

Neige, avalanches, névé, et glaciers

Robert HAEFELI ; traducteur : Christophe ANCEY

Source : Haefeli, R., Schnee, Lawinen, Firn und Gletscher, in *Ingenieur-Geologie*, edited by L. Bendel, pp. 663-735, Springer Verlag, Wien, 1948.

Note du traducteur : attention aux unités de contraintes, l'auteur emploie toujours des unités en masse par unité de surface, au lieu de poids par unité de surface. Dans toutes les expressions, il ne fait donc jamais apparaître la constante d'accélération de gravité. Haefeli introduit ainsi γ_s la masse volumique moyenne, mais il faudrait mieux l'introduire comme le poids volumique moyen de la neige.

1 Propriétés physiques de la neige

Toutes les propriétés physiques montrent une caractéristique commune : leur plage de variation est numériquement très importante quelle que soit la neige. Il faut en outre noter que la métamorphose change progressivement les propriétés physiques de la neige. Outre les indicateurs qui caractérisent un état particulier de la matière (masse volumique, porosité, etc.), quelques propriétés méritent un intérêt tout particulier, notamment celles qui caractérisent la capacité de la matière à se modifier sous certaines influences extérieures. L'une des variables les plus importantes est la température.

1.1 Masse volumique et porosité

Les valeurs correspondantes sont résumées dans le tableau 1 ci-dessous.

1.2 Perméabilité

La perméabilité de la neige concerne tout ce qui a trait à la chaleur, le rayonnement, l'air et l'eau.

La *conductivité thermique* λ_t de la neige dépend dans une large mesure de sa masse volumique. Comme le montrent les essais de Jansson (1901) on a estimé les valeurs suivantes¹ :

γ_s [kg·m ⁻³]	50	100	200	300	500
λ_t [kcal·m ⁻¹ ·h·°C]	0,06	0,08	0,14	0,23	0,51

1. La diffusion thermique $a_t = \lambda_t/c/\gamma_s$ peut être calculée à partir de la conductivité thermique quand on connaît la chaleur spécifique c et la masse volumique pour la neige et la glace.

Tableau 1 : masse volumique γ_s et porosité de la neige et de la glace.

Type	Description	masse volumique γ_s [kg·m ⁻³]	porosité n_s [%]
Récente	neige virevoltante	10–30	99–97
	neige poudreuse	30–60	97–93
	neige faiblement compactée par le vent	60–100	93–89
	neige fortement compactée par le vent	100–300	89–67
Vieille	gobelet	200–300	78–67
	neige sèche tassée	200–400	78–56
	neige humide tassée	400–550	70–50
	neige de névé	400–700	56–24
	neige de névé mouillée	600–800	50–20
	glacier	917	0

En général, la neige est un mauvais conducteur de chaleur. À titre de comparaison, on peut noter que la conductivité thermique de la glace est comprise entre 1,5 et 3,0, celle des fibres de bois 0,14, celle du béton entre 0,7 et 1,5 kcal·m⁻¹·h·°C. La faible conductivité de la neige permet son utilisation technique comme isolant thermique de façon temporaire (par exemple pour l'isolation des logements et des conduites d'eau).

En ce qui concerne la transmittance des radiations, Thams a mesuré à Davos un albédo² moyen de 70 %, puis à 10 cm de profondeur 44 %, à 20 cm 19 %, à 30 cm 8 %, et 50 cm sous la surface de la neige seulement 1 % du rayonnement pénétrant mesuré (O. Eckel et Ch Thams, F. Prohaska et Ch. Thams 1040).

La perméabilité à l'air k peut être exprimée d'une manière analogue à la perméabilité à l'eau avec la vitesse de filtration dans les sables, où k est la vitesse de filtration de l'air pour un gradient $J = 1$ (ramené à 0 °C et à 760 mm Hg). Selon la neige, les valeurs de k varient entre 40 et 1000 cm/an.

La perméabilité à l'eau, qui est d'un intérêt particulier pour les études hydrologiques, peut être définie sur la base de la loi de Darcy, par la détermination expérimentale d'un coefficient de perméabilité k sous la forme d'une vitesse de filtration de gradient pour un gradient $J = 1$, de façon similaire à ce qui est fait pour les sables.

