervenir les variations de charges de neige sur toitures en fonction de l'exposition du site au vent, du frottement du matériau constitutif de la toiture et de l'énergie de fusion provenant de la perte de chaleur. Elle donne également de nouvelles formules pour calculer les charges de neige sur les toitures à niveaux multiples et les toits courbes.

Lors de l'élaboration de l'EC1, les dernières éditions de l'ISO 4355, bien qu'étudiées, n'ont pas été prises en compte pour deux raisons : d'une part, le projet ISO n'avait pas encore été approuvé et, d'autre part, la formulation proposée pour le coefficient de forme de la toiture était d'utilisation complexe. La formule de l'ISO pour le calcul des charges de neige sur les toitures, comme celle du CEN, est élaborée à partir du produit des facteurs suivants :

- la charge caractéristique de neige sur le sol ;
- des coefficients de forme qui dépendent du type de toiture, de sa pente et dans certains cas, de ses dimensions ;
- le coefficient d'exposition ;
- le coefficient thermique.

Les normes ISO DIS définissent les deux derniers facteurs comme une fourchette de valeurs, alors que pour la norme CEN, les coefficients d'exposition et thermique ont une valeur fixe égale à l'unité. La charge de neige sur les toitures est généralement le résultat d'une somme de trois termes : la charge répartie, la charge due à des accumulations et la charge due aux glissements.

Pour les toitures à un et deux versants, le coefficient de forme de la charge répartie, donné par la figure 1, correspond au coefficient de matériau C_m ; il est supposé égal à 1 pour les matériaux de toiture « normaux ». Comme l'illustre la figure 1, d'autres valeurs de C_m (1,2 et 1,333) réduisent la part de la charge répartie du fait d'un moindre frottement du matériau de toiture. La valeur $C_m = 1,333$ correspond à une toiture en verre dont la perte de chaleur est suffi-

samment élevée pour assurer une fonte en surface, réduisant ainsi le frottement et entraînant éventuellement un glissement, en fonction de l'angle de la pente.

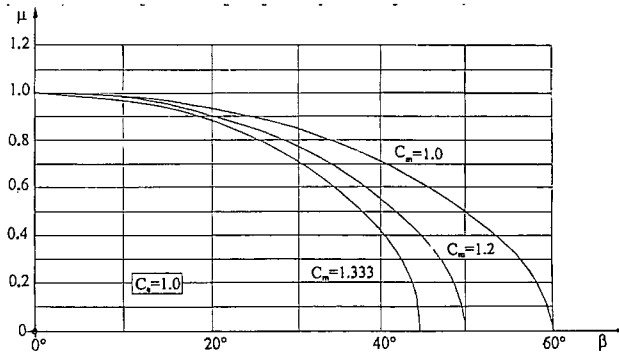


Figure 1. Coefficient de forme pour le côté au vent d'une toiture à deux versants, selon l'ISO DIS.

De même, pour le côté sous le vent d'une toiture à deux versants, l'ajout de la charge due aux accumulations à la charge répartie conduit aux valeurs des coefficients de forme de la figure 2. Cette figure montre que la charge totale du côté sous le vent augmente parfois dans les sites plus exposés (C_e décroissant).

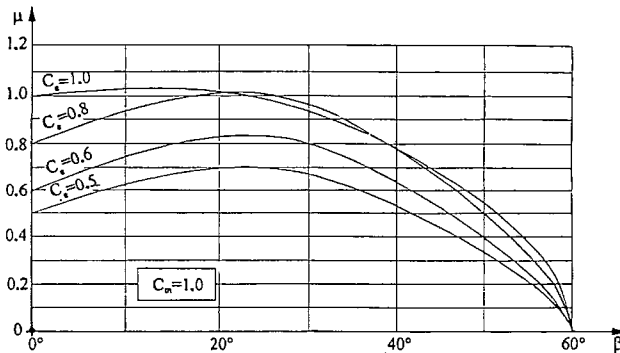


Figure 2. Coefficient de forme pour le côté sous le vent d'une toiture à deux versants, suivant l'ISO DIS.

Pour les toitures à niveaux multiples, l'ISO DIS fournit des valeurs de charges de neige complémentaires dues aux accumulations et aux glissements depuis des niveaux plus élevés. La charge due aux accumulations dépend principalement de la longueur de la partie haute de la toiture, l_1 , et de la charge de neige sur le sol s_0 comme l'indique la figure 3.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

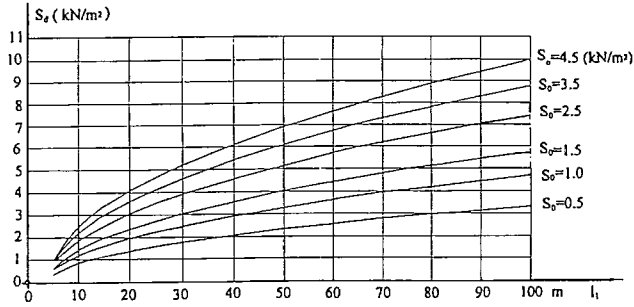


Figure 3. Spécifications de l'ISO DIS pour des charges de neige complémentaires dues aux accumulations assemblées en partie basse d'une toiture à niveaux multiples à proximité d'un mur séparatif, l'exposition au vent étant supposée « normale ».

Le coefficient d'exposition donné par l'ISO DIS tient compte des variations de charges de neige sur les toitures dues aux conditions régionales de vent et de température ainsi qu'aux conditions locales d'abri du site qui, considérées conjointement, affectent l'accumulation de neige durant les précipitations. La réduction d'accumulation due à l'action du vent est plus faible dans les régions tempérées que dans les régions plus froides où les forces d'adhérence de la neige sont plutôt moins élevées.

Tableau I. Coefficient d'exposition pour différents types de climats hivernaux, suivant l'ISO DIS.

		Catégories de vent d'hiver		
		I	II	III
Catégories de températures d'hiver	A	1,0	1,0	0,8
	B	1,0	0,8	0,6
	C	0,8	0,8	0,5

Le coefficient d'exposition est donné par le tableau I à partir de deux paramètres, vent d'hiver et température d'hiver. Pour les régions extrêmement froides et ventées, catégorie III C du tableau I, le coefficient d'exposition peut être ramené à la valeur 0,5. Cette réduction de charge de neige est évidemment considérable pour les grandes toitures planes. Les valeurs sont calibrées de manière que 0,8 représente le cas courant.

La figure 4 représente la variation du coefficient thermique C_t en fonction de la charge caractéristique de neige sur le sol s_{0p} , dans le cas d'une toiture plane en verre et avec des valeurs variables de la conductivité thermique U_0 . Pour une

toiture en verre inclinée, la réduction est plus importante du fait de la glissance du toit, définie par le coefficient du matériau constitutif de la toiture, C_m .

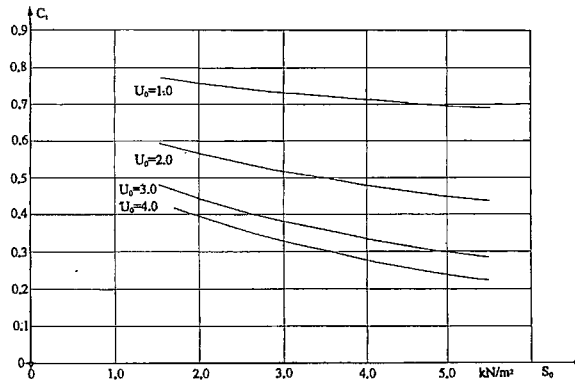


Figure 4. Spécification de l'ISO DIS concernant le coefficient thermique pour une toiture plane en verre avec une température intérieure minimum de 18 °C (U_0 est exprimé en $W/m^2 K$).

2.3. Effondrement causé par la charge de neige

Les archives contiennent de nombreux exemples d'hivers au cours desquels des enneigements exceptionnels ont causé des effondrements, tels que ceux survenus dans les Alpes en 1757, 1764, 1769 et 1934-1935. Ce nonobstant, les effets de tels phénomènes se sont récemment accrus par le fait de nouvelles dispositions constructives, comme le recours à de très légères toitures pour des bâtiments industriels et l'utilisation généralisée de serres comme structures agricoles.

2.3.1. Types de toitures concernées

Une étude récente entreprise en France entre Lyon et Grenoble [63] à la suite des très grosses chutes de neige de décembre 1990 a montré que les types de toitures effondrées étaient :

- dans 85 % des cas, des structures métalliques ;
- dans 15 % des cas, des structures en bois.

Plus précisément, il est apparu que les structures particulièrement vulnérables étaient les toitures industrielles légères pour lesquelles, à l'état-limite ultime, le coefficient partiel de sécurité appliqué pour les actions permanentes (1,35 dans l'Eurocode 3) n'autorise pas une très importante marge de sécurité pour compenser les charges de neige excessives.

2.3.2. Causes des sinistres

Les analyses effectuées en France et en Allemagne ont révélé les causes suivantes :

- *Marge de sécurité réduite pour les structures légères* (voir § 2.3.1 ci-dessus).
- *Conception et exécution incorrectes* : une analyse détaillée [65] a permis de montrer que seulement cinquante pour cent environ des effondrements sont dus à une surcharge (charge de neige mesurée plus importante que celle des hypothèses de calcul). Dans 25 % des cas, l'effondrement est dû à des erreurs de projet (par exemple, contreventement insuffisant des éléments comprimés) et survient avant que la charge atteigne sa valeur maximale. Le tableau II, élaboré à partir de [65], montre le nombre d'effondrements en fonction de la charge de neige de calcul (en abscisse) et de la charge mesurée (en ordonnée).

Tableau II.

CHARGE MESURÉE (daN/m)	CHARGE DE CALCUL (daN/m)										
	71 à 75	76 à 80	81 à 85	86 à 90	91 à 95	96 à 100	101 à 105	106 à 110	111 à 115	116 à 120	> 120
< 50											1
51-55		6						1			
56-60					1						
61-65		4	1		1						1
66-70		2			1						
71-75		1									
76-80		5	2		7	3					1
81-85			1		2						
86-90								1			
91-95		4	1		1			2			4
96-100		1			1	1					1
101-105											
106-110					1						2
111-115		8	2		9	2				1	
116-120											
> 120											
	<i>Zones dans lesquelles la charge de neige réelle est supérieure à la charge de calcul (l'effondrement est alors normal)</i>										
	<i>Zones dans lesquelles la charge de neige réelle est inférieure à la charge de calcul (l'effondrement est alors anormal)</i>										

- *Charges de neige de calcul incorrectes* :
 - accumulation : certains bâtiments anciens n'ont pas été conçus pour d'éventuelles accumulations localisées de neige dues au vent et/ou au glissement de la neige depuis des niveaux plus élevés vers des niveaux inférieurs. Par exemple, en 1986, l'effondrement de toitures de dépôts à Hambourg a été provoqué par des vents d'Est violents qui ont formé des congères de 3 m de hauteur. Dans un autre cas [93], l'analyse de l'effondrement, en 1978, d'une toiture à Waterville (Maine) a révélé que si les normes sur les charges des congères avaient été respectées lors du calcul, le sinistre n'aurait probablement pas eu lieu ;
 - le passage d'eau de pluie au travers d'une couche de neige déjà en place prend un certain temps et peut entraîner une importante augmentation du poids de la neige (par exemple 60 daN/m²) (voir [17]). Une telle augmentation n'est généralement pas considérée dans l'analyse statistique des épaisseurs de couches de neige, mais conduit, dans certains cas exceptionnels, à des effondrements ;
 - chutes de neige à caractère exceptionnel (voir § 3.2.2.).
- *Entretien inadéquat des bâtiments* : en Allemagne du Sud, des hangars à foin et des abris agricoles se sont souvent effondrés sous des charges de neige importantes. De tels dommages sont généralement dus à un entretien insuffisant des structures en bois (bois vermoulu).

2.3.3. Coût des sinistres

En France, une analyse des effondrements survenus au cours des trente dernières années [65] a montré que les informations nécessaires étaient difficiles à obtenir en raison de la grande diversité des sources (entreprises, compagnies d'assurance, différents ministères, etc.).

Le tableau III donne les principaux résultats de cette étude [65]. Bien que ce tableau soit loin d'être complet, il est présenté afin d'illustrer l'importance des coûts directs des effondrements durant la période 1970-1986. La lecture de ces données permet d'apprécier l'influence considérable couplage chutes de neige et averses sur le taux d'effondrement.

Tableau III.

Dates	Départements	Structures	Coût (FF)	Chutes de neige
26-29/12/70	Drôme	Agricoles	15 M	60 cm à Montélimar
11-12/01/81	Aude	Agricoles Commerciales		55 cm de neige + 50 mm de pluie
11-12/01/81	Pyrénées- Orientales	Serres 230 ha effondrés 240 ha endommagés	215 M	11 cm de neige + 71 mm de pluie
1984	Haute-Savoie		14,5 M	
1986			53,8 M	
30-31/01/86	Pyrénées- Orientales	Serres 91 ha effondrés 110 ha endommagés	115 M	1 cm de neige + 110 mm de pluie
28/01 06/02/86	Ardèche	2 000 ha endommagés	30 M	À l'altitude 880 m, 100 cm de neige (d = 2,2)

3. CHARGES DE NEIGE SUR LE SOL

3.1. Données climatiques

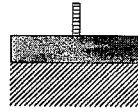
Les premiers règlements sur les charges de neige ne donnaient que des valeurs de charge approximatives, laissant à l'ingénieur ou aux autorités locales le soin d'établir des valeurs plus précises. C'est ainsi que le règlement allemand DIN 1055, section 5, 1936, n'imposait que 0,75 kN/m² pour la charge de calcul minimum ; d'autres pays adoptèrent des critères strictement semblables pour l'établissement de leur règlement. Des comités nationaux furent constitués afin d'élaborer des standards à partir de mesures effectives de charges de neige, non seulement pour prévenir les effondrements, mais aussi par souci de ne pas surdimensionner les structures des couvertures.

Le moyen le plus sûr de déterminer les charges caractéristiques de neige consiste à enregistrer, pendant une longue durée, des mesures d'épaisseur de neige effectuées en un grand nombre de sites. Mais même en suivant cette méthode, il est difficile de constituer une base de données fiable pour l'ensemble d'une région ou d'un pays. De nombreuses simplifications ou hypothèses doivent être introduites, et les résultats ne peuvent que souffrir d'un certain degré d'incertitude. Outre les incertitudes météorologiques inhérentes aux prévisions, quelles qu'elles soient, les analyses comportent des incertitudes statistiques et

des imperfections continuent d'entacher les modèles mathématiques adoptés (cf. Fig. 5).

Incertitude statistique :

- techniques de mesures
- localisation du site



Incertitude du modèle :

- conversion de l'épaisseur de la couche de neige en charge de neige
- choix de la fonction de répartition des probabilités, du modèle probabiliste
- détermination de l'intervalle moyen de récurrence IMR
- régionalisation de la charge de neige

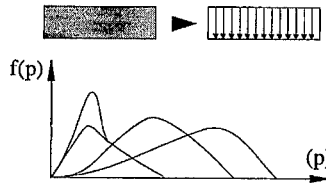


Figure 5. Incertitudes sur les charges de neige sur le sol.

L'incertitude statistique concerne principalement les différentes méthodes de mesure et le degré de représentativité des emplacements choisis. Il est apparu, après différents entretiens avec les représentants des pays européens, que de telles incertitudes étaient traitées de manières différentes suivant les pays.

Faute d'une méthode commune, les mesures obtenues ne peuvent être cohérentes. Cependant, il semble que les incertitudes sur les données ont une influence sur la charge de calcul moindre que les incertitudes sur les modèles mathématiques adoptés.

3.1.1. Disponibilité des données

Les services de météorologie nationaux ont généralement à leur disposition des relevés précis des précipitations, enregistrés sur une longue période, mais sans distinction entre neige et pluie. Les mesures des précipitations ont été normalisées dans le monde entier par la WMO (Organisation mondiale de météorologie) [132]. Cependant, les données sur les charges de neige ne font pas partie des données de base recueillies automatiquement par les stations météorologiques. C'est pourquoi il est souvent difficile et coûteux d'obtenir des données fiables.