1.3 Plasticité de la neige

La plasticité de la neige peut être caractérisée par l'élongation et la contraction lors d'essais de compression ou de traction uniaxiale (fig. 1), tandis que le cisaillement (déformation tangentielle) sous l'influence de forces de cisaillement donne une idée des rapports de résistance. En général, il convient de noter que toute contrainte, fût-elle la plus petite, génère une déformation constante permanente jusqu'à ce que, ce faisant, le matériau atteigne un état de plasticité parfaite (Haefeli, 1939).

Une difficulté majeure surgit par ailleurs du fait qu'il n'y a pas de stricte proportionnalité entre la contrainte et la vitesse de déformation. Néanmoins, afin de simplifier

2. Rapport entre quantité de lumière réfléchie et quantité reçue.

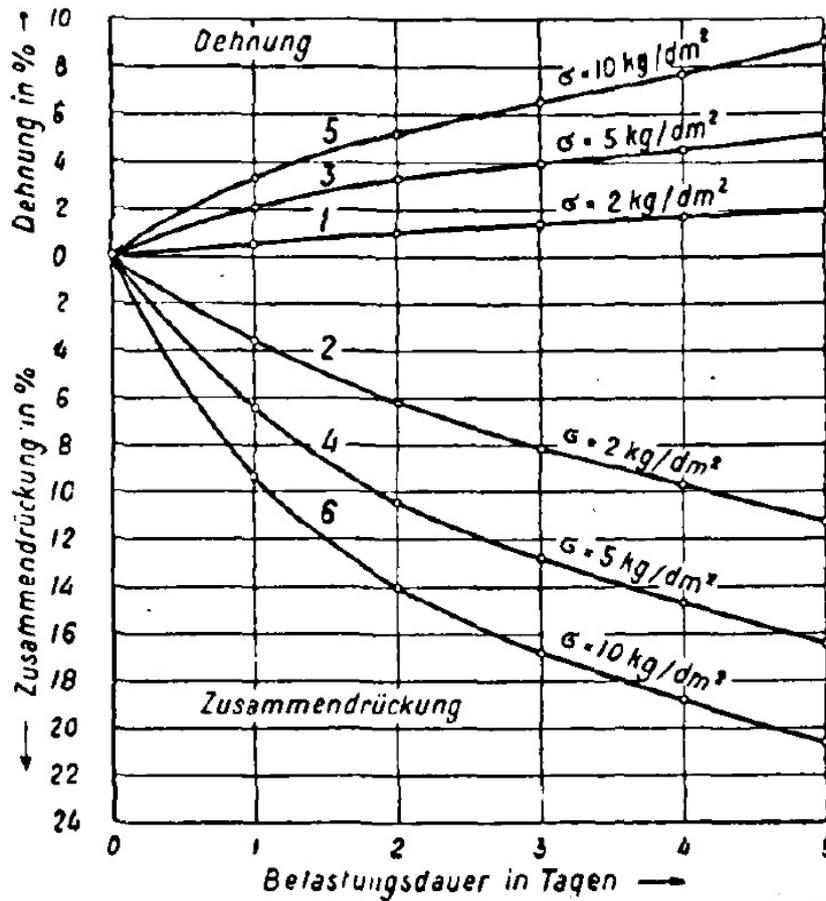


Figure 1 : comparaison de la compressibilité et de l'extensibilité de la même neige pour différents chargements uniaxiaux (température moyenne $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$). NdT: Dehnung, élongation; Zusammendrückung, contraction, Belastungsdauer in Tagen, durée de chargement en jours.

dans un premier temps le calcul par une hypothèse de travail et en l'absence d'une meilleure méthode d'approximation, on peut accepter que la contrainte est proportionnelle à la vitesse de déformation pour un certain domaine de chargement. On note en outre que la plasticité est d'autant plus limitée que la température est faible.