Les charges normalisées doivent provenir de relevés effectués sur une longue période, même si ces relevés ont été effectués pour d'autres raisons et ne correspondent pas tout à fait aux besoins du calcul. Les relevés des couches de neige sont pratiqués en fonction des besoins locaux. Dans certains pays, les mesures de neige sont réalisées dans les régions montagneuses et servent de base aux prévisions hydrologiques ou sont motivées par des intérêts touristiques

(stations de sport d'hiver). Dans d'autres pays, le contrôle du trafic aérien et routier ou les chantiers de construction sont les facteurs qui motivent les observations dans les régions plus basses et plus habitées.

Les difficultés de recueil des observations sur la neige dans les régions éloignées ont poussé certaines autorités nationales à établir des stations automatiques qui mesurent l'épaisseur de neige de manière continue et transmettent les résultats à une station centrale.

3.1.2. Mesure de l'épaisseur accumulée ou équivalent d'eau

Plusieurs pays européens pratiquent des mesures régulières de la couche de neige sur le sol, du moins sur des sites sélectionnés. Le plus souvent, il ne s'agit de mesurer que l'épaisseur de neige (accumulée) car cette procédure est très simple. Comme la pesée de la couche de neige est laborieuse, les valeurs d'équivalent d'eau (qui correspondent au poids de la neige) sont assez rares, en termes de fréquence absolue et de densité géographique des sites mesurés. Dans la plupart des pays européens, ces relevés ne sont pas suffisants pour servir de base à une analyse statistique. Les météorologistes et ingénieurs doivent donc se contenter des relevés d'épaisseur de neige, moins fiables que les valeurs d'équivalent d'eau.

Il convient d'effectuer les mesures d'épaisseur verticale dans des endroits abrités présentant un minimum d'accumulation de neige ou de dépression dues au vent. Le site d'enregistrement doit normalement être exposé au soleil. Des mesures quotidiennes sont nécessaires afin de déceler d'éventuelles valeurs maximales de courte durée. Des relevés fréquents permettent également de détecter les erreurs manifestes de mesure. De telles erreurs peuvent parfois être corrigées par des comparaisons entre sites voisins. L'analyse statistique ne doit s'appuyer que sur des données vérifiées.

Dans les pays membres du CEN, la densité géographique des sites transmettant des relevés de neige fiables et réguliers change considérablement ; elle dépend de l'uniformité climatique de chaque pays. La distance moyenne entre points d'observation varie d'environ 12 km à 80 km. Dans certaines régions, les charges de neige évoluent sensiblement dans des endroits très limités. En conséquence, même un réseau de station très dense ne peut révéler tous les effets locaux.

3.1.3. Conversion des mesures de l'épaisseur de neige en charges de neige

De toute évidence, il existe une certaine relation entre l'épaisseur et le poids d'une couche de neige. Le moyen le plus simple pour déterminer des valeurs de charge serait d'appliquer un poids volumique général moyen à l'épaisseur ob-

servée. Néanmoins, comme cette procédure néglige tous les effets de variation de poids volumique, ses résultats sont généralement inefficaces.

Le poids volumique de la neige subit principalement l'influence des facteurs suivants :

- épaisseur de la couche de neige ;
- température ;
- action du vent ;
- isolation thermique ;
- humidité de l'air ;
- averse de pluie sur la neige (qui peut conduire à un poids volumique considérablement plus élevé) ;
- durée de l'exposition.

À ce jour, il n'existe aucun modèle physique permettant de calculer les charges de neige consécutives aux processus d'accumulation et de transformation des couches de neige au cours de l'hiver, sur la base des conditions météorologiques mentionnées ci-dessus. C'est la raison pour laquelle les états membres qui ne possèdent pas de mesures d'épaisseurs de neige ont eu recours à des formules empiriques pour convertir les épaisseurs en charges. Par exemple, en Suisse, Martinec [61] a étudié la variation d'épaisseur de neige en fonction du temps. Il a ainsi découvert que l'épaisseur initiale d_0 d'une couche de neige s'affaisse au bout de n jours pour atteindre d_n ; la réduction d'épaisseur suit une loi approximative :

$$d_n = d_0 / n^3 \quad (1)$$

Un poids volumique estimé à 1 kN/m^3 permet de calculer le poids volumique moyen d'une couche formée par plusieurs chutes de neige, si l'évolution dans le temps de l'épaisseur de l'ensemble des couches est connue.

Une formule relativement simple recommandée par le Comité commun sur la sécurité des structures (JCSS) [49] reflète l'idée que le poids volumique moyen d'une couche de neige augmente avec son épaisseur jusqu'à une certaine limite :

$$\rho = 3 - 2 \cdot \exp(-1,5 d) \quad (2)$$

avec : ρ le poids volumique moyen (kN/m^3) ;
 d l'épaisseur de la couche de neige (m).

Si la couche de neige ne résulte que d'une chute de neige continue, le poids volumique à l'intérieur de la couche augmente de la surface vers le fond, du fait du poids de la couche supportée. La relation (2) appliquée de la surface vers le fond montre que le poids volumique ponctuel atteint une valeur maximale au

sein de la couche de neige et non en partie basse. Dans une publication, Graenzer [30] a développé une formule qui permet d'éviter cet inconvénient :

$$\rho = (\rho_e \mu / d) \text{Ln} [1 + \rho_0 / \rho_e (\exp d / \mu - 1)] \quad (3)$$

avec : ρ le poids volumique moyen (kN/m^3) ;

ρ_e le poids volumique extrême (kN/m^3) ;

ρ_0 le poids volumique minimal (kN/m^3) ;

d l'épaisseur de la couche de neige (m) ;

μ le facteur d'échelle pour l'épaisseur (m).

L'expression (3) peut être ajustée pour quelques points connus de la relation entre poids volumique moyen et épaisseur de neige, en choisissant des valeurs appropriées pour les paramètres ρ_e , ρ_0 et μ . Des relevés simultanés d'épaisseur de neige et d'équivalent d'eau montrent que les valeurs maximales du poids sont souvent atteintes à une date plus tardive que celle à laquelle l'épaisseur maximale est mesurée. Dans une étude allemande (Caspar/Krebs [10]) entreprise il y a environ dix ans pour améliorer le règlement allemand sur les charges de neige, une relation moyenne entre la charge maximale annuelle de neige et l'épaisseur maximale annuelle de neige a été établie. La fonction résultante, désignée par « DWD », apparaît sur la figure 6. Elle est fondée sur les relevés réalisés en un grand nombre de sites, à des altitudes différentes, dans toute l'Allemagne de l'Ouest. Comme les maxima des charges de neige et des épaisseurs ne coïncident pas toujours, la relation n'indique pas le véritable poids volumique, mais un « facteur de charge de neige » statistique. Elle n'est utilisée que pour exploiter le grand nombre de mesures d'épaisseurs de neige, pour la détermination statistique des charges.

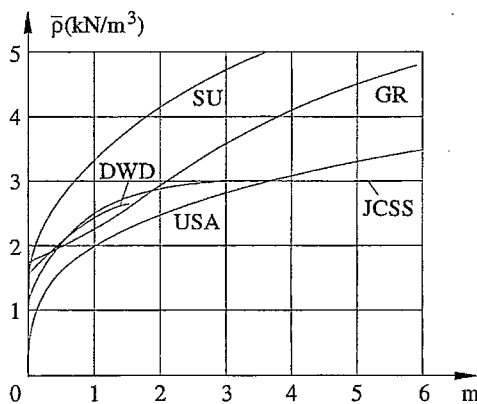


Figure 6. Poids volumique moyen d'une couche de neige en fonction de l'épaisseur de la neige. (« Facteur de charge »).

Le règlement américain [7], à partir d'une idée semblable, présente une fonction simple faisant appel à la période de retour pour la charge de neige et l'épaisseur (cf. Fig. 6, courbe « USA ») :

$$s_{50} = 1,91 \cdot d_{50}^{1,33} \quad (4)$$

avec s_{50} la charge de neige (kN/m^2) sur le sol avec une période de retour de cinquante ans et d_{50} l'épaisseur de neige (m) sur le sol avec une période de retour de cinquante ans.

L'équation (4) correspond au poids volumique moyen (kN/m^3) suivant :

$$\rho = 1,95 \cdot d_{50}^{0,33} \quad (4a)$$

Ces relations très empiriques peuvent être corrigées par la prise en considération de l'influence de la température et du vent. L'équation suivante fut utilisée par Otstavnov/Gokhberg [86] pour le territoire de l'ancienne Union soviétique :

$$\rho = (90 + 130\sqrt{d})(1,5 + 0,17\sqrt[3]{T})(1 + 0,1\sqrt{v}) \quad (5)$$

avec : ρ le poids volumique moyen de la couche de neige (daN/m^3) ;

d l'épaisseur de la couche de neige (m) ;

T la température moyenne (certifiée) en $^{\circ}\text{C}$, au cours de la période d'accumulation de la neige ;

v la vitesse moyenne du vent (m/s) au cours de la même période.

La figure 6 représente les courbes des différentes propositions dans des conditions normales. Dans certaines régions où existent des accumulations dues à plusieurs chutes de neige, le poids volumique moyen augmente régulièrement au cours de l'hiver. Dans ces cas, le poids volumique ne peut être estimé qu'en fonction du temps écoulé (cf. la proposition de Martinec ci-dessus) ou de la date.

3.2. Analyse statistique des charges de neige

3.2.1. Généralités

La procédure d'analyse statistique est semblable au traitement d'autres actions variables ou climatiques servant à préciser une valeur de charge à des fins de calcul.

♦ *Traitement des données*

Pour expliquer au mieux l'analyse statistique, il convient tout d'abord d'examiner les relevés pratiqués sur un seul site. La compilation des valeurs de charge de neige observées quotidiennement permet d'obtenir l'enregistrement d'un hiver complet. Les doutes et incertitudes doivent être identifiés et exclus

des données, de manière que l'analyse statistique soit fondée sur un enregistrement fiable.

◆ *Maximum annuel*

Parmi les enregistrements quotidiens des valeurs des charges, celles qui présentent un intérêt particulier sont les maxima annuels absolus. Ces valeurs extrêmes – une par hiver – suivent une distribution statistique que l'on peut rapprocher de l'une des fonctions usuelles de distribution de valeurs extrêmes.

Si les charges de neige sont obtenues par conversion des valeurs des épaisseurs, il convient de pratiquer cette conversion au début de l'analyse statistique. L'application de la conversion aux résultats d'une analyse statistique fondée sur des valeurs d'épaisseur conduirait à des charges de calcul moins fiables (sauf si la conversion est effectuée avec un facteur constant).

◆ *Période d'enregistrement des valeurs maximales*

Les périodes sur lesquelles ont été effectués les relevés d'épaisseurs de neige varient de quelques hivers à près de cent ans. Une étude réalisée à partir des relevés d'épaisseur de neige d'une station d'observation allemande, effectués depuis quatre-vingt-quatorze ans, a révélé que la valeur de calcul issue d'échantillons prélevés sur une période flottante de trente hivers consécutifs n'était pas toujours stable, mais encore influencée par des années exceptionnelles.

En conséquence, pour répondre aux exigences du règlement du CEN, pour lequel les charges de neige sont données avec un intervalle de récurrence moyen de cinquante années, il convient de disposer d'une durée d'enregistrement de quarante à cinquante ans, vingt années étant considérées comme un strict minimum. Pour des intervalles de récurrence plus courts, une période de mesures de neige réduite peut suffire.

En dépit de « l'effet de serre » et du réchauffement général dû à la pollution atmosphérique, aucune tendance vers des charges de neige plus faibles n'a été décelée à ce jour. Il se peut qu'une diminution de la charge de neige moyenne soit compensée par des niveaux extrêmes plus importants.

◆ *Fonction de distribution des valeurs extrêmes*

Les fonctions de distribution, telles que les distributions normales et log-normales, la distribution Gamma, les types de distribution de Fréchet (= Fischer-Tippett type II) ou Gumbel (= Fischer-Tippett type I) ont été vérifiées à l'aide des relevés de neige allemands par Luy/Rackwitz [60] afin de déterminer celle qui convient le mieux aux données d'échantillons. Cette approche présentait cependant un inconvénient majeur, mis en lumière par une publication d'Ellingwood [20]. Il a en effet été établi que le choix de la fonction de

probabilité devait être fait en fonction des conditions climatiques de la région. Pour les régions où la couche de neige maximale est généralement une accumulation due à plusieurs chutes de neige, la distribution de Gumbel est préférable, alors que la distribution log-normale convient mieux aux régions où l'épaisseur de neige maximale résulte d'une seule chute de neige importante.

La distribution de Gumbel [33] est dérivée d'une fonction asymptotique de valeurs extrêmes et ne comporte que quelques conditions à remplir par les données de base, qui sont, dans ce cas, les relevés quotidiens. Puisque les maxima annuels sont des valeurs extrêmes, ce type de distribution semble bien convenir au problème des charges de neige. Cette fonction présente l'avantage pratique de ne pas nécessiter de tables. La distribution logarithmique normale conduit en général à des valeurs de calcul plus importantes que celles de la distribution de Gumbel.

La distribution de Gumbel étant la plus couramment utilisée en statistiques de neige, les formules de base de celle-ci sont communiquées. Sa fonction de distribution cumulée est la suivante :

$$F(x) = \exp[-\exp(-\alpha(x-u))] \quad (6)$$

avec : $F(x)$ fonction de distribution cumulée ;

x la charge de neige sur le sol (kN/m^2) ;

u le paramètre de position (kN/m^2) ;

α le paramètre de dispersion (kN/m^2 , $\alpha > 0$).

La moyenne et l'écart type sont associés aux paramètres de la manière suivante :

$$\text{moyenne } \mu = u + 0,57722/\alpha ; \quad (6a)$$

$$\text{écart type } \sigma = 1,2825/\alpha. \quad (6b)$$

L'ensemble des relevés des valeurs extrêmes ne représente qu'un échantillon quelconque parmi la population sous-jacente. La loi de distribution « réelle » des valeurs extrêmes ne peut être déterminée à partir de données qu'avec un degré d'incertitude. Ces incertitudes deviennent heureusement négligeables lorsque la durée d'observation est suffisamment longue.

La manière la plus simple de déterminer les deux paramètres de la distribution de Gumbel consiste à projeter les valeurs triées des échantillons sur un graphe de probabilité de Gumbel à l'échelle et de tracer la droite qui semble convenir le mieux. À titre d'exemple, la figure 7 représente la distribution des charges de neige maximales annuelles calculées à partir d'épaisseurs de neige relevées sur une période de quatre-vingt-quatorze ans, sur un site d'Allemagne. Cette figure montre la distribution des fréquences cumulées représentée sur un graphe de

probabilité de Gumbel. La charge caractéristique de neige sur le sol, s_x , serait ainsi de $2,17 \text{ kN/m}^2$.

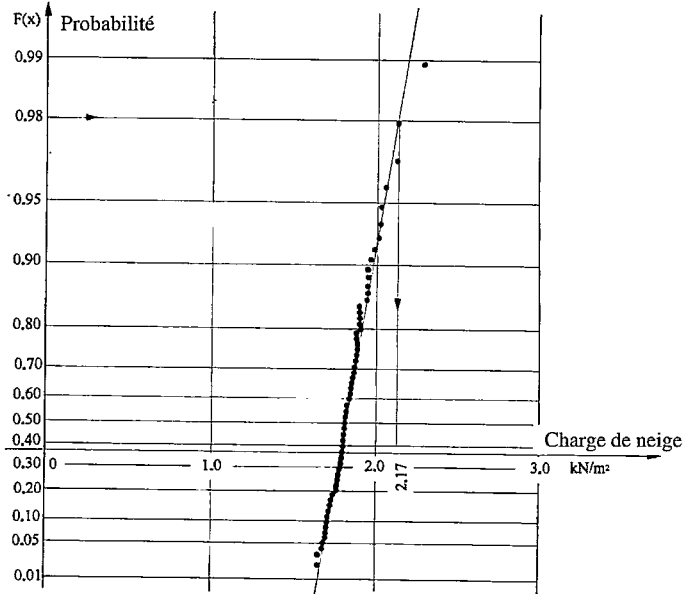


Figure 7. Charges de neige maximales annuelles sur le sol à Ravensburg (Allemagne du Sud).