L'extensibilité (ductilité) peut être décrite via le taux d'élongation journalier a_1 (pour $\sigma = 1\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ en % de la longueur initiale de l'échantillon cylindrique) à température normale. À $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ par exemple, les valeurs suivantes ont été mesurées :

$$\begin{aligned} \gamma_s = 167\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} & \quad a_1 = 1,0\text{ \%}/\text{jour} \\ \gamma_s = 442\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} & \quad a_1 = 0,02\text{ \%}/\text{jour} \end{aligned}$$

De façon similaire à ce qui est fait pour l'extensibilité peut-on définir³ la compressibilité à l'aide d'un taux de compressibilité journalier a_2 (pour une compression axiale de $\sigma = 1\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ en % de la longueur initiale de l'échantillon cylindrique) à température normale. Pour les mêmes neiges que celles décrites ci-dessus, on obtient les valeurs

3. Contrairement aux tests de mécanique des sols, la compression de la neige est généralement mesurée sans coffrage latéral, c'est-à-dire avec extension latérale libre.

suivantes :

$$\begin{aligned}\gamma_s &= 167 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} & a_2 &= 2,0 \text{ \%/jour} \\ \gamma_s &= 442 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} & a_2 &= 0,04 \text{ \%/jour}\end{aligned}$$

Pour une même neige, le taux de compression a_2 est généralement toujours supérieur au taux d'extension, c'est-à-dire que neige se comporte de façon plus plastique en traction qu'en compression (fig. 1)⁴. Le rapport $\lambda = a_2/a_1$ est en moyenne d'environ 2, mais varie en fonction de la neige dans une proportion considérable. Il est utile d'introduire les coefficients plastiques m_1 et m_2 de la traction et compression, par analogie avec le coefficient de Poisson m des matériaux élastiques de la façon suivante (pour une température normalisée) :

- m_1 est le rapport entre la déformation dans la direction de la traction et la contraction latérale (dans la direction normale au sens de la traction) pour une contrainte $\sigma = 1 \text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ par unité de temps ;
- m_2 est le rapport entre la contraction dans la direction de la traction et l'extension latérale (dans la direction normale au sens de la compression) pour une contrainte $\sigma = 1 \text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ par unité de temps.

On note que m_1 et m_2 ne sont pas identiques. Alors que l'on peut poser $m_1 \approx 2$ compte tenu du fait que le volume de l'échantillon de neige en traction uniaxiale reste pratiquement inchangé, m_2 est généralement nettement supérieur à 2 et il est d'autant plus grand que la neige est légère. Sous l'effet de la compaction, m_2 diminue jusqu'à atteindre la valeur 2, qui est la valeur limite pour la glace (volume constant).

La compressibilité de la neige peut être observée lors de tests de cisaillement de la neige ou bien en torsion (cisaillement pur) pour des échantillons de neige placés dans des cellules annulaires. On définit le taux de cisaillement comme le taux de variation de l'angle γ :

$$\omega = \frac{d\gamma}{dt} = a_3 \tau_x, \quad (1)$$

avec a_3 le taux de cisaillement spécifique pour $\tau_x = 1 \text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ (contrainte de cisaillement) et γ angle de déformation d'un bloc initialement cubique.

Si l'on considère la neige comme un fluide visqueux, alors d'après la loi de Newton

$$\tau_x = \mu_s \frac{dv_x}{dy} = \mu_s \omega = \frac{\omega}{a_3}. \quad (2)$$

Le taux de cisaillement spécifique a_3 pour $\tau_x = 1 \text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ apparaît comme l'inverse de la viscosité de la neige μ_s . Pour un manteau de neige sèche au Weissfluhjoch (2650 m), les valeurs moyennes typiques mesurées en avril sont dans la fourchette $0,35 \times 10^{10}$ – $0,40 \times 10^{10} \text{ kg}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$, soit des valeurs qui sont 2×10^{13} plus élevées que la viscosité de l'eau à 0 °C, mais comparables à celle de la bentonite dont la masse volumique serait inférieure à $4 \text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$.

4. Cette différence est partiellement due à la rétraction de la neige.

1.4 Résistance

Lorsque durant des essais de compression ou de cisaillement, on approche le point de rupture, la neige change si fortement en raison de sa faible compressibilité qu'une définition précise de la résistance à la compression et au cisaillement bute sur de grandes difficultés. Les résultats expérimentaux dépendent dans une large mesure du dispositif expérimental et de la durée de l'essai. En revanche, on peut correctement déterminer la résistance à la traction de la neige grâce à la constance du volume lors des essais de traction libres de coffrage, en particulier en utilisant des appareils de traction par torsion (R. Haefeli 1944). Pour des blocs cylindriques de neige à $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, avec leur strates parallèles à l'appareil, la résistance à la traction z varie en fonction du type et de la masse volumique de la neige entre 0 et $200\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ ($2\text{ kg}\cdot\text{cm}^{-2}$); elle peut atteindre des valeurs encore plus importantes.

2 Formation et lutte contre les avalanches

Pour expliquer les causes de la formation des avalanches, dont la connaissance constitue la base pour lutter avec succès contre elles, il faut tout d'abord considérer l'équilibre, l'état des contraintes et de déformations du manteau neigeux.

2.1 Équilibre et déformation d'un manteau neigeux

L'état d'équilibre normal du manteau neigeux peut être décrit comme « apparent », parce que l'état de repos total au sens de la statique n'existe qu'apparemment. En réalité, en raison de la métamorphose continuelle causée par le changement de la forme des cristaux individuels, chaque point matériel du manteau neigeux est impliqué dans un mouvement lent. Mais les vitesses qui sont observées lors des déformations plastiques (causées par le poids propre des grains) sont si petites que les forces d'accélération peuvent être négligées, et c'est ainsi que les lois de la statique conservent toute leur validité pour décrire l'équilibre d'un manteau neigeux avant le départ de l'avalanche, c'est-à-dire avant l'apparition d'une instabilité.

L'état de déformation et d'équilibre d'un manteau neigeux horizontal d'épaisseur constante se caractérise d'une part par le fait qu'au cours du tassement, seuls des déplacements verticaux se produisent, et, d'autre part, par raison de symétrie, la contrainte principale (première contrainte principale) est dirigée verticalement (respectivement horizontalement). Pour un type de neige donné, la magnitude des deux contraintes principales horizontales, et donc le coefficient de sol au repos (rapport de la contrainte principale horizontale sur la contrainte principale verticale) est à la fois fonction de la profondeur du point par rapport à la surface du manteau neigeux, ainsi que du temps et du degré de compaction ([Haefeli, 1939](#)).

La déformation d'un manteau neigeux incliné d'épaisseur constante et s'étendant à l'infini, qui est généralement désignée comme *fluage* est caractérisée par le fait que le vecteur vitesse d'un point quelconque n'est pas vertical, comme c'est le cas pour un manteau neigeux horizontal, mais orienté vers le bas de la pente et dans le plan de la chute (fig. 1). Lorsque la surface du sol est rugueuse et les conditions de température sont normales, aucun glissement du manteau neigeux ne prend place à sa base. Le long d'une verticale, le gradient de vitesse est souvent à peu près constant, de sorte que les vecteurs presque parallèles sont d'autant plus grands que le point d'intersection est situé bien au-dessus du sol. La déformation plastique du manteau neigeux peut ainsi être idéalisée, voire définie, dans ce cas particulier par un des sommets du triangle formant le profil de vitesse (fig. 2). L'angle de fluage β , que la vitesse de fluage forme avec la surface de la neige, est fonction de la pente, du type de neige et de la masse volumique de la neige. Si l'on suit le mouvement d'un point A pendant un laps de temps très long, en sorte que l'on puisse utiliser un argument qui est théoriquement démontrable par ailleurs, alors on trouve que ce point ne se déplace pas en ligne droite, mais le long d'une courbe hyperbolique, que nous appelons la courbe de fluage (fig. 2d). Si durant sa métamorphose, la neige se transformait constamment en glace (point Ae), alors le point considéré devrait finalement se mouvoir dans le sens de la tranche

parce que du fait de son incompressibilité, la glace ne peut subir ni déformation, ni compression, c'est-à-dire de déformation normale à la direction des couches (Haefeli 1942). Avec le tassement progressif de la neige, l'angle de fluage diminue constamment jusqu'à la limite (glace) $\beta = 0$ ($m_2 = 2$).