À l'aide des « positions projetées » données par Gumbel ([33], p. 34), il est possible de calculer les valeurs les plus proches de u et de α . Ici, la méthode des moindres carrés semble préférable à celle de la probabilité maximale (cf. Gumbel [33] p. 231) car elle s'accorde mieux à la queue supérieure de l'échantillonnage, qui, dans le cas présent, est la partie la plus intéressante. Si les paramètres de distribution sont déterminés, le coefficient de variation peut être calculé :

$$V = \sigma/\mu \tag{6c}$$

avec : V le coefficient de variation ;

σ l'écart type ;

μ la moyenne.

Comparées aux charges de vent ou aux charges imposées, les charges de neige peuvent présenter un coefficient de variation considérablement plus élevé. En général, on rencontre les coefficients les plus faibles dans les régions montagneuses telles que les Alpes ($V \cong 0,3$) où la neige tombe et s'accumule régulièrement au cours de l'hiver. À l'inverse, le coefficient de variation peut dépasser nettement 1,0 dans les régions côtières. Il augmente si les composants d'un

échantillon mixte ne peuvent pas être déterminés, l'échantillonnage devant alors être traité selon une distribution unique (cf. § 3.2.2).

Un coefficient de variation plus élevé entraîne une charge de calcul plus importante.

3.2.2. Problèmes spécifiques

♦ Hivers sans neige, échantillons mixtes

Nous avons supposé jusqu'à présent que tous les échantillons provenaient de la même distribution de neige. Cette hypothèse est vérifiée dans les régions où la neige s'accumule généralement au cours de l'hiver. Il existe cependant de nombreuses régions où les chutes de neige ne se produisent pas tous les ans, en particulier dans les régions côtières et dans le Sud de l'Europe. L'échantillonnage résultant de telles conditions devient alors une combinaison d'une distribution de valeurs extrêmes réelles et d'un certain pourcentage de valeurs nulles. Si le nombre de valeurs non nulles est suffisamment important, il convient de limiter l'analyse à ces valeurs. Le pourcentage de valeurs nulles peut être pris en compte pour ajuster la période de retour en conséquence (cf. § 3.3.1). Le paragraphe suivant, sur les chutes de neige exceptionnelles, présente un bon exemple d'échantillonnage mixte (voir Fig. 8 - Fonction de distribution pour Perpignan, France).

Dans d'autres régions, les chutes de neige importantes peuvent être dues à des conditions météorologiques totalement différentes, par exemple des systèmes de basses pressions normales se rapprochant par l'Ouest et, très rarement, des forts vents d'Est entraînant de grandes quantités de neige (blizzards). Si l'on dispose d'informations climatologiques suffisantes, ces chutes de neige peuvent être traitées à part. Dans le cas contraire, on doit supposer que l'échantillonnage correspondant provient d'une distribution unique.

♦ Chutes de neige exceptionnelles

Dans certaines régions, les valeurs annuelles maximales contiennent une ou deux valeurs très élevées qui, de toute évidence, ne correspondent pas à la distribution calculée sans tenir compte de ces chutes de neige exceptionnelles. En France, ce phénomène et sa conséquence sur la charge caractéristique ont fait l'objet de plusieurs études.

Les chutes de neige exceptionnelles ont été principalement observées dans le Sud de la France. Les relevés d'enneigement effectués à Perpignan et analysés par Janicot [48] constituent un bon exemple. La figure 8 représente le graphique des épaisseurs de neige maximales annuelles pour la période 1949-1988. On peut distinguer clairement trois populations différentes :

– les hivers sans neige (22) ;

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- les hivers dont les niveaux de neige suivent une distribution de Gumbel ;
- une chute de neige exceptionnelle de 85 cm.

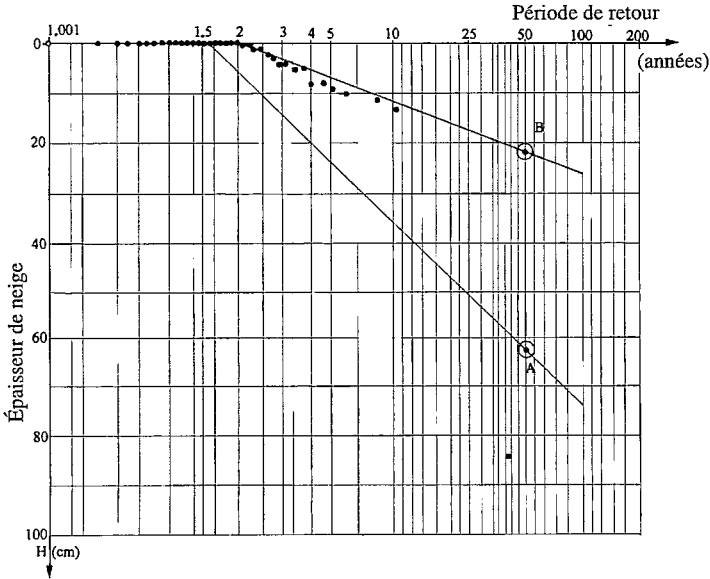


Figure 8. Neige à Perpignan.

Quatre types principaux d'analyses statistiques distinctes peuvent être réalisés :

a) Analyse effectuée sans tenir compte de la chute de neige exceptionnelle (Fig. 9) :

- loi de Gumbel pour toutes les valeurs (courbe A) ;
- loi binomiale (la courbe B ne convient que pour les « hivers neigeux »).

b) Analyse effectuée en tenant compte de la chute de neige exceptionnelle (Fig. 10) :

- loi de Gumbel pour toutes les valeurs (courbe A) ;
- loi binomiale (la courbe B ne convient que pour les « hivers neigeux »).

Il est évident que la chute exceptionnelle perturbe considérablement l'allure de la courbe B de la figure 10. C'est pourquoi, dans de tels cas, la solution adoptée en France consiste à traiter séparément ces chutes exceptionnelles.

La courbe B de la figure 8 (loi binomiale) a été retenue pour servir d'analyse statistique lors de la détermination de la valeur caractéristique. La courbe B est bien plus représentative de la distribution des valeurs que la courbe A, qui correspond à la courbe de Gumbel donnée par l'analyse statistique de tous les points.

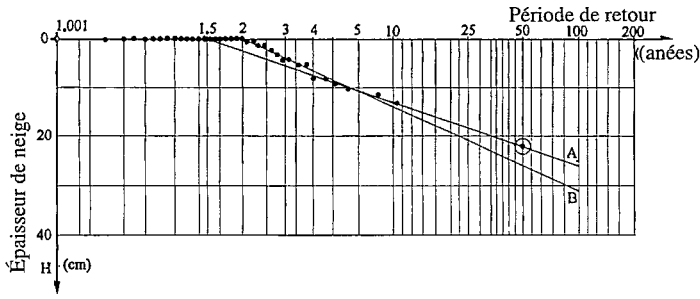


Figure 9.

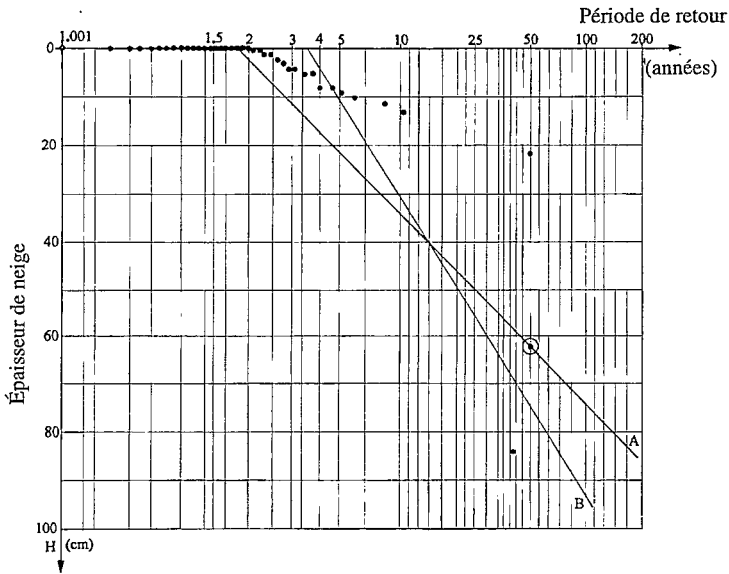


Figure 10.

Cette dernière est si considérablement influencée par la chute de neige de 85 cm et par les valeurs nulles, qu'elle perd tout son intérêt. Les chutes exceptionnelles ont été traitées à part afin de déterminer une valeur accidentelle de chute de neige. En France, une carte a été tracée, représentant les régions pour lesquelles des valeurs accidentelles doivent être prises en considération (à peu près toute la moitié Sud de la France). L'étude de juillet 1990 [48] réalisée à partir de 82 sites d'observation durant la période 1949-1988 a été mise à jour en 1993 pour y faire figurer les relevés de 128 sites sur la période 1946-1992. Le tableau IV ci-après donne la liste des sites présentant de grandes différences entre les valeurs maximales et les valeurs statistiques (correspondant à une période de retour de cinquante ans mais sans tenir compte de la valeur la plus grande).

Tableau IV.

Site d'observation	Loi simple de Gumbel (courbe B) (cm)	Loi de Gumbel sans valeur maximale (courbe A) (cm)	Chute maximale (cm)
Bâle	39	34	44
Biscarosse	51	20	56
Bordeaux	40	14	50
Caen	30	24	36
Cap Ferrat	72	21	80
Cazaux	32	13	40
Dijon	36	30	43
Le Bourget	28	17	40
Nice*	36	10	38
Pau	27	18	35
Perpignan**	71	38	85
Trappes	38	25	55

* 42 mesures - 33 hivers sans neige.

** Ces valeurs concernent une période plus longue que celles de la figure 8.

Les différences entre les deux premières colonnes démontrent l'influence des chutes maximales sur la valeur de la période de retour de 50 ans.

3.3. Charges de neige caractéristiques et période de retour

3.3.1. Charges de neige caractéristiques

Comme énoncé dans la norme (article 6), la charge de neige caractéristique sur le sol s_k est fondée sur une probabilité annuelle de dépassement de 0,02. Si la fonction de distribution cumulée a été établie et représentée sur un graphique, la valeur caractéristique de la charge de neige peut être relevée pour une probabilité de 0,98 (c'est-à-dire une probabilité de dépassement de 0,02). Pour une distribution de Gumbel, on a alors :

$$s_k = \{-Ln[-Ln(0,98)]\}/\alpha + u \quad (6d)$$

Lors des calculs de dimensionnement, la valeur caractéristique de la charge de neige doit être associée à un coefficient de sécurité partiel d'environ 1,5 afin d'assurer une marge de sécurité suffisante (voir aussi § 5 - Situations de calcul).

3.3.2. Période de retour et durée de vie d'une structure

Si la probabilité de dépasser la valeur caractéristique de charge s_k au cours d'une année quelconque est 0,02 = 1/50, l'intervalle moyen de récurrence (IMR) est de 50 ans. Ce seuil correspond aux recommandations données dans l'Eurocode « Base du calcul et Actions sur les Structures » (article 6) [12]. Comme les relevés existants de charge de neige couvrent en général plusieurs décennies, le

choix d'une période de retour de 50 ans évite toute extrapolation hasardeuse à partir d'échantillons, qui conduirait à un niveau d'incertitude élevé.

Cet intervalle moyen de récurrence signifie que les charges de neige supérieures à s_k n'existent en moyenne qu'une fois par période de 50 ans, en supposant que le climat ne subit pas de modification généralisée. Ceci ne signifie cependant pas que la charge de neige caractéristique sera dépassée au bout d'une période minimale de 50 ans après la construction d'un bâtiment. La probabilité effective pour que la charge caractéristique soit dépassée au moins une fois au cours d'une période de 50 ans se calcule aisément et est égale à 0,63.

Il est nécessaire d'insister sur le fait que la période de retour sur laquelle se fonde la charge de neige caractéristique s_k est seulement nominale (le coefficient partiel de sécurité γ_f rend la période réelle de retour bien plus longue). Le fait qu'elle corresponde à la durée de vie moyenne des bâtiments, souvent estimée à 50 ans (cf. ENV 1991-1 [11], article 2.4), est plus ou moins fortuit. Lors de la détermination de la charge de neige pour des structures provisoires, certains ingénieurs sont tentés de prendre en compte la valeur de charge de neige retenue d'après la distribution des valeurs extrêmes pour une période de retour égale à la durée de vie limitée de la structure. Bien qu'à première vue cette procédure puisse sembler donner des résultats cohérents, elle ne se justifie pas scientifiquement.

Il est important de définir les risques devant être minimisés. D'un point de vue purement économique, l'effondrement au cours de la durée de vie prévue du bâtiment peut être considéré comme le seul risque, l'investissement étant entièrement amorti au-delà de cette période. Néanmoins, s'il existe un risque pour la santé ou la vie des occupants, ce risque doit être éliminé quelle que soit la durée de vie du bâtiment. De plus, il n'y a pas de raison pour réduire la charge de neige de calcul des structures provisoires. Ce n'est que si l'effondrement n'occasionne que des dommages très limités, ou lorsqu'un contrôle suivi et minutieux de l'ouvrage provisoire peut être garanti, qu'un niveau de sécurité plus faible peut se justifier, avec un coefficient partiel de sécurité γ_f réduit.

3.3.3. Ajustement de la période de retour

La norme est fondée sur une valeur de charge de neige présentant un intervalle moyen de récurrence de 50 ans, alors que quelques règlements nationaux donnent des valeurs correspondant à une période de retour plus courte. Afin de respecter la norme, ces dernières doivent être ajustées au niveau de IMR de 50 ans. Si les relevés de charge de neige effectués sur un site donné conviennent à la distribution de Gumbel, la relation de la charge de neige à différentes probabilités de dépassement, correspondant à différentes périodes moyennes de retour, ne dépend que du coefficient de variation [voir première formule de l'article D2

[12], qui s'obtient à partir des équations (6a... d) indiquées ci-dessus]. Le coefficient de variation V a peu d'influence sur l'ajustement de la période de retour. Il est souvent possible de prendre pour V une valeur estimée de 0,5 (voir seconde formule de l'article D2).

3.4. Régionalisation

Ce qui précède traite de l'analyse des relevés d'enneigement effectués sur des sites individuels afin de déterminer la charge caractéristique de neige au sol appropriée pour chaque site. La construction de bâtiments ne se limite naturellement pas à ces sites et en conséquence, la charge de neige caractéristique doit être connue en tout point du territoire. Une procédure doit être imaginée afin d'obtenir la représentation géographique de toute une région à partir des valeurs ponctuelles relevées sur les sites d'observation.

Si l'approche de ce problème était effectuée d'un point de vue purement mathématique, il existerait plusieurs méthodes pouvant conduire à une distribution géographique adéquate de la charge de neige caractéristique élaborée à partir d'un nombre suffisant de points de valeur connue. Cependant, une telle procédure automatique fournirait des résultats insidieusement trompeurs, car elle négligerait totalement le savoir et l'expérience des météorologistes.

3.4.1. Météorologie

Les relevés de charges de neige effectués dans chaque station météorologique sont influencés par plusieurs effets importants pour la détermination de la charge de neige caractéristique sur le sol. En général, les climats froids, c'est-à-dire là où la charge de neige maximale résulte de l'accumulation de plusieurs chutes de neige distinctes, sont plus difficiles à traiter dans la mesure où on y rencontre un grand nombre d'effets importants, souvent sur des échelles différentes.

Il est d'abord nécessaire de prendre en compte l'échelle caractéristique des différents effets pour chaque station météorologique, afin de corriger les écarts résultant des effets étrangers à l'échelle déterminée. La variabilité de la couche de neige est souvent considérée suivant trois échelles géographiques [3a] :

10 000 à 100 000 m	Échelle régionale ou macro-échelle
100 à 1 000 m	Échelle locale ou méso-échelle
10 à 100 m	Micro-échelle

Sur la macro-échelle, les effets météorologiques dynamiques (vagues de front) sont importants, de même que l'altitude, l'orographie et la présence de grands lacs ou de rias. Sur la méso-échelle, le dépôt et l'accumulation sont aussi le résultat de plusieurs effets locaux, tels que la pente et le contour du terrain, la

densité de frondaisons et de cultures, les essences des arbres et l'abondance de la couverture végétale. Sur la micro-échelle, il existe des différences majeures et la variabilité de l'accumulation résulte de nombreuses interactions, surtout entre la rugosité de surface et les phénomènes de transport.