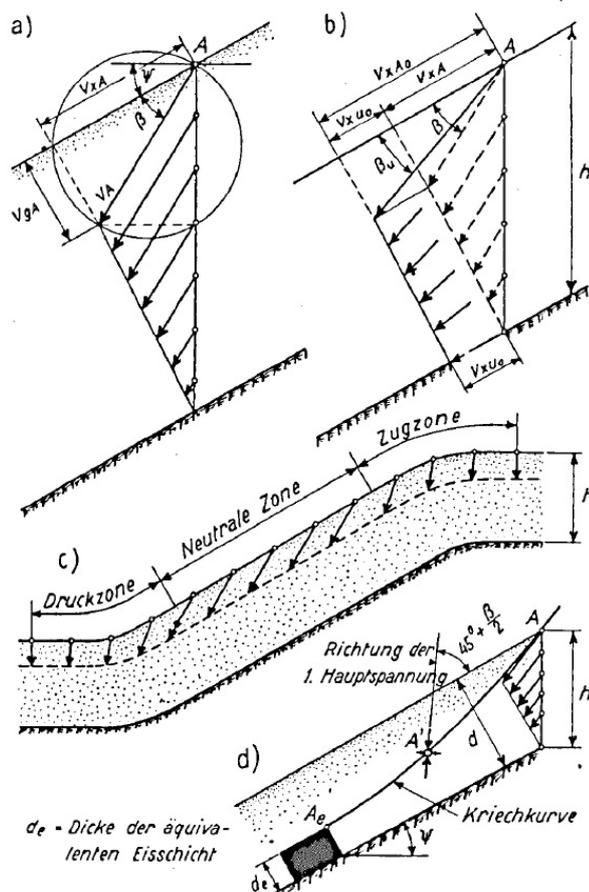


Figure 2 : profil de fluage (idéalisé). NdT: Druckzone, zone de compression; neutrale Zone, zone neutre; Zugzone, zone de traction; Kriechkurve, courbe de fluage; Richtung der ersten Hauptspannung, direction de la première contrainte principale; Dicke der äquivalenten Eisschicht, épaisseur de la couche équivalente de glace.

Il faut maintenant préciser qu'alors que l'état de contraintes au sein d'un remblai infiniment étendu ne peut être connu que dans le cas particulier de l'état limite de l'équilibre de Rankine si rien de précis n'est connu au sujet des déformations, il y a, à l'opposé, pour notre pente de neige, la possibilité de formuler de façon générale l'état de contraintes dès lors que le mouvement de fluage est décrit par un profil triangulaire. Pour montrer cela, il faut tout d'abord noter que les directions des contraintes principales sont déterminées de façon unique en se servant des mêmes hypothèses que celles formulées ci-dessus au sujet de l'état de déformation. Le processus de fluage considéré se caractérise en effet du point de vue cinématique par le fait que dans le plan de l'image, toute ligne (fictive) constituée de points matériels reste droite au cours de la déformation plastique, mais subit une rotation autour du point d'intersection avec la surface du sol (fig. 3). Ceci est également valable pour les cordes PD et PE du demi-cercle passant

Si l'on découpe par ailleurs un volume prismatique à partir de cette couche de neige infinie et uniforme, comme le montre la figure 4, avec une largeur 1, une longueur 1 et une hauteur y , alors l'équilibre de ce volume implique que les forces p_x identiques, mais agissant sur les faces opposées sont parallèles à la surface du manteau neigeux et que la contrainte résultante p_z est orientée selon la verticale. Les deux composantes de cette dernière se calculent comme les contraintes normale et tangentielle d'un volume élémentaire parallèle à la surface du manteau neigeux comme suit :

$$\begin{aligned}\sigma_x &= y\gamma_s \cos \psi = z\gamma_s \cos^2 \psi, \\ \tau_x &= y\gamma_s \sin \psi = z\gamma_s \cos \psi \sin \psi.\end{aligned}\quad (3)$$