De toute évidence, l'épaisseur de la couche de neige dépend principalement de l'altitude. Ce paramètre a été utilisé dans la plupart des tentatives de détermination des variations à l'échelle régionale (voir ci-dessous). Néanmoins, la plupart des observations d'épaisseur de neige effectuées par les stations météorologiques étant susceptibles d'être perturbées par nombre d'effets typiques à l'échelle locale ou à la micro-échelle, elles peuvent difficilement être utilisées comme telles pour l'établissement d'une carte à l'échelle régionale. Ceci provient du fait que les stations météorologiques sont établies pour effectuer les relevés de plusieurs caractéristiques météorologiques, l'épaisseur de neige ne représentant que l'une de celles-ci, et ces relevés nécessitent la présence d'un opérateur sur le site. C'est pourquoi une redistribution appropriée des stations est souvent nécessaire pour minimiser les effets sur les méso-échelles et micro-échelles.

3.4.2. Influence de l'altitude

La complexité de l'accumulation de neige et de sa localisation peut s'illustrer de la manière suivante :

- dans certaines régions, la charge de neige caractéristique résulte généralement d'une chute de neige unique, alors que non loin, il peut en être autrement ; par exemple, la partie nord des collines ou des montagnes fond moins vite et, par conséquent, la couche de neige peut parfois résulter d'accumulations sur un versant et de chutes de neige uniques sur l'autre versant ;
- durant la chute de neige, les effets orographiques affectent l'importance de la précipitation. Certaines régions sont relativement épargnées par les effets orographiques, suivant la direction prédominante de l'avancée des fronts qui constitue l'origine des importantes chutes de neige ;
- la proximité relative de la mer, de rias ou de lacs affecte l'accumulation localisée de neige, mais pas nécessairement une chute de neige unique ;
- l'exposition aux vents chauds, une cause possible de fonte intense, peut varier considérablement au sein de régions relativement limitées ;
- les averses de pluie localisées sur une couche de neige existante peuvent être la source d'énormes augmentations de charges de neige sur les toitures.

Il existe plusieurs paramètres importants qui concernent les variations de charges de neige localisées ; les principaux sont les suivants : l'altitude, la température de l'air, l'orientation vis-à-vis des radiations solaires et de la direction générale du vent durant la chute de neige, la distance des sources de chaleur loca-

les et l'exposition au vent. Certains de ces paramètres dépendent les uns des autres, et la complexité d'une fonction mathématique globale intégrant un si grand nombre de variables peut en faire perdre le contrôle.

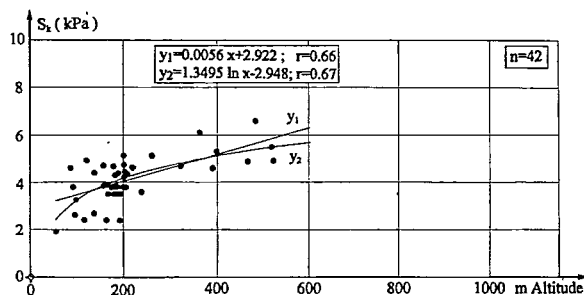


Figure 11. Charge de neige ; période de retour de 50 ans (comté d'Oslo et Akershus). La charge de neige augmente avec l'altitude.

Il peut être difficile d'obtenir une relation seulement fondée sur la variation d'altitude et des écarts surprenants par rapport à une formule simple peuvent se produire. Sandvik [99] a réalisé une étude à ce propos dans différentes régions de Norvège. Les figures 11 à 13 sont issues de sa publication et montrent que l'augmentation de charge de neige avec l'altitude, bien que courante, ne se vérifie pas dans toutes les régions. Dans le comté d'« Oslo et Akershus », situé juste au nord d'Oslo, les données permettent le calcul d'une courbe de régression ascendante (voir Fig. 11), pour laquelle r est le coefficient de corrélation et n le nombre de sites de mesures. Par ailleurs, les données concernant le comté d'Hedmark, situé juste au nord, ne révèlent aucune relation claire entre la charge de neige et l'altitude (voir Fig. 12). Le dernier exemple est une région centrale montagneuse du sud de la Norvège (comtés de Hordaland et Sogn og Fjordane (voir Fig. 13), où la charge de neige semble en fait diminuer quand l'altitude augmente. Il n'a malheureusement pas été possible de développer une méthode générale permettant d'établir des distinctions entre les zones où la formule de l'altitude est valide et celles où elle est insuffisante ou même erronée.

En général, la représentation graphique des charges de neige caractéristiques pour des sites d'altitudes différentes montre une bande de points assez étroite au niveau de la mer et des distributions de plus en plus dispersées pour les altitudes plus importantes. Il est donc difficile d'établir une fonction de l'altitude pour les régions montagneuses.

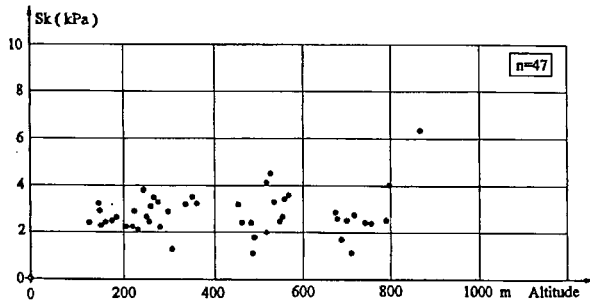


Figure 12. Charge de neige ; période de retour de 50 ans (comté d'Hedmark). Corrélation médiocre entre charge de neige et altitude.

Une étude récente a été effectuée au Canada par M. J. Newark *et al.* dans le but de représenter sur une carte la charge de neige pour une période de retour de 30 ans [70]. Le travail de Newark, fondé sur des études climatologiques et des techniques de régionalisation, constitue une importante avancée. La manière la plus simple de représenter une distribution géographique consiste à utiliser une carte indiquant les régions d'égaux charges de neige caractéristiques. Cependant, pour les régions montagneuses présentant des variations d'altitude marquées dans des zones de faibles surfaces, ces cartes deviennent d'utilisation plus aisée si, au lieu d'indiquer des niveaux de neige, elles ne représentent que les zones correspondant à l'une des quelques fonctions d'altitude données, indiquant ainsi au concepteur la fonction à appliquer. En principe, des fonctions d'altitude appropriées conduisent à une carte relativement bien zonée. L'altitude d'un bâtiment étant connue et la zone correspondante pouvant être relevée sur la carte de charge de neige, une telle représentation est facile à exploiter. Les principaux pays européens ont eu recours à cette méthode de zonage pour élaborer leurs règlements nationaux.

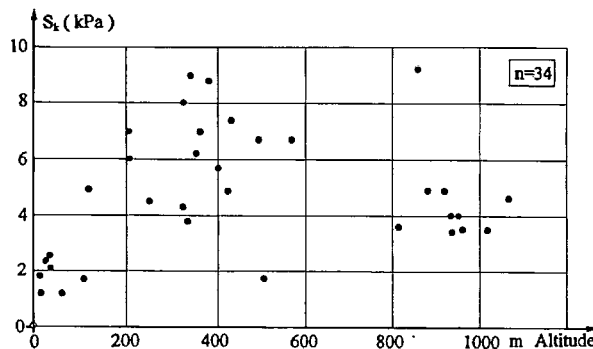


Figure 13. Charge de neige ; période de retour de 50 ans (comtés d'Hordaland et de Sogn og Fjordane). Charge de neige pratiquement indépendante de l'altitude.

3.4.3. Cartes de la première phase, annexe A de l'ENV 1991-2-3

Dès son origine, le groupe de travail sur les charges de neige s'est efforcé d'établir des règles générales, applicables dans tous les états membres du CEN, afin d'harmoniser les valeurs de calcul dans toute l'Europe.

Dans ce but, une première tentative de collecte des données de charge de neige a été réalisée en 1989 à partir de plusieurs pays européens, afin de constituer la base d'une carte de charge de neige européenne normalisée. En dépit des efforts déployés à cet effet, la tâche s'avéra trop complexe pour se conclure en quelques mois. La seule manière de présenter un règlement sur les charges de neige applicable en Europe consistait donc à réutiliser les informations des règlements nationaux existants, transformés, si nécessaire, pour aboutir à un niveau de sécurité commun (par exemple, ajustement de la période de retour).

Lorsque les normes nationales sur les charges de neige furent élaborées dans les différents pays européens, aucune méthode commune d'évaluation de charge de neige sur le sol ne fut suivie. En conséquence, il existe des différences et des incohérences dans les régions frontalières. Cet inconvénient dut être accepté durant la première phase de l'ENV, afin de pouvoir mettre le règlement en pratique.

L'annexe A de l'ENV 1991-2-3, principalement élaboré à partir des règlements nationaux, présente la distribution géographique des charges de neige sur le sol. Ces valeurs ont été confirmées par une longue expérience. Quelques précisions et ajustements ont été apportés et certaines valeurs ont été recalculées à l'aide de données plus récentes. Cette annexe est réputée « informative » ; elle reste sous la responsabilité des autorités nationales compétentes, qui peuvent donner des indications complémentaires dans leurs Documents d'application nationaux (DAN).

Dans certains pays parmi les plus petits, une valeur uniforme unique est donnée, alors que d'autres pays sont divisés en zones avec des valeurs de charge variables qui dépendent souvent de l'altitude à l'intérieur de chaque zone. En Norvège, la charge de neige est donnée par un tableau dans lequel figurent toutes les municipalités.

La figure 14 représente le graphique de quelques-unes des fonctions d'altitude utilisées dans l'annexe A de l'ENV 1991-2-3. Jusqu'à 100 ou 200 m au-dessus du niveau de la mer, la charge de neige caractéristique est souvent considérée constante. Bien que l'augmentation de la charge suivant l'altitude soit une règle générale, les exemples norvégiens donnés ci-dessus prouvent que dans certaines régions, les fonctions d'altitude de toute nature peuvent s'avérer trompeuses.

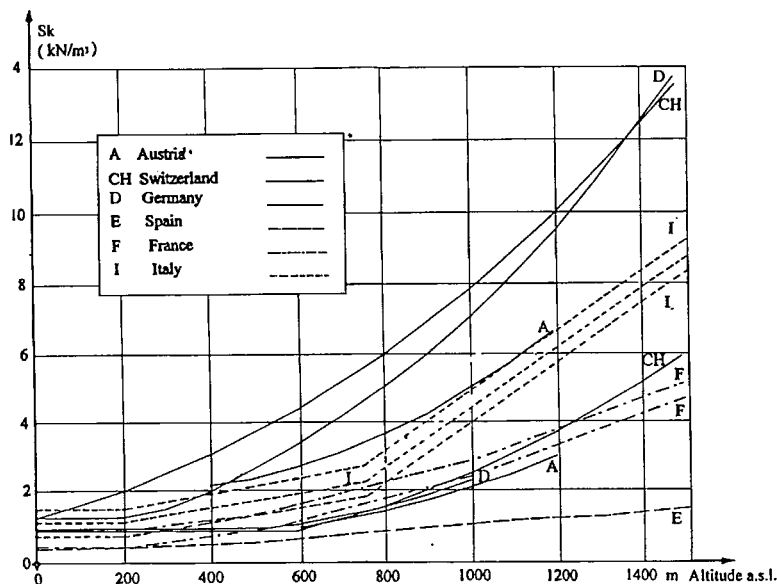


Figure 14. Fourchettes de charges de neige caractéristiques suivant les fonctions d'altitude données à l'annexe A de l'ENV 1991-2-3.

3.4.4. Vers l'élaboration de la carte définitive de l'Europe

Comme indiqué ci-dessus, l'annexe A de l'ENV 1991-2-3 peut présenter des valeurs de charge de neige caractéristiques considérablement différentes sur deux versants situés du même côté d'une frontière. Ces différences sont naturellement dues pour partie aux différentes méthodes de mesure et d'analyse statistique appliquées ou aux insuffisances de relevés locaux. Des valeurs disparates de part et d'autre d'une frontière administrative n'ont en général aucune signification physique. C'est pourquoi le présent règlement doit être perfectionné au cours de la phase ENV. Le groupe de travail a pour ambition de développer autant que possible un format systématique et unifié pour les charges de neige européennes, afin de normaliser et simplifier l'application du présent règlement.

Certains pays d'Europe seront à même de compléter et de mettre à jour leurs données d'enneigement en y ajoutant des relevés plus récents, rendant ainsi leurs résultats statistiques plus fiables. Pour ce qui concerne la distribution géographique, il semble qu'une approche judicieuse consisterait à distinguer d'abord les zones d'enneigement relativement uniformes. Dans une seconde phase, il conviendrait de développer pour chaque zone une fonction d'altitude, appropriée mais simple d'utilisation, à partir d'une modélisation probabiliste individuelle. S'il s'avère impossible d'utiliser une fonction adéquate, la région doit être traitée de manière différente. Il faut souhaiter qu'un nombre limité de

fonctions d'altitude différentes puisse être défini pour toute l'Europe, permettant d'établir une carte des zones de charges de neige relativement simple.

Les données climatologiques sont nécessaires pour distinguer les zones et éventuellement, au cours de la phase finale, pour établir des échelles afin de faciliter l'utilisation pratique des cartes. Les autorités locales devraient également prendre part à la collecte d'informations, leur expérience en la matière étant précieuse.

4. CHARGES DE NEIGE SUR LES STRUCTURES

4.1. Coefficient de forme de la charge de neige

Cette partie du document support illustre les bases de la présente version du règlement sur les coefficients de forme présentés à l'article 7 de l'ENV 1991-2-3.

4.1.1. Remarques générales

L'évolution des coefficients de forme des charges de neige présentés à l'article 7 de l'ENV 1991-2-3 s'est inspirée de l'ISO 4355 (1981), sur lequel plusieurs modifications ont été opérées. Par exemple, pour ce qui concerne les formes des toitures, les coefficients ont été corrigés chaque fois qu'une telle correction semblait nécessaire eu égard aux résultats des recherches. Dans le but de mettre en lumière les différences entre les dispositions du règlement ISO et les spécifications nationales correspondantes, les coefficients de forme des différents règlements ont été comparés aux dispositions de l'ISO. Cette comparaison a également été effectuée pour encourager l'application du règlement quant aux charges de neige sur les toitures.

Il résulte de cette comparaison que des différences considérables semblent exister entre les différents règlements au sujet de presque toutes les formes de toitures, les plus grandes différences concernant les toitures courbes. Bien que tous les résultats des recherches connues à ce jour aient été pris en considération, il n'a pas été possible de résoudre le problème des différents coefficients de forme des toitures. Ceci est aussi dû au fait que les recherches ont été entreprises dans des régions froides et que leurs résultats ne peuvent donc s'appliquer directement à toute l'Europe. Il a donc été décidé d'élaborer une proposition de projet de recherche européen sur les charges de neige.

4.1.2. Toiture à un versant

Les conclusions suivantes peuvent être tirées de la comparaison entre différents règlements :

- bien que la forme de cette toiture soit simple et qu'elle ait fait l'objet de plusieurs études, il existe des divergences considérables entre les coefficients de forme des toitures des différents règlements ;
- l'analyse des résultats des recherches connues semble indiquer que les coefficients de forme des toitures proposés par l'ISO soient adaptés pour des sites abrités, mais trop élevés pour des sites partiellement abrités et beaucoup trop élevés pour des sites balayés par le vent. Du fait du manque de références, il convient de ne considérer ce qui précède que comme une indication générale et non comme un motif de réduction des coefficients de forme des toitures.

Ces constatations permettent de recommander l'adoption des coefficients de forme des toitures de l'ISO 1981 pour les toitures à versant unique, sachant que de plus amples recherches sont nécessaires pour élaborer une proposition de coefficients de forme de toitures sans doute moins élevés et plus spécifiques.