Connaissant la direction des contraintes principales et un couple de contraintes (σ_x, τ_x) , l'état de contraintes en tout point P est maintenant complètement déterminé. Le calcul des contraintes principales dans le plan de l'image donne les expressions suivantes

$$\begin{aligned}\sigma_I &= y\gamma_s \left(\cos \psi + \sin \psi \cotan \left(\frac{\pi}{2} + \frac{\beta}{2} \right) \right), \\ \sigma_{II} &= y\gamma_s \left(\cos \psi - \sin \psi \tan \left(\frac{\pi}{2} + \frac{\beta}{2} \right) \right).\end{aligned}\quad (4)$$

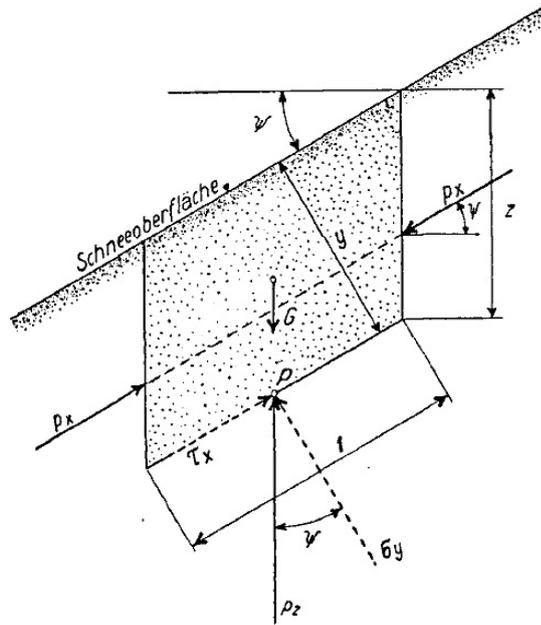


Figure 4 : volume élémentaire du manteau neigeux.

Comme l'angle de fluage β diminue avec la compaction croissante du matériau, la métamorphose progressive est associée à un changement continu des contraintes, un processus qui conduit à la notion de phénomènes de « contraintes métamorphiques », par analogie avec les phénomènes de contraintes hydrodynamiques dans des argiles.

Il faut noter que ces phénomènes ou des phénomènes similaires de contraintes métamorphiques se produisent non seulement dans la neige, mais en général dans tous les agrégats lâches, qui sont soumis à la loi de la métamorphose ou à un changement de forme des grains individuels. Les lois traitées ici intéressent donc également la statique de roches faiblement consolidées, ainsi que les éboulis grossiers, qui sont soumis à un fluage induit par le changement de forme des grains individuels sous l'effet de processus d'altération, un processus qui est par essence similaire à celui du manteau neigeux (Haefeli 1944, 1947).

Outre le cas particulier du fluage considéré jusqu'à présent, il y a aussi le cas général, dans lequel le manteau neigeux non seulement se déforme par lui-même, mais également et surtout glisse en bloc le long du sol (fig. 2b). Ce processus est d'une part à l'origine de dommages considérables dans l'espace alpin, dus aux très grandes pressions qui s'exercent sur des objets exposés au glissement de la neige, tels que des chalets de montagne, et d'autre part, il entraîne des dommages à la pelouse alpine. Le fait qu'un tel glissement se produise ou non dépend essentiellement des conditions de température, de rugosité, d'humidité et de pente du substrat ainsi que de l'épaisseur et la consistance du manteau neigeux. L'altitude et l'exposition des pentes concernées sont également dans ce contexte d'une importance cruciale.