4.1.3. Toiture à deux versants

Plusieurs cas de charge ont été prévus en relation avec les dispositions de règlements nationaux. Les observations suivantes proviennent de cette analyse comparative :

- les spécifications nationales sont très proches de celles de la norme ISO 1981 ;
- Høibø (1989) a révélé que selon une étude norvégienne, des coefficients de toiture considérablement plus bas pouvaient être proposés pour les deux coefficients de forme de toitures μ_1 et μ_2 . En particulier, les valeurs élevées pour les toits de pente comprise entre 15 et 40 degrés ne se justifient pas. Comme l'ont expliqué plusieurs chercheurs sur les charges de neige, ces valeurs élevées proviennent principalement d'études théoriques, mais peuvent néanmoins être démontrées sur site.

Du fait du manque de cas d'étude précis sur une période suffisamment longue pour tous les pays d'Europe, aucune recommandation ne peut être donnée à ce jour pour l'adaptation des coefficients élevés de forme des toitures à deux versants. L'équation retenue par la présente version de la norme semble prudente, mais rien ne prouve qu'elle est inappropriée. Pour introduire des coefficients de forme des toitures moins conservateurs, il a été décidé de réduire μ_2 à 1,1 pour une pente de toit de 30°. Les résultats de futures recherches pourraient permettre de plus amples réductions des coefficients de forme des toitures, en particulier quand l'exposition du toit est prise en considération.

4.1.4. Toiture à versants multiples

Les coefficients de forme des toitures à versants multiples ont été principalement déterminés à partir de considérations générales et du comportement physi-

que des dépôts de neige sur des toitures de ce type. La recherche scientifique sur ce type de toiture est de toute évidence insuffisante. Il n'existe que de très rares cas de référence illustrant la déposition réelle de la neige. C'est pourquoi d'énormes écarts apparaissent entre les dispositions des divers règlements pour les différents coefficients de forme des toitures. Les coefficients de forme des normes ISO ont été proposés, ces dernières étant celles qui bénéficient du plus haut degré de reconnaissance internationale, même comparées aux normes nationales.

Les coefficients de forme des toitures retenus peuvent conduire à des dimensionnements de structures très prudents. Il est néanmoins possible d'observer de telles charges de neige dans des cas extrêmes. À ce jour, il n'existe pas d'informations complémentaires pour définir des coefficients de forme des toitures plus réalistes à l'aide d'une approche probabiliste.

4.1.5. Couvertures cylindriques

Le groupe de travail a développé l'équation de forme des toitures cylindriques à partir de plusieurs règlements nationaux ainsi que des règlements ISO 1981 et ISO DIS 1992. Comme l'indique la comparaison entre règlements, les dispositions des règlements nationaux diffèrent beaucoup. Bien que les cas de référence aient été recherchés dans les différents pays, seuls peu d'entre eux ont pu être utilisés pour déterminer les coefficients de forme des toitures. Une version légèrement modifiée de l'ISO 1981 a été adoptée. Pour des raisons géométriques, la forme de la charge a également été légèrement modifiée et la valeur maximale des coefficients de forme limitée à 2 (au lieu de 2,3, comme dans l'ISO 1981). L'équation retenue correspond à tous les cas de référence disponibles, mais peut cependant conduire à de considérables surdimensionnements dans certains cas.

Ici encore, il est impossible d'obtenir le niveau de détail suffisant pour parvenir à des coefficients de forme plus réalistes. Un travail de recherche complémentaire serait nécessaire pour réduire cette incertitude et fournir une meilleure base de calcul permettant de concevoir des structures plus économiques.

4.1.6. Toitures présentant des différences de niveaux marquées (toiture à plusieurs niveaux)

Dans les pays européens, la plupart des règlements contemporains sur les charges utilisent la norme ISO 1981. En conséquence, il n'y a peu, voire pas, de différence entre les règlements nationaux. Aux États-Unis, un programme de recherches a élaboré une approche probabiliste pour traiter les charges des congères. L'analyse des cas de référence permet de faire les remarques suivantes :

- pour les faibles différences de niveaux entre les toits les plus élevés et les plus bas (< 4-5 m), les valeurs ISO et américaines correspondent relativement bien ;
- pour les importantes différences de niveaux ;
 - concernant les grands bâtiments (toitures les plus hautes et les plus basses) avec des charges de neige sur le sol moyennes ou élevées, les valeurs américaines sont en partie plus basses que les valeurs ISO,
 - concernant les bâtiments de petites dimensions avec des charges de neige sur le sol moyennes ou élevées, les valeurs américaines sont supérieures aux valeurs ISO,
 - en considérant de faibles charges de neige sur le sol, les valeurs américaines sont en partie bien supérieures aux valeurs ISO.

Il n'est pas possible de justifier ces différences, car la base scientifique des valeurs ISO n'est pas clairement définie. Certains facteurs peuvent avoir une influence, comme la vitesse du vent au moment de la fonte de la neige.

Aucune recherche n'a été entreprise pour vérifier la validité de l'application des coefficients de forme américains aux conditions climatiques européennes. En conséquence, il semble déraisonnable d'adopter ces valeurs dans leur intégralité ; néanmoins, une version appropriée de ce règlement est encore en cours d'étude. En conclusion, il a été jugé plus judicieux de se conformer à la norme ISO version 1981.

4.1.7. Incertitudes des charges de neige sur toitures

La charge de neige sur les toitures est généralement calculée à partir de la charge de neige sur le sol en la multipliant par un facteur de conversion qui tient compte de la forme du toit, des caractéristiques thermiques (pour les cas spéciaux ou dans certains pays), de l'exposition et, suivant les règlements, d'autres effets susceptibles d'augmenter ou de diminuer les charges de neige sur les toitures.

Comme indiqué à plusieurs reprises aux paragraphes 4.1.2 à 4.1.6, la base scientifique de la détermination des coefficients de forme des toitures est relativement limitée. Le présent paragraphe traite des incertitudes sur les charges de neige sur les toitures et de la nécessité d'un programme de recherches adapté (cf. Fig. 15).

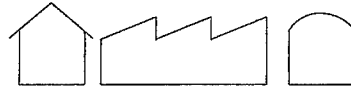
Il existe trois différentes sources d'incertitudes : naturelles, statistiques ou de modélisation. Il n'est pas possible de prendre en compte l'incertitude naturelle des charges de neige sur les toitures.

En général, le traitement des incertitudes sur les procédures statistiques et sur celles de modélisation suit un processus semblable à celui utilisé pour la détermination des charges de neige sur le sol (voir Fig. 15). Il faut noter que, compte

tenu de l'expérience limitée acquise dans la mesure des charges de neige sur les toitures, l'incertitude est en général plus élevée pour les charges de neige sur toitures que pour les charges de neige sur le sol. L'ensemble des facteurs influençant la détermination des charges de neige sur le sol affecte également la charge de neige sur les toitures, sur laquelle portent aussi les incertitudes des autres influences associées au toit lui-même. Il existe une importante raison supplémentaire pour expliquer que cette incertitude est plus grande pour les charges de neige sur toitures : dans le monde entier, les recherches entreprises au cours des vingt ou trente dernières années ont été très limitées, comparées à la somme des recherches effectuées sur les épaisseurs de neige au sol. Aux États-Unis, des coefficients de variation s'élevant à 0,7 ont pu être observés pour les mesures réelles de charge de neige sur toitures (Stiefel [116], O'Rourke, Stiefel [75]). L'ampleur de ces coefficients ne peut s'expliquer par des mesures incorrectes ou un personnel inadapté.

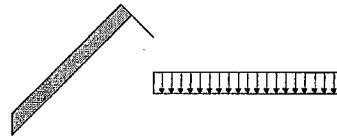
Incertitude statistique :

- prises d'échantillons ;
- techniques de mesures ;
- types de toitures.



Incertitude du modèle :

- conversion de l'épaisseur de la couche de neige en charge de neige ;
- fonction ou modèle de distribution probabilistes pour le facteur de conversion ou pour la charge de neige sur les toitures ;



- modèles de charge pour différents types de toitures.

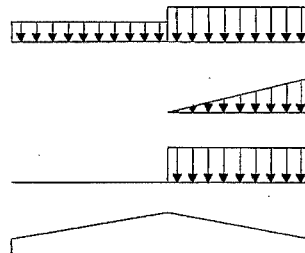


Figure 15. Incertitudes sur les charges de neige sur les toitures.

Les incertitudes statistiques commencent avec la prise d'échantillons. Il n'existe pas de spécification permettant de satisfaire toutes les conditions nécessaires à des relevés fiables de charge de neige ou d'épaisseur de neige sur toitures. Une tentative de mesure directe des charges sur les toitures a été effectuée au Royaume-Uni ; elle s'est heurtée à de considérables difficultés pratiques. Une autre source d'incertitude réside dans l'énorme quantité de types de toitures

différents. Bien que la norme tente de standardiser ces types, il convient de souligner le nombre excessif de formes de toits existantes.

De même que pour les charges de neige sur le sol, la conversion des épaisseurs des couches de neige en charges se pose également pour les charges de neige sur les toitures.

L'exposition des toits au vent et aux radiations solaires peut conduire à un modèle acceptable d'affaissement de la charge de neige sur toitures encore plus compliqué que pour la charge de neige sur le sol. Les calculs ont été effectués jusqu'à présent avec des valeurs moyennes de masses volumiques déterminées, au moins en partie, à partir des données relevées.

La fonction de probabilité de distribution ou le modèle de probabilité utilisé pour l'analyse des données relevées, n'ont été que rarement étudiés. Sur la base des études américaines citées ci-dessus et par souci de simplicité, les données relevées ont été considérées comme une fonction de distribution logarithmique normale.

Les aspects divers revêtus par les accumulations de neige sur toitures, visibles même sur les cartes postales, révèlent les difficultés rencontrées en pratique. Il est nécessaire de développer des modèles simples de charges correspondant à tous les risques considérés lors du calcul ; il s'agit d'un processus très difficile qui présuppose la connaissance de détails météorologiques associée à un souci de conception judicieuse. Les incertitudes affectant le choix des différentes formes de charges ne peuvent être levées qu'au prix de nombreux calculs. De tels calculs ont été effectués pour des toitures simples à pignon. Moyennant un degré d'incertitude acceptable, le choix de deux types de chargement différents peut être établi : une distribution de neige uniforme et une distribution non uniforme.

4.1.8. Incertitudes et propositions pour recherches futures

Un manque important de connaissances scientifiques sur une base probabiliste s'est fait sentir lors de l'élaboration du coefficient de forme, dans le cadre des travaux de l'EC1. Une telle carence ne pourra pas être surmontée lors de la rédaction des documents d'application nationale, mais elle doit rester présente à l'esprit au cours de la phase ENV. Seules de plus amples recherches pourront réduire de telles incertitudes ; c'est pourquoi les efforts doivent se concentrer sur ce problème, plutôt que de se perdre en discussions sur les coefficients de forme proposés. De fait, un programme de recherche prénormative a déjà été établi pour l'approfondissement des bases de connaissances.

Comme l'indique la liste des documents de référence, les recherches sur les charges de neige sur toitures ayant recours à des méthodes probabilistes ont été entreprises principalement aux États-Unis, au Canada et en Europe du Nord.

Cette base scientifique a été jugée inappropriée pour l'ensemble de l'Europe et ses régions climatiques si diverses. En conséquence, la plupart des coefficients de forme proviennent de la norme ISO de 1981.

Certains des problèmes rencontrés sont cependant toujours d'actualité :

– toit à deux versants μ_2 : l'étude d'Höibö a démontré que, pour une pente de toit de 30 degrés, μ_2 n'atteint pas la valeur de 1,2. Les résultats de cette étude révèlent même une valeur inférieure à 1. Au cours des travaux du règlement, il a semblé qu'une généralisation d'une telle réduction à toute l'Europe comporterait des risques : la formation de couches de neige avec des coefficients supérieurs ne peut pas être exclue dans les endroits abrités qui ne subissent qu'occasionnellement des vents violents ;

– bases probabilistes : il n'existe que peu d'études sur les charges de neige sur toitures ayant recours à des méthodes probabilistes. Ceci constituera l'un des sujets principaux de la recherche prénormative. Ce n'est qu'avec de telles données qu'il sera possible de proposer des charges de neige sur toitures avec un intervalle de récurrence moyen défini ;

– coefficients de forme pour les régions à chutes de neige uniques : une recherche entreprise en Grande-Bretagne a révélé l'existence de différences d'épaisseurs de neige non négligeables entre les régions qui connaissent des chutes de neige multiples et les régions à chutes uniques. Ici encore, il n'y a pas de base systématique permettant de fournir des informations plus détaillées.

Ce sont les raisons pour lesquelles un programme de recherche européen sur les charges de neige a été proposé, afin d'approfondir les bases scientifiques préalablement à l'élaboration définitive du règlement EN sur les charges de neige.

4.2. Coefficients d'exposition et coefficients thermiques

4.2.1. Coefficients d'exposition

Plusieurs enquêtes ont été menées, principalement aux États-Unis et au Canada, au sujet du problème des coefficients d'exposition. Dans le règlement américain sur les charges, des détails de l'ANSI concernant la détermination des coefficients d'exposition figurent depuis des années.

Les charges de neige sur les toitures sont influencées non seulement par la forme des toits, mais aussi par les caractéristiques d'exposition et thermique du toit. L'exposition de la structure dépend de la vitesse du vent dans la région concernée et des caractéristiques géographiques environnantes. Lorsque la structure est entourée par de grands arbres ou d'autres constructions plus élevées, sa situation est réputée abritée. Par ailleurs, s'il n'existe pas d'obstacle dans le voisinage de la toiture et si la région subit des vents de grande vitesse, la structure est considérée soumise au vent. Il est possible de rencontrer des situa-

tions semi-abritées entre ces deux extrêmes (d'après O'Rourke, Koch, Redfield [76]). Plusieurs études ont porté sur les effets du vent sur les charges de neige sur toitures (Lutes, Shrievers [59] ; O'Rourke, Koch, Redfield [76]). Le tableau suivant indique les différents coefficients d'exposition proposés dans ces études.

Tableau V - Coefficients d'exposition.

Auteurs	Toitures abritées*	Toitures semi-abritées*	Toitures soumises au vent *
Lutes (1970), Canada	0,9	0,6	0,3
American National Standard (NC 1972)	0,8		0,6
O'Rourke, Koch, Redfield (1983)	0,78	0,59	0,53

*Définitions discordantes entre les différentes études.

Ces valeurs ne peuvent pas être directement appliquées aux régions européennes en question.

Le projet de règlement ISO 1992 propose des expressions dans le but de déterminer le coefficient d'exposition. L'introduction de ces équations a été considérée mais, pour des raisons analogues à celles avancées plus haut au sujet des coefficients de forme des toitures, il a été jugé préférable de ne pas inclure (pour le moment) les équations du projet de règlement ISO 1992.

Comme l'indiquent les énormes différences entre les différentes structures exposées, une importante partie du futur travail consistera à intégrer les effets des expositions des toitures, afin de pouvoir déterminer de manière réaliste les charges de neige sur les toitures. De toute évidence, il doit en résulter une proposition applicable par l'ingénieur.

4.2.2. Coefficients thermiques

La vitesse à laquelle la neige fond sur les toits après une chute de neige dépend de la nature du toit et du degré de chauffage de la structure. Ces deux paramètres influencent non seulement l'épaisseur mais aussi le poids volumique de la couche de neige.

Comme l'ont démontré plusieurs études, l'influence de ces paramètres est considérable. Selon O'Rourke, Koch et Redfield [76], le facteur de conversion mesuré sur des structures non chauffées prend la valeur de 0,7 et descend à 0,55 pour les structures chauffées.

Comme pour les coefficients d'exposition, le projet de règlement ISO 1992 définit des coefficients thermiques. Ce règlement propose de tenir compte de la conductivité thermique de la toiture, de la plus basse température anticipée dans le volume situé sous le toit et de la charge de neige sur le sol. Pour des raisons analogues à celles mises en avant pour les coefficients de forme des toitures et les coefficients d'exposition, il a été jugé préférable de ne pas introduire les dispositions du projet de règlement ISO 1992 dans le règlement EC.

Néanmoins, il convient de prendre en compte la réduction des charges de neige sur toitures, surtout pour les constructions à haute conductivité thermique. En conséquence, des informations complémentaires sur ce sujet seront nécessaires pour l'élaboration de l'Eurocode définitif.

4.3. Neige en surplomb en rive de toiture

Le règlement français est celui qui donne le plus de détails sur la manière de traiter la neige en surplomb en rive de toiture ; l'équation correspondante est fondée sur une étude de cas extrême déterminant la charge linéaire maximale admissible, illustrée par la figure 16.

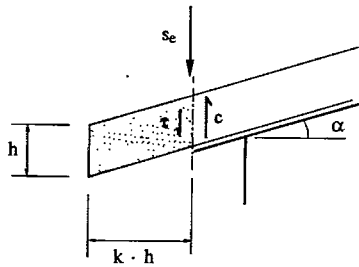


Figure 16. Neige en surplomb en rive de toiture.

La force de frottement $c \cdot h$ ne peut être supérieure à la force d'attraction de la gravité s'exerçant sur la neige en surplomb : $c \cdot h \geq k \cdot h^2 \gamma$; $k < c / (\gamma \cdot h)$.

La charge de neige par mètre de largeur de surplomb est donnée par l'équation :

$$s_e = k \cdot h \cdot \gamma$$

avec $\mu_i s_k = \gamma \cdot h$

$$s_e = k \cdot \mu_i^2 \cdot s_k^2 / \gamma$$

où : s_e la charge de neige par mètre de largeur de surplomb (kN/m) ;

μ_i le coefficient de forme de la charge de neige approprié au toit ;

s_k la charge de neige sur le sol (kN/m²) ;

k le coefficient prenant en compte la forme irrégulière de la neige ; il doit être défini par les autorités nationales compétentes dans une fourchette de 0 à 2,5, en fonction du climat et de la nature de la toiture ;

γ le poids volumique de la neige qui, pour ce calcul, peut être conventionnellement pris égal à 3 kN/m^3 .

Dans l'article 5.2 de l'ENV 1991-2-3, la présente équation correspond à une valeur de k retenue dans la fourchette 0-2,5, sa détermination précise incombant aux autorités nationales compétentes. Les valeurs retenues pour k , dans le règlement français, sont de 4 pour $\gamma = 2 \text{ kN/m}^3$ ou 8 pour $\gamma = 4 \text{ kN/m}^3$ (avec des distributions de charge légèrement différentes de celles énoncées ci-dessus et une pente de toit β de 30 degrés).

Comme l'ont prouvé les études réalisées en Suisse, l'équation ci-dessus donne des valeurs, pour $k \geq 2$, trop élevées par rapport aux charges réelles de la neige en surplomb, même dans les régions de Suisse qui connaissent des charges de neige importantes sur le sol. Malheureusement, la recherche en ce domaine est loin d'être avancée.

4.4. Neige sur les ponts

4.4.1. Généralités

Par rapport aux autres actions, en particulier les charges de trafic ou les vents et la température, la neige n'a qu'une importance relative et elle est généralement négligée. Cependant, son action doit être prise en compte pour certains types de ponts (ponts mobiles, ponts couverts, etc.) ou durant certaines phases (durant la construction ou le service).

4.4.2. Bases de conception des règlements nationaux

De nombreuses normes ignorent complètement cette question. Certaines normes ne lui consacrent qu'un court paragraphe, parmi celles-ci :

- La norme britannique Standard BS 5400 : « il convient de prendre en considération la charge de neige en fonction des conditions locales ; pour celles qui prévalent en Grande-Bretagne, cette charge peut généralement être négligée, mais il existe des circonstances dans lesquelles il convient d'en tenir compte, par exemple dans le cas des ponts mobiles ou lorsque la stabilité sous poids propre est critique » ;
- Le règlement suisse SIA 160 : « pour les ponts, en particulier les ponts dont la section transversale est concave, la possibilité d'accumulation de neige due au vent et au dégageement de la neige doit être prise en compte. Pour les toits

accessibles aux piétons ou aux véhicules, la possibilité d'accumulation de neige doit aussi être considérée » ;

- Le règlement autrichien : ÖNORM B 4002 - Ponts autoroutiers ; règles générales de construction - 2.4 - Les charges de neige ne doivent être prises en compte que pour les ponts couverts et pour ceux concernés par l'ÖNORM B 4000, section 1 - ÖNORM B 4003, section 1 - Ponts-rails, principes généraux de calcul et construction - 3.6.2 - Charge de neige - 3.6.2.1 - La charge de neige sur les ponts ne doit pas être prise en compte - 3.6.2.2 - Les toitures des rives des ponts, servant à protéger les fils électriques et leurs contacts, doivent être calculées en fonction de la charge de neige indiquée par l'ÖNORM B 4013, et en tout état de cause pour une charge d'au moins 2 kN/m^2 ;
- Le règlement allemand : DIN 1972 - Ponts routiers, charges de calcul (1985) - DIN 1972 - 4.3 - Charges de neige - (1) Pour un pont en phase définitive, les charges de neige ne doivent généralement pas être prises en compte. Pour les ponts mobiles en position ouverte (à l'exception des ponts basculants) une charge de neige partielle ou totale de $0,75 \text{ kN/m}^2$ doit être prise en compte sur le tablier. Les ponts couverts doivent être calculés vis-à-vis des charges de neige suivant les dispositions de la DIN 1055, section 5 - (2) En phase de construction, il y a lieu de prendre en compte une charge de neige d'environ 0,8 fois les valeurs indiquées par la DIN 1055, section 5. Ces valeurs peuvent être réduites à une valeur au moins égale à $0,50 \text{ kN/m}^2$, si le dégagement de la neige est prévu et réalisé. Sauf dans le cas des vérifications d'équilibre statique, les charges de neige peuvent en général être prises en compte pour l'ensemble du tablier - DS 804 - Règles pour les ponts-rails et autres ouvrages de génie civil (Deutsche Bundesbahn - Chemins de fer fédéraux allemands, 1983) - DS 804 - Charges de neige pour les ponts fixes et mobiles - 72 - Les charges de neige pour les ponts fixes et les ponts mobiles en position fermée ne doivent pas être prises en compte. Pour les ponts mobiles en position ouverte et dans toutes les positions intermédiaires, ponts basculants exclus, la charge partielle ou totale la plus défavorable de $0,75 \text{ kN/m}^2$ doit être considérée pour le tablier.

Pour le calcul de la puissance du mécanisme des ponts mobiles, en position fermée, une charge de neige de $0,75 \text{ kN/m}^2$ doit être appliquée. Dans ce cas, la charge de neige peut être réduite en fonction des mesures statistiques effectuées par la station météorologique compétente. Il convient également de noter que, dans un projet daté de septembre 1992, le groupe de travail des ponts métalliques (Eurocode 3, section 2) a proposé le texte suivant : 2.3.2.1.3 - Charges de neige - (1) Les charges de neige doivent être spécifiées suivant la localisation du site - (2) Si l'enlèvement de la neige est assuré (y compris les jours fériés), la charge de neige aux endroits dégagés peut être réduite à 30 % de la valeur représentative correspondante de l'ENV 1991-2-1, chapitre 5. Pour le dégagement de la neige, il y a lieu de prévoir des dispositions compatibles avec les règles de sécurité - (3) Pour les vérifications d'équilibre statique, la charge de neige sur les éléments passifs doit être réduite de 50 %, à moins que les dispositions rela-

tives au dégagement de la neige n'exigent de plus amples réductions - (4) Les charges de neige et les charges d'exploitation n'agissent pas simultanément.

4.4.3. Bases de la conception de l'EC1

Les chapitres 1 et 2 des Eurocodes 1 et 3 indiquent les dispositions suivantes :

- deux situations de calcul ont été envisagées : durant la construction et en service ;
- trois types de ponts sont considérés : les ponts couverts, les ponts mobiles, les autres ponts.

♦ Durant la construction

Pour cette situation de projet, le calcul peut être commandé par la vérification de la perte d'équilibre à l'état-limite ultime.

La répartition de charges de neige à prendre en compte correspond à une position non symétrique de la neige, située dans la position la plus défavorable (voir Fig. 17).

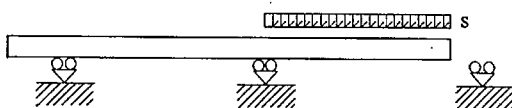


Figure 17. Répartition de charge de neige non symétrique.

La détermination des charges de neige a été effectuée suivant le même modèle que celui utilisé pour les déséquilibres localisés sur les toitures plates (Voir l'ENV 1991-2-3 article 7 - Fig. 7.2 ou 7.3). Cette répartition de charges peut résulter d'un dégagement artificiel de la neige ou de l'action du vent.

La charge de neige sur le tablier du pont est la suivante :

$$s = 0,5 \mu_1 s_k = 0,5 \times 0,8 s_k = 0,4 s_k$$

s_k étant la valeur caractéristique de la charge de neige sur le sol (en kN/m^2).

La période de construction est une phase transitoire dont la durée est toujours inférieure à cinq ans.

L'annexe D de l'ENV 1991-2-3, chapitre 5, autorise une réduction de s_k si la période de retour considérée est de 5 ans au lieu de 50 ans. La charge de neige correspondant à une période de retour de 5 ans est la suivante :

$$s_n = [0,3375 - 0,1698 \text{Ln}(-\text{Ln}(1 - P_n))] s_k$$

avec $P_n = 1/5$, on obtient : $s_n = 0,59 s_k$;

en conséquence : $s = 0,4s_n = 0,4 \times 0,59s_k \cong 0,25s_k$.

♦ *En service*

Selon le chapitre 2 des Eurocodes 2 et 3, un cas de charge se caractérise par des distributions de charges compatibles :

- pour les ponts autres que les ponts couverts, il convient généralement de considérer que les charges de neige et les charges de trafic n'agissent pas simultanément ;
- à l'inverse, pour les ponts couverts, les charges de neige et les charges de trafic sont entièrement compatibles.

Contrairement aux ponts fixes, pour lesquels les charges de neige sont généralement bien inférieures aux charges de trafic, le calcul des ponts mobiles peut être commandé par les charges de neige. Dans ce cas, il est impossible de définir une règle générale applicable à tous les types de ponts mobiles (ponts tournants, levants, basculants, etc.). Il incombe aux spécifications du projet de définir la répartition de charges admissible.

4.5. Précipitations neigeuses multiples et isolées

Une précipitation neigeuse peut être considérée comme la chute de neige résultant de conditions climatiques particulières susceptibles de provoquer une ou plusieurs chutes de neige au cours d'une période relativement courte. La durée d'une précipitation neigeuse correspond au temps que met la condition climatique pour se dissiper ; elle est en général de 3 à 5 jours.

Au cours de l'établissement des coefficients de forme de charge de neige du règlement, une distinction a été introduite entre les climats sous lesquels l'accumulation de neige se produit au cours d'une période relativement longue et les climats sous lesquels la neige fond complètement entre deux précipitations successives.

Les charges de neige sont considérées comme le résultat de *précipitations neigeuses multiples* pour les climats sous lesquels la neige s'accumule au cours d'une période relativement longue et le résultat de *précipitations neigeuses isolées* pour les climats sous lesquels la neige tend à fondre complètement entre deux précipitations successives.

Dans chaque région, les autorités nationales compétentes doivent préciser s'il convient de considérer les charges de neige comme le résultat de précipitations neigeuses multiples ou isolées.

- *Précipitations neigeuses multiples*

Dans les régions climatiques où les charges de neige résultent de précipitations neigeuses multiples, la charge de neige augmente graduellement au cours d'une période de 2 à 3 mois, atteignant une valeur maximale vers la fin de l'hiver.

La redistribution de la neige accumulée se produit au cours d'une période plus étendue et résulte de vents d'intensité et de direction différentes ainsi que d'apports de neige dus à des précipitations neigeuses postérieures.

Les coefficients de forme de charge de neige présentés dans le texte principal du règlement tiennent compte de précipitations neigeuses multiples et traitent les charges accumulées au cours des différentes précipitations neigeuses comme des cas de charges uniques. Pour représenter cette hypothèse, les coefficients de forme adoptés dans le règlement combinent les effets de la neige uniformément répartie avec ceux des congères au droit des obstacles et des changements brusques de niveaux et, le cas échéant, ceux dus aux glissements de neige depuis les niveaux supérieurs.

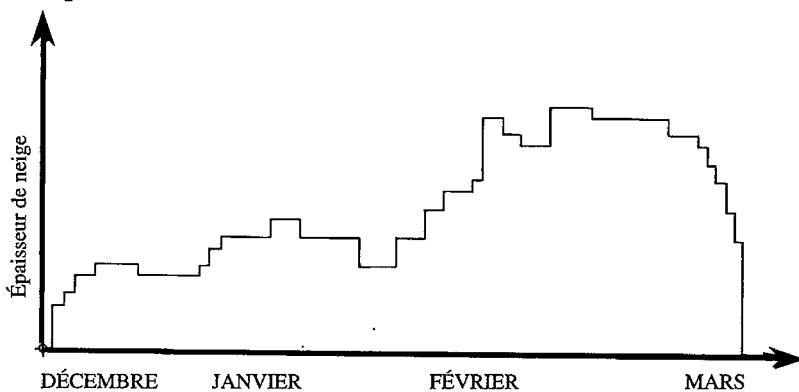


Figure 18. Précipitations neigeuses multiples.
Relevé type quotidien d'épaisseur de neige.

- *Précipitations neigeuses isolées*

Dans les régions climatiques où les charges de neige résultent de précipitations neigeuses isolées, la charge maximale de neige est atteinte dans les quelques jours qui suivent le début de la tempête de neige. Au cours de la période hivernale, chaque précipitation neigeuse produit sa propre charge maximale de neige.

La redistribution de la neige résulte de vents agissant au cours d'une période relativement courte. Des concentrations de neige localisées peuvent se produire au droit des obstacles et des changements brusques de niveaux, le reste de la toiture pouvant alors être pratiquement dégagé de toute neige.

Les coefficients de forme de charge de neige donnés à l'annexe B de l'ENV 1991-2-3 correspondent à des régions climatiques à précipitations neigeuses isolées, avec des vents de vitesse relativement élevée. Il convient de considérer que chaque cas de charge de neige agit individuellement et de ne pas les combiner avec d'autres cas de charge liés à la neige. De plus, puisque les charges des congères locales résultent d'une précipitation neigeuse isolée simultanée à d'autres événements météorologiques durant la même courte période, il convient de les considérer comme des charges exceptionnelles et de les traiter de la manière prescrite par les autorités nationales compétentes.

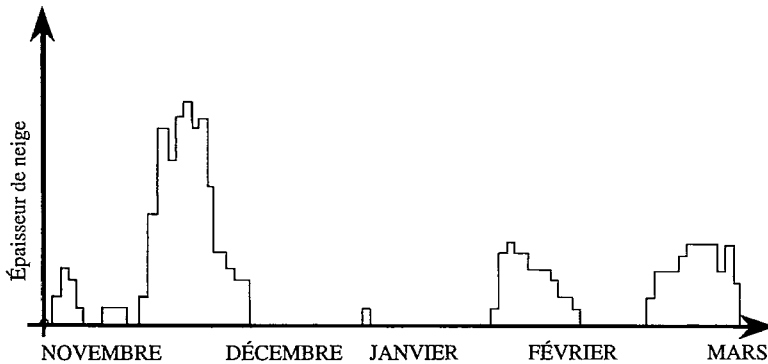


Figure 19. *Précipitations neigeuses isolées.
Relevé type quotidien d'épaisseur de neige.*

5. SITUATIONS DE PROJET

5.1. Remarques générales

Différentes situations de projet sont classées dans l'Eurocode 1 - Base du calcul et actions sur les structures, Partie 1 - Base du calcul, section 2.3. Pour les charges de calcul, les situations de projet suivantes sont applicables :

- situation persistante correspondant à la condition d'utilisation normale ;
- situation transitoire correspondant à des conditions temporaires ;
- situation accidentelle correspondant à des conditions ou à une exposition exceptionnelles.

Différentes actions sont définies dans la section 4.1 de la Partie 1 de l'Eurocode cité ci-dessus (Base du calcul) :

- action permanente ;
- actions variables, par exemple charges de neige (cas normal) ;
- actions accidentelles, par exemple explosions.

Dans des régions climatiques particulières pour lesquelles l'annexe B de l'ENV 1991-2-3 « Coefficients de forme de charge en zones climatiques spécifiques » s'applique, les charges de neige localement entraînées sur les toitures peuvent, sous réserve de l'accord des autorités nationales compétentes, être considérées comme des charges de neige accidentelles du fait de la rareté de leur occurrence.