Par rapport à l'état de déformation et de contraintes que nous venons de présenter ci-dessus dans le cas d'un manteau neigeux d'épaisseur constante et s'étendant indéfiniment sur un plan, le comportement est bien plus complexe dans la nature du fait de ses conditions aux limites spécifiques. Comme la pente du terrain naturel et la hauteur de neige varient d'un endroit à l'autre, il en est de même pour les composantes de vitesse des points voisins de la même couche de neige, dont la magnitude et la direction varient l'une par rapport à l'autre. Si la neige est sans cohésion, comme c'est le cas pour la neige pulvérulente, poudreuse ou le givre de profondeur, différents types de mouvement peuvent se produire à peu près librement. Si au contraire la neige est cohésive, comme c'est le cas de la neige compactée par le vent ou de la vieille neige consolidée, les différences de vitesse de fluage entre deux points situés sur la même ligne de pendage génèrent toujours des contraintes longitudinales. Pour une neige cohésive, si la distance entre les deux points s'accroît, alors des tractions apparaissent ; dans le cas contraire (raccourcissement), ce sont des compressions qui apparaissent. Par conséquent, selon le type de contraintes longitudinales, on peut distinguer les zones de compression et de traction. La première a lieu de préférence dans la partie supérieure de la pente, soit parce que le manteau neigeux s'amenuise vers le haut et qu'il est ancré à la rugosité du terrain, soit parce qu'il est suspendu à une corniche ou bien encore dans un profil de terrain convexe avec une inclinaison plus faible ou une zone horizontale, qui ralentissent le fluage (fig. 2c). La zone de compression se forme essentiellement au pied d'une pente, et aussi à l'amont de chaque obstacle qui produit un freinage du fluage. Entre les zones de compression et traction, se situe habituellement une zone sans contrainte longitudinale, que nous appelons la *zone neutre*. L'état de contraintes de cette zone correspond à celle du manteau neigeux infini et uniforme, pour lequel nous avons analysé le cas particulier du profil de fluage triangulaire ci-dessus. Le terme « neutre » ne veut pas dire que la zone est libre de contraintes, mais tout simplement qu'elle est dépourvue de contraintes longitudinales qui s'y accumuleraient. Dans la distribution spatiale des

contraintes au sein du manteau neigeux naturel apparaissent également les zones de cisaillement, où les contraintes de cisaillement prévalent. Elles se produisent surtout si le processus normal de fluage se trouve freiné à la périphérie d'une pente, par exemple aux abords d'une arête rocheuse. La distribution de contraintes du manteau neigeux naturel est bien plus complexe et différent lorsque la hauteur de neige ainsi que les effets dynamiques varient d'un endroit à l'autre.

3 Calcul de la poussée et mesures contre la poussée de la neige

Alors que jusqu'à présent la forme que l'on donnait aux structures de soutien dans la zone de départ était presque exclusivement le fruit de l'expérience, de l'intuition, et de réflexions sur la conception technique, la tendance récente est de comprendre la nature et l'ampleur des forces en œuvre, pour ainsi obtenir une base plus claire de dimensionnement des ouvrages.

L'objet du calcul élémentaire de pression de la neige est de calculer la pression exercée par un manteau neigeux incliné d'épaisseur constante et s'étendant à l'infini sur un mur perpendiculaire à la pente et s'étendant horizontalement (a). Contrairement à la poussée de neige sur un élément isolé (b), le cas (a) est un problème de contraintes planes, similaire au calcul de poussée des terres

Pour le reste, en fonction des situations rencontrées, la théorie de la poussée de la neige développée ci-dessous peut être diamétralement opposée à la théorie classique de la poussée des terres. Par exemple, alors que classiquement la mécanique des sols enseigne qu'un matériau homogène sans cohésion tend à former des surfaces de glissement dans n'importe quelle direction, nous avons affaire ici à un matériau cohésif et présentant une structure en couches, pour lequel le développement potentiel de surface de glissement se limite aux interfaces entre couches (surface de discontinuité). De même, alors que la théorie classique de la poussée des terres concerne uniquement l'état limite possible à l'équilibre, le calcul de la pression de la neige cherche essentiellement à déterminer les forces qui s'exercent sur un mur de soutien ou un élément isolé durant le processus de fluage avant que l'état limite de l'équilibre ne soit atteint⁶.