Les durées de vie de calcul sont classées dans le tableau VI.

Les charges de neige sont définies pour un intervalle moyen de récurrence de 50 ans et s'appliquent aux structures de classe 3 et 4. Pour les structures de durées de vie de calcul plus courtes, il est possible d'ajuster les charges de neige.

Tableau VI.

Classe	Durée de vie de calcul exigée (années)	Exemples
1	1-5	Structures provisoires
2	25	Éléments de structure remplaçables ex : portiques, poutrelles, appuis
3	50	Structures de bâtiment et autres structures usuelles
4	100	Structures de bâtiment monumentales, ponts et autres ouvrages de génie civil

La section « Base du calcul » établit une distinction entre les états-limites ultimes et les états-limites de service. Les états-limites ultimes sont ceux associés aux effondrements ou aux autres formes de ruine de la structure. Les états-limites de service correspondent aux conditions au-delà desquelles les exigences de service spécifiques concernant les éléments structuraux ne sont plus satisfaites.

Dans les paragraphes 5.2 et 5.3 ci-dessous, les informations concernant les cas de charge pour les vérifications aux états-limites ultimes et aux états-limites de service sont étudiées.

5.2. États-limites ultimes

Du point de vue de l'analyse du risque, l'on doit mentionner que la sélection de la situation de projet est beaucoup plus importante que la recherche de précision dans la détermination des facteurs partiels. Il est donc important de faire preuve de bon sens dans le choix de la situation de projet susceptible d'occurrence, pour laquelle le projet doit être étudié. Cette approche peut être qualifiée de « réflexion en scénarios de hasard » ; elle devrait développer l'imagination des ingénieurs traitant de problèmes où intervient le hasard.

De tels scénarios de hasard peuvent couvrir en particulier les situations suivantes :

- charges de neige sur des toits à plusieurs niveaux de dimensions spéciales pouvant entraîner la formation de congères ;
- conditions de vent particulières telles que : une charge de neige uniforme est très rare et les accumulations fréquentes ;
- charges de neige élevées sur des structures dépourvues de murs ; l'effet cumulé de la charge de neige et du vent peut entraîner l'effondrement de la structure ;
- combinaison de charge de neige élevée avec l'accélération horizontale d'un séisme.

Le paragraphe 9.4 de l'Eurocode 4 « Base de calcul » définit des combinaisons d'actions avec des facteurs partiels ; ces facteurs sont basés sur les codes nationaux et sur des réflexions générales. Jusqu'à présent, aucun calcul systématique n'a été effectué sur des combinaisons de charges de neige avec d'autres actions telles que le vent, le poids propre, les séismes. Ce paragraphe précise que certaines régions géographiques appellent des modifications. Aucune documentation n'existe sur de telles modifications régionales, qui devraient être définies par les autorités nationales compétentes.

5.3. États-limites de service

La procédure de vérification de l'aptitude au service est indiquée dans la partie 9.5 de l'Eurocode « Base de calcul ». Lors du calcul aux états-limites de service, les facteurs suivants doivent être pris en compte :

- le fonctionnement de la construction ou de certains de ses éléments ;
- le confort des usagers ;
- l'aspect de la construction ou de certains de ses éléments.

Pour permettre de vérifier la structure aux états-limites de service suivant la méthode des coefficients partiels, le règlement doit fournir les combinaisons de charges appropriées et les valeurs limites de leurs effets. Les combinaisons de charges sont à peu près les mêmes que celles utilisées pour les états-limites ultimes.

Les valeurs représentatives dépendent naturellement de la dispersion de la neige, mais varient aussi fortement en fonction de la durée de tenue de la neige au sol. Ces deux paramètres varient beaucoup suivant les différentes zones climatiques. À basse altitude et dans les régions méditerranéennes et tempérées, la persistance de neige au sol peut varier de quelques heures à quelques jours et le coefficient de variation est élevé. Dans les zones de climat plus froid, la neige reste au sol plusieurs mois.

De grandes différences sont donc prévisibles entre les valeurs représentatives de charges de neige sur le sol, en fonction des zones climatiques particulières. Ces conclusions évidentes n'ont pas encore été vérifiées par un travail de recherche dans cette direction, valable pour l'ensemble du territoire européen. De même, il n'existe aucune indication normative, excepté pour ce qui concerne la méthode indiquée par le règlement suisse SIA 160 « Actions sur les structures » [111].

Le présent règlement indique la charge de neige destinée à la vérification de l'aptitude au service, en distinguant la valeur à court terme de la valeur à long terme : la première est égale à la valeur caractéristique, la seconde, indiquée sur le diagramme de la figure 20, dépend de la persistance de la neige et de l'altitude du site.

Pour obtenir une telle relation, il est nécessaire de disposer des relevés quotidiens d'épaisseur de neige, effectués au cours de plusieurs années et en plusieurs endroits: Le procédé stochastique est analysé pour chaque station météorologique et la durée moyenne est évaluée pour tout niveau de charge déterminé. Il devient alors possible de représenter les résultats sur un graphique avec la durée en abscisse et la charge en ordonnée. Ces études n'ont été réalisées qu'en Suisse.

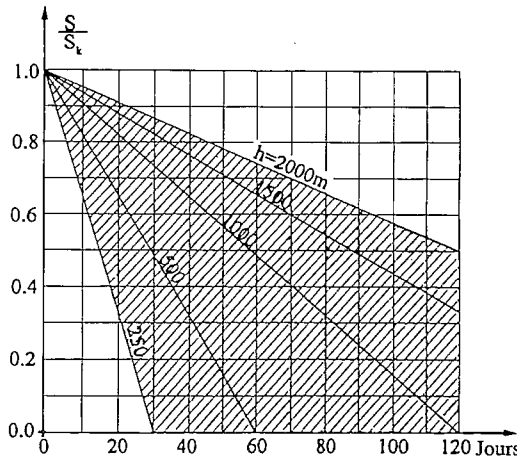


Figure 20. Règlement suisse : états-limites de service.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] ABE, NAKAMURA – « Wind Effect on the Daily New Snow Depth on Flat Roofs ». Japanese National Research Center for Disaster Prevention, Report n° 32, 1984.
- [2] AIZEN A.K., ROTHSTEIN D.M. – « About Probabilistic Evaluation of Snow Load ». *Stroitel'naya mekhanika i raseth sooruzhen'yi*, n° 5, 1981, p. 7-9.
- [3] AKERLUND S. – « Snow Depth and Snow Load in Umea, Akerlund ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special Report 89-6, 1989.
- [4] ALLERUP P., MADSEN H. – « Snow Pack Maximum Water Equivalent in Denmark ». Danish Metereological Institute, Climatological Papers, n° 14, 1985.
- [5] ANNO Y., TOMABECHI T. – « Development of a snowdrift wind tunnel ». *Cold Regions Science and Technology*, 10, 1985.
- [6] ANNO Y. – « Snowdrift Wind Tunnels in Japan ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special Report 89-6, 1989.
- [7] ANSI/ASCE 7-88, *Minimum design loads for buildings and other structures*. American National Standard Institute, New York, 1990. See also : *ISO Standard 4355 « Determination of Snow Loads on Roofs, annex A »*, 1992.
- [8] BANON H. - *A Markov Model of Snow Depth*. Dept. of Civil Engineering, MIT, R 78-1, Cambridge, Mass. 1978.
- [9] BOYD D.W. – « Maximum Snow Depth and Snow Loads on Roof in Canada ». Proc. 29th Annual Meeting, West, Snow Conf., Spokane, Wash., 1961, p. 6-12.
- [10] CASPAR JW. KREBS M. - *Auswertung langjähriger Beobachtungen über Schneehöhen und Schneelasten. (Analysis of long-term observations on snow depths and snow loads)*. Forschungsbericht, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 1974.
- [11] CEN - *Basis of Design and Actions on Structures ENV 1991-1 : 1993*. European Committee for Standardization, Brussels 1993 (EEC).
- [12] CEN/TC 250/SCI (1993) - *ENV 1991-2-3, Eurocode 1 : Basis of design and actions on structures, Part 2.3 : Snow loads, 1994* (EEC).
- [13] CEN/TC 250/SC 1/PT4 (1993) - *Prenormative Research Program Snow Loads*. April 1993 (EEC).
- [14] CHIN I., GOUWENS A., HANSON J. – « Review of Roof Failures in the Chicago area under Heavy Snow Load ». ASCE Convention and Esposition, Portland, Oregon, Preprint 80-145, April 1980.
- [15] CLAUS B.R. – « The variation of Ground Snow Load with Elevation in Southern British Columbia ». Master's Thesis, University of British Columbia, Dept. of Civil Engineering, 1981.
- [16] CLAUS B.R., RUSSEL S.O., SCHAEERER P.A. – « Variation of Ground Snow Loads with Elevation in Southern British Columbia ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 11, n° 3, 1984, p. 480-493.
- [17] COLBECK S.C. – « Roof Loads Resulting front Rain-On-Snow ; Results of a Physical Model ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, 4, 1977, p. 82-90.

- [18] DINGMAN S.L., HENRY C.E., HENDRICK R.L. – « Variation of Snow Properties with Elevation in New Hampshire and Vermont ». Proceedings, Modeling of Snow Cover Runoff, CRREL, Hanover, New Hampshire, 1978.
- [19] DYER R.M. – « Persistence in Snow fall intensities measured at the ground ». *Int. Appl. Met.* 9 (1), 1970, p. 29-34.
- [20] ELLINGWOOD B. – « Probabilistic models for ground snow accumulation ». Proceedings, 41st Eastern Snow conference ; New Carrollton, MD, 1984.
- [21] ELLINGWOOD B., REDFIELD R. – « Ground Snow Loads for Structural Design ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, vol. 109, n° 4, 1983, p. 950-964.
- [22] ELLINGWOOD B., REDFIELD R. – « Probability Models for Annual Extreme Water Equivalent Ground Snow ». *Monthly Weather Review*, American Meteorological Society, 1984.
- [23] ELLINGWOOD B., O'ROURKE M. – « Probabilistic Models on Snow Loads on Structures ». *Structural Safety*, vol. 2, n° 4. 1985.
- [24] ENDO, A., TOMABECHI T. - *Wind channel experiment of the forming conditions of Snow Depth on various roofs with model Snow*. Memoirs of the Hokkaido Institute of Technology, n° 11, 1983.
- [25] GABL K. – « Snow Loads in Mountainous Terrain ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special Report 89-6, 1989.
- [26] GALANAKIS I. – « Effects of Wind on Roof Snow Drifts ». Masters Thesis, Rensselaer Polytechnic Institute, Troy N.Y., 1988.
- [27] GEINGER R. - *The climatic near the ground*. Harvard University Press, Cambridge, Mass., 1965.
- [28] GOLD L.W., WILLIAMS G.P. – « Dependence of Snowfall on temperature ». N.R.C.C., Div. Building Research, Techn. Pp. n° 42, 1965.
- [29] GRÄNZER M. - *Zur Festlegung der rechnerischen Schneelasten*. Bauingenieur, Berlin 1983.
- [30] GRÄNZER M. - *Angabe von Schneelasten, geografisch nach Zonen gegliedert, für den Eurocode "Lasten" Teil 7*. (Evaluation of Snow Loads for the Eurocode on actions, part 7, depending on geographical zones). Landesstelle für Bautechnik Baden-Württemberg, Tübingen, 1989.
- [31] GRAY D.M., MALE D.H. - *Handbook of snow. Principles, Processes, Management & Use.*, Chapter 5 : « The distribution of Snow Cover ». Pergamon Press, 1981.
- [32] GRUNER A.G. - *Roof shape factors*. SIA Norm 160, Abschnitt 4.5 : *Schnee, Comparison of different national codes*, December 17, 1987.
- [33] GUMBEL E. - *Statistics of Extremes*. Columbia University Press, New York/London, 1958. Reprint 1967.
- [34] HARRIS J.R. – « Snow Data Analysis for Structural Safety ». First International Conférence on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [35] HØIBØ H. - *Snow Load on agricultural buildings*. Institut for bygningsteknikk, N.L.H., 1986 (in Norwegian).
- [36] HØIBØ H. – « Snow Load on Gable Roof Results from Snow Load Measurements on Farm Buildings in Norway ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [37] INTERNATIONAL ORGANIZATION FOR STANDARDIZATION - *Bases for Design of Structures - Determination of Snow Loads on Roofs*. ISO 4355, 1974/92-03-31.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- [38] IRWIN P.A., WILLIAMS C.J. – « Application of Snow Simulation Model Test to Planning and Design ». Proceedings Eastern Snow Conference, vol. 28, 40th Annual Meeting Toronto, 1983.
- [39] IRWIN P.A., GABLE S.L. – « Snow Loading Studies on the Ontario Stadium Projekt ». RWDI Reports 48612092 and 48712041, 1986 and 1987.
- [40] IRWIN P.A., GAMBLE S.L. – « Prediction of Snow Loading on Large Roof ». 7th International Conference on Wind Engineering, Aachen, FRG, July 6-10, 1987.
- [41] IRWIN P.A., GAMBLE S.L. – « Predicting Snow Loading on the Toronto Skydome ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [42] ISYUMOV N. – « An Approach to the Prediction of Snow Loads ». Ph. D Thesis, Faculty of Graduate Studies, University of Western Ontario, London, Ontario 1971.
- [43] ISYUMOV N., DAVENPORT A. – « A Probabilistic Approach to the Prediction of Snow Loads ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 1, 1974, p. 28-29.
- [44] ISYUMOV A., MIKITIUK M. – « Climatology of Snowfall and Related Meteorological Variables with application to Roof Snow Load Specifications ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 4 (2), 1977.
- [45] ISYUMOV N. – « Roof Snow Loads : Their Variability and Dependence on Climatic Conditions ». Symposium on the Uses of Wood in Adverse Environments, Vancouver B.C., May 15-18, 1978.
- [46] ISYUMOV N., MIKITIUK M., DAVENPORT A.G. – « Snow Loads on Roofs ». 12th IABSE Congress, Vancouver B.C., September 3-7, 1984.
- [47] IVERSEN J. – « Modeling Drift Geometry in Wind Tunnels ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [48] JANICOT S. - *Durées de retour des hauteurs maximales quotidiennes de chute de neige*. Paris, Météo France, juil. 1990.
- [49] JOINT COMMITTEE OF STRUCTURAL SAFETY (JCSS) – « Common unified rules for different types of construction and material ». *Bulletin du Comité Euro-international du béton (CEB) n° 116, 3rd draft, Annex III, Paris 1976*.
- [50] KATAJISTO R., RECHARDT T. – « Snow Loads in Finland 1966 ». *Rakennus-tekniikka*, 1967, p. 87-93.
- [51] KIND R.J. – « Snowdrifting : A Review of Modeling methods ». *Cold Regions Science and Tecnology*, 12, Elsevier Science Publishers, 1986.
- [52] KOBAYASHI D. - *Studies of Snow Transports in Low-Level Drifting Snow*. Institute of Low temperature Science, Sapporo, Japan, Series A, 1973.
- [53] KOPANEV I.D. - *Methods of Study of Snow Cover*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1971.
- [54] KOSHUTIN B.N., STROKATOV B.P. – « Study of Snow Loads on Flat Roofs of Industrial Buildings ». *Promyshlennoe stroitelstvo*, n° 5, 1984, p. 6-8.
- [55] KUZNETSOV B.N. – « Determination of Snow Loads on Roofs of Heated Buildings ». *Stroitel'naya mekhanika i raschet sooruzheniy*, n° 3, 1982, p. 18-22.
- [56] LEPORATI E. – « L'azione della neve sulle strutture - Il modello probabilistico » (The action of snow on structures - The probabilistic model). *Atti dell'Istituto di Scienza delle Costruzioni del Politecnico di Torino*, n° 590, 1983.
- [57] LEPORATI E., BIASOLI F. – « L'azione della neve in Piemonte e in Valle d'Aosta - Risultati di un'indagine statistica » (The action of snow in Piemonte and in Valle d'Aosta - Statistical re-

- search results). Atti dell'Istituto di Scienza delle Costruzioni del Politecnico di Torino, n° 597, 1983.
- [58] LEPORATI E., MERCALLI L. – « La serie delle nevicate a Torino, 1874-1992 : analisi climatologica ed azione sulle strutture » (Snowfalls in Tourin, 1874-1992 : climatological analysis). Int. Symp. on Appl. Ice and Snow Res, Rovaniemi, 1993, p. 18-23.
- [59] LUTES O.A., SCHRIEVER W.R. – « Snow accumulations in Canada, case histories : II ». N.R.C.C. Div. Building Research, Techn., Pp. n° 339, 1971.
- [60] LUY H., RACKWITZ R. – « Darstellung und Auswertung von Schneehöhenmessungen in der Bundesrepublik Deutschland ». *Berichte zur Zuverlässigkeitstheorie der Bauwerke*, Heft 31, München, 1978.
- [61] MARTINEC J. - *Périodizität der Schneelasten in der Schweiz*. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhloch, Davos, Inf. Bericht n° 545, 1975.
- [62] MARTINEC J. – « Expected Snow Loads on Structures from incomplete hydrological data ». *Journal of Glaciology*, vol. 19, n° 81, Cambridge 1977, p. 185-195.
- [63] MIHASHI H., TAKAHASHI T., ISUMI M. – « Wing Effects on Snow Loads ». First International Conference on Snow engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [64] MIKITIUK M., ISYUMOV N. – « Variability of Snow Loads on Large-Area flat Roofs ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [65] MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT DE FRANCE – « Neige de décembre 1990 : Analyse des sinistres ».
- [66] MÜLLER K.F., RACKWITZ A. - *Einige Überlegungen zur wirklichkeitsnahen Erfassung von Schneebelastungen*. Sicherheit von Betonbauten, Deutscher Betonverein, 1973.
- [67] NAVARRE J.-P., REY L. – « La neige et les constructions - Surcharges et interactions neige-construction ». *Cahiers du CSTB*, Livraison 307, n° 2398, 1990.
- [68] NEWARK M.J. – « A New Look at Ground Snow Loads in Canada ». Proceedings, Eastern Snow Conference, vol. 29, 41st Annual meeting, Washington D.C., 1984.
- [69] NEWARK M.J., WELSH L.E., MORRIS R.J., DNES W.V. – « Ground Snow Loads for the 1990 National Building Code of Canada ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [70] NEWARK M.J. *et al.* – « Revised ground Snow Load for the 1990 National Building Code for Canada ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, 16, p. 267-278, 1989.
- [71] NIELSEN A. – « Snow - Melting and Snow Loads on Glass Roofs ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [72] O'ROURKE M. - *Snow Load Data Analysis, Winter of 1977-1978*. Department of Civil Engineering, Rensselaer Polytechnic Institute, 1978.
- [73] O'ROURKE M., MICHON T. – « Snow Loads on Long Span Roofs ». ASCE Symposium on Long Span Roof Structures, St. Louis, Mo. October 1981.
- [74] O'ROURKE M.J., REDFIELD R., von BRADSKY P. – « Uniform Snow Loads on Structures ». *Journal of the Structural Division*, ASCE, vol. 108, n° ST12, 1982, p. 2781-2798.
- [75] O'ROURKE M.J., STIEFEL U.G. – « Roof Snow Loads on structural design ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, vol.109, n° 7, July 1983, p. 1527-1537.
- [76] O'ROURKE M., KOCK P., REDFIELD R. – « Analysis of Roof Snow Load Case Studies ». CRREL Report 83-1, 1983.

- [77] O'ROURKE M., TOBIASSON W., WOOD E. – « Proposed Code Provisions for Drifted Snow Loads ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, 1985.
- [78] O'ROURKE M., SPECK R., STIEFEL U.G. – « Drift Snow Loads on Multilevel Roofs ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, vol. 111, n° 2, 1985, p. 290-306.
- [79] O'ROURKE M., WOOD E. – « Improved relationship for Drift Loads on Buildings ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol 13, 1986.
- [80] O'ROURKE M., ELMADI K. – « Roof Snow Loads, Drifting Against a Higher Wall ». Proceedings of the 55th Western Snow Conference, Vancouver B.C., 1987.
- [81] O'ROURKE M., GALANAKIS I. – « Roof Snow Drift due to Blizzard ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, May 1989.
- [82] O'ROURKE M., GALANAKIS I. – « Modeling Wind Effect on Drift ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [83] O'ROURKE M., SPECK R. – « Roof Snow Load for Seismic-Design Calculations ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, vol. 118, n° 9 september 1992.
- [84] OTSTAVNOV V.A., ROZENBERG L.S. – « Possibilities of Lowering on Snow Load on Flat Roofs ». *Promyshlennoe stroitelstvo*, n° 12, 1966, p. 28-31.
- [85] OTSTAVNOV V.A. *et al.* – « Consideration of Wind effect in Standardization of Snow Load ». CIB Committee W 23 in Basic Structural Engineering Requirements for Buildings.
- [86] OTSTAVNOV V.A., GOKHBERG - *Promyshlennoe Stroitelstvo*. n° 9, Moscow, 1970. See also : *ISO Standard 4355, Determination of Snow Loads on Roofs*, Annex A, 1992.
- [87] OTSTAVNOV V.A., ROZENBERG L.S. – « Consideration of Wind effect in Standardization of Snow Load ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [88] PAINE J., BRUCH L. – « Avalanches of Snow From Roofs of Buildings ». International Snow Science Workshop, Lake Tahoe, California, October 22-25, 1986.
- [89] PETERSEN R.L. – « Simulating Snow Loads on Fabrik Roofs ». ASCE, Advancement in Aerodynamics, Fluid Mechanics and Hydraulics, Minneapolis, Minnesota, 1986.
- [90] PETERSEN R.L., CERMAK L E – « Application of Physical Modeling for Assessment of Snow Loading and Drifting ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [91] POWELL D. – « Determination of Ground and Roof Snow Loads at a Particular Site ». First International Conference on Snow engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [92] RADOK U – « Snow Drift ». *Journal of Glaciology*, vol. 18, n° 81, 1977.
- [93] RUBIN M., ZALLEN – « Roof Collapse under Snowdrift Loading and Snowdrift Design criteria ». ASCE, ISSN 0887-3828/88/0002 – 0080.
- [94] SACK R.L., PINKARD J.J. – « Probabilistic Prediction of Snow Loads on Sloped Roofs ». Proceedings of the 54th Western Snow Conference, Phoenix, AZ, 1986.
- [95] SACK R.L., ARNHOLTZ, HALDEMAN J.S. – « Sloped Roof Snow Loads Using Simulation ». *Journal of Structural Engineering*, ASCE, vol. 113, n° 8, 1989, p. 1820-1833.
- [96] SACK R.L., BAKER R.L. – « Cold Room Studies for Sliding Snow ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.

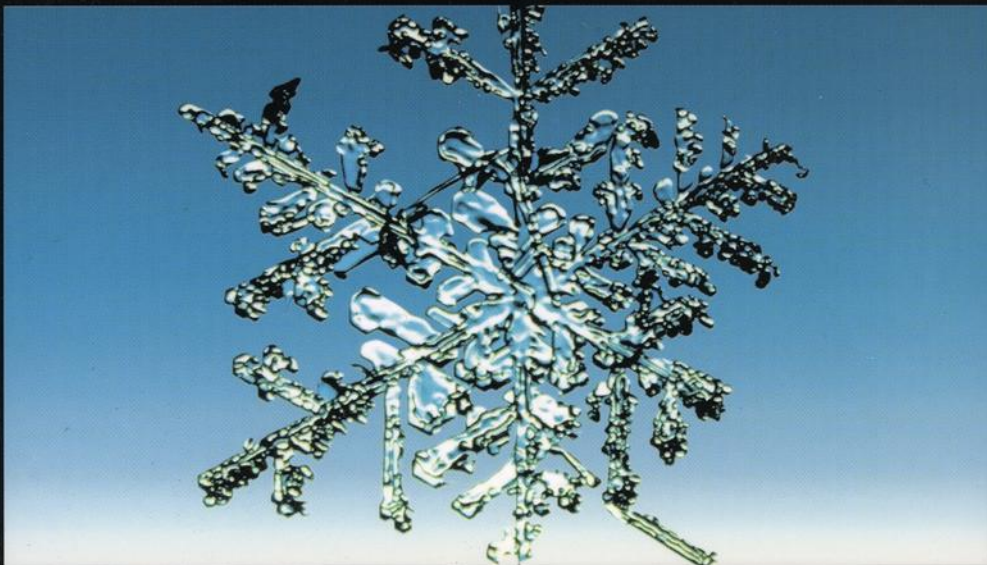
- [97] SAKURAI S., OSAMU J., SHIBATA T. – « Wind effect on the Distribution of Snow Depth on Large Dome ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [98] SANDVIK R. – « Calculation of Maximum Snow Load on Roof with High Thermal Transmittance ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [99] SANDVIK R. - *Snow Load Variation with Altitude in Norway*. NBR.
- [100] SANDVIK R. – « Snow Load variation with altitude in Norway ». Second Int. Conference on Snow Engineering, CRREL special report 92-97, 1992.
- [101] SANPAOLESI L., DEL CORSO R., LIGARO' S. – « Analisi statistica dei valori del carico di riferimento da neve al suolo in Italia » (Statistical analysis of reference ground snow load in Italy). *Giornale del Genio Civile*, 1983, p. 265-278.
- [102] SANPAOLESI L., DEL CORSO R. – « State degli studi per la definizione del carico da neve al suolo nelle nuove norme europee » (State of the art report on studies for the definition of ground snow load in new European Codes). Atti del Congr. CTE, Bologna, 1990, p. 123-127.
- [103] SANPAOLESI L., DEL CORSO R. – « Il codice europeo sulle azioni : le problematiche del carico neve » (The European Code on action on structures : questions regarding snow load). Atti del XIII Congr. CTA, Abano Terme, 1991, p. 85-93.
- [104] SANPAOLESI L., DEL CORSO R. – « The evolution of standards on Snow Loads. Part one : European standards ». *Costruzioni metalliche*, n° 5, 1994, p. 33-42.
- [105] SANPAOLESI L., DEL CORSO R., LEPORATI E. – « The evolution of standards on Snow Coude. Part two : Italian standards ». *Costruzioni metalliche*, n° 6, 1994.
- [106] SCHAEERER P.A. – « Variation of Ground Snow Loads in British Columbia ». DBR Reserch Paper n° 479, National Reserch Council, Ottawa, 1971.
- [107] SCHMIDT, RA. – « Thershold wind-speeds and elastic impact in Snow transport ». *Journal of Glaciology*, vol. 26.n° 94, 1980.
- [108] SCHRIEVER W.R., FAUCHER Y., LUTES D.A. – « Snow accumulations in Canada, case histories : I ». N.R.C.C., Div. Building research, Tecn. Pp. n° 237, 1967.
- [109] SCHRIEVER W.R., OTSTAVNOV V.A. – « Snow Loads : reparation of standards for Snow Loads on roofs in various countries with particular reference to the U.S.S.R. and Canada ». CIB, Research report n° 9.
- [110] SCHRIEVER W.R. – « Estimating Snow Loads on Roofs ». *Canadian Building Digest*, National Research Council Canada, ISSN 0008-3097, CBD 193-1-4, 1978.
- [111] SIA - Norm 160 - *Actions on Structures*. English translation, 1989.
- [112] SIA - *Eurocodes und die Schweiz der SIA-Fachgruppe für Brückenbau und Hochbau*, FBH, 16 sept. 1992.
- [113] SOBOLEWSKI A., ZURANSKI J.A. – « Snow Loads on Roofs - Three Case Histories in Warsaw ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [114] SOBOLEWSKI A., ZURANSKI J, A. – « Snow Density for Structural Snow Load in Moderate Climate ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6, 1989.
- [115] STEYAERT L. *et al.* – « Estimating Water Equivalent Snow Depth from Related Meteorological Variables ». Report NUREG/CG - 1389, National Oceanic and Atmospheric Administration, Prepared for U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, D.C., 1980.

LA NEIGE
Recherche et réglementation

- [116] STIEFEL U.G. – « Single and combined loads due to, Snow and earthquake ». Master thesis, RPI, dec. 1982.
- [117] TABLER R. – « Predicting Profiles of Snow Drift in Topographic Catchments ». Western Snow Conference, Coronado, CA, 1975.
- [118] TALLIN A., ELLINGWOOD B. – « Structural Loads Estimates from Geographically Sparse Data ». *Journal of Structural Engineering*, vol. 113, n° 3, 1987, p. 628-632.
- [119] TAYLOR D.A. – « A Survey of Snow Loads on the Roofs of Arena-Type Buildings in Canada ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 6., 1979.
- [120] TAYLOR D.A. – « Roof Snow Loads in Canada ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 7, n° 1, 1980, p. 1-18.
- [121] TAYLOR D.A. – « Snow Loads for the Design of Cylindrical Curved Roofs in Canada ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 8 (1), 1981.
- [122] TAYLOR D.A. – « Sliding Snow on Sloped Roofs ». *Canadian Building Digest*, Division of Building Research, Ottawa, Canada, 1983.
- [123] TAYLOR D.A. – « Snow Loads on Two-Level Flat Roofs ». Proceedings of the 41st Annual Meeting of the Eastern Snow Conference, June 7-8, 1984.
- [124] TAYLOR D.A. – « Snow Loads on Sloping Roofs - Two Pilot Studies in the Ottawa Area ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 12, n° 2, 1985.
- [125] TAYLOR D.A. – « Snow Loads on Flat Roofs in Canada ». Proceedings of the Western Snow Conference, April 1987.
- [126] TAYLOR D.A. – « Roof Snow Loads in deep Snow Regions ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988 US Army Corps of Engineers, special report 89-6, 1989.
- [127] TEMPLIN J.T., SCHRIEVER W.R. – « Loads due to drifted Snow ». *Journal of the structural Division*, ASCE, vol. 108, n° ST8, 1982, p. 1916-1925.
- [128] THOM H.C.S. – « Distribution of Maximum Annual Water Equivalent of Snow on the Ground ». *Monthly Weather Review*, vol. 94, n° 4, 1966.
- [129] TOBIASSON W., REDFIELD R. – « Alaskan Snow Loads ». Presented at the 24th Alaskan Science Conference, August 1973, Available from US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH, 03755.
- [130] TORY J.R. - *The codification of European Snow Loading*. British Research Establishment (BRE).
- [131] WILBIK J, SOBOLEWSKI A., ZURANSKI J. – « Snow Damage to Buildings in Poland, 1968-1887 ». First International Conference on Snow Engineering, Santa Barbara, California, July 1988, US Army Corps of Engineers, Special report 89-6,1989.
- [132] WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION (WMO) - *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. WMO n° 8, Geneva, Switzerland, 1983.
- [133] ZAVARINA M.V. – *Building Climatology*. Moscow, Gidrometeoizdat, 1976.
- [134] ZURANSKI J.A., SOBOLEWSKI A. – « Some Problems of Snow Loads on Roofs ». Proceedings of the CIB Symposium on Building Climatology, Moscow, sept. 1982.

Achévé d'imprimer
sur les presses de l'Imprimerie Moderne de Bayeux
ZI, 7, rue de la Résistance, 14401 BAYEUX

Dépôt légal : n° 4885
Septembre 2000



Chaque année, le nombre des accidents graves déclarés dus à des coulées de neige est supérieur à quarante.

Des événements récents (hiver 1998) ont confirmé ces chiffres, faisant toutefois apparaître une stabilisation du nombre des tués en montagne par rapport à l'augmentation de la fréquentation des stations d'altitude. Ces événements ont surtout montré quelle pouvait être la puissance de destruction des avalanches, mais aussi quels pouvaient être les désordres et les dommages engendrés, directement ou indirectement, par le transport de la neige par le vent (congères, plaques à vent, etc.) et les problèmes de viabilité hivernale induits.

Nous sommes donc heureux de pouvoir vous présenter dans ce livre des sujets à la fois théoriques et pratiques, où sont non seulement abordées les méthodes de prédiction et de modélisation numériques de la neige, mais aussi les méthodes d'évaluation des actions et leurs effets sur les constructions par référence aux derniers développements en matière de normalisation et de projets d'ouvrages.

Michel PRAT



9 782859 783181

Couverture : A. Oliveira

ISBN 2-85978-318-0

ISBN 2-85362-545-1