3.1 Poussée de la neige sur un mur

Pour étudier l'équilibre « apparent » d'un manteau de neigeux incliné, qui selon la figure 6 ci-dessous est terminée par une paroi lisse, il faut considérer une bande de 1 m de large le long d'une ligne de pente, s'étendant vers le haut à partir de la paroi d'appui jusqu'à l'extérieur de la zone de stockage. Par *zone de stockage*, nous nous référons à la zone, à l'intérieur de laquelle l'état de contrainte et l'état de déformation (fluage) sont influencés de façon notable par le mur de soutènement à l'aval. Nous considérons que la résistance au cisaillement à la fois à l'intérieur de la couche de neige et à l'interface neige-sol est supérieure aux forces de frottement nécessaires pour le transfert du poids propre de la zone neutre (cas 1). Dans le cas contraire, très rare (cas 2), qui est traité dans le livre « mécanique de la neige » (Haefeli, 1939), il faut garder à l'esprit qu'un glissement très lent de la neige se produit le long du sol à une vitesse de glissement constante, qui ne perturbe pas le « quasi équilibre » comme cela est vu dans la discussion suivante (voir figure 6).

Ci-dessous sont reproduits les principaux résultats du calcul de la pression de la

6. Voir la théorie plus récente de la poussée de la neige, issue de la recherche sur la neige, et leur application pratique aux terrassements (Haefeli 1944).

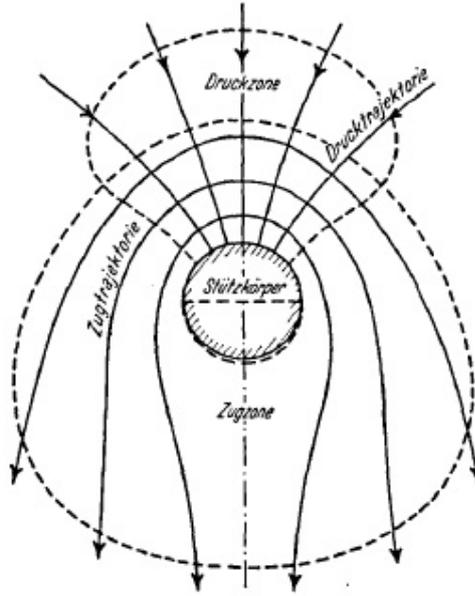


Figure 5 : schéma montrant l'effet d'un obstacle isolé. NdT : Drucktrajektorie, trajectoire en compression ; Zugtrajektorie, trajectoire en traction ; Zugzone, zone de traction ; Druckzone, zone de compression ; Stützkörper, obstacle.

neige pour le cas n° 1. En ce qui concerne leur dérivation, il faut se tourner vers la bibliographie contenant les sources (Haefeli, 1939) (et Haefeli 1942). Il faut noter que la poussée totale de la neige S se compose de deux parties : la pression statique S_s , qui est appliquée dans le plan limite supérieur (définie comme la composante de toutes les forces de cisaillement et dirigée selon la ligne de plus grande pente) et de la pression de fluage S_K , qui résulte du freinage du processus de reptation au sein de la zone de stockage.

$$S = S_s + S_K. \quad (5)$$

Sur la base de l'état de tension de la zone neutre du manteau neigeux défini par l'équation (4) la pression statique peut être calculée comme suit:

$$S_s = \gamma_s \frac{h^2}{2} \cos \psi (1 - 2\psi \tan \beta) \quad (6)$$

avec γ_s la masse volumique moyenne de la neige, h la hauteur de neige mesurée selon la verticale, ψ l'angle de pente, β l'angle de fluage (pour un profil de fluage triangulaire).

A priori, on peut supposer que l'expression ci-dessus pour S_s , qui a été obtenue dans le cas particulier du fluage (profil de fluage triangulaire, fig. 2) reste valable pour le cas général parce que rien ne laisse penser qu'un glissement (par translation) supplémentaire de tout le manteau neigeux le long du sol puisse amener à un changement de l'état de contrainte au sein de la zone neutre (Fig. 2).

La création d'une *poussée de fluage* S_K peut s'expliquer de façon résumée comme suit (fig. 6) : le poids du prisme de neige A_0BCU_0 , qui définit la zone de stockage, est divisé en une composante parallèle à la pente et une autre normale. Tandis que la seconde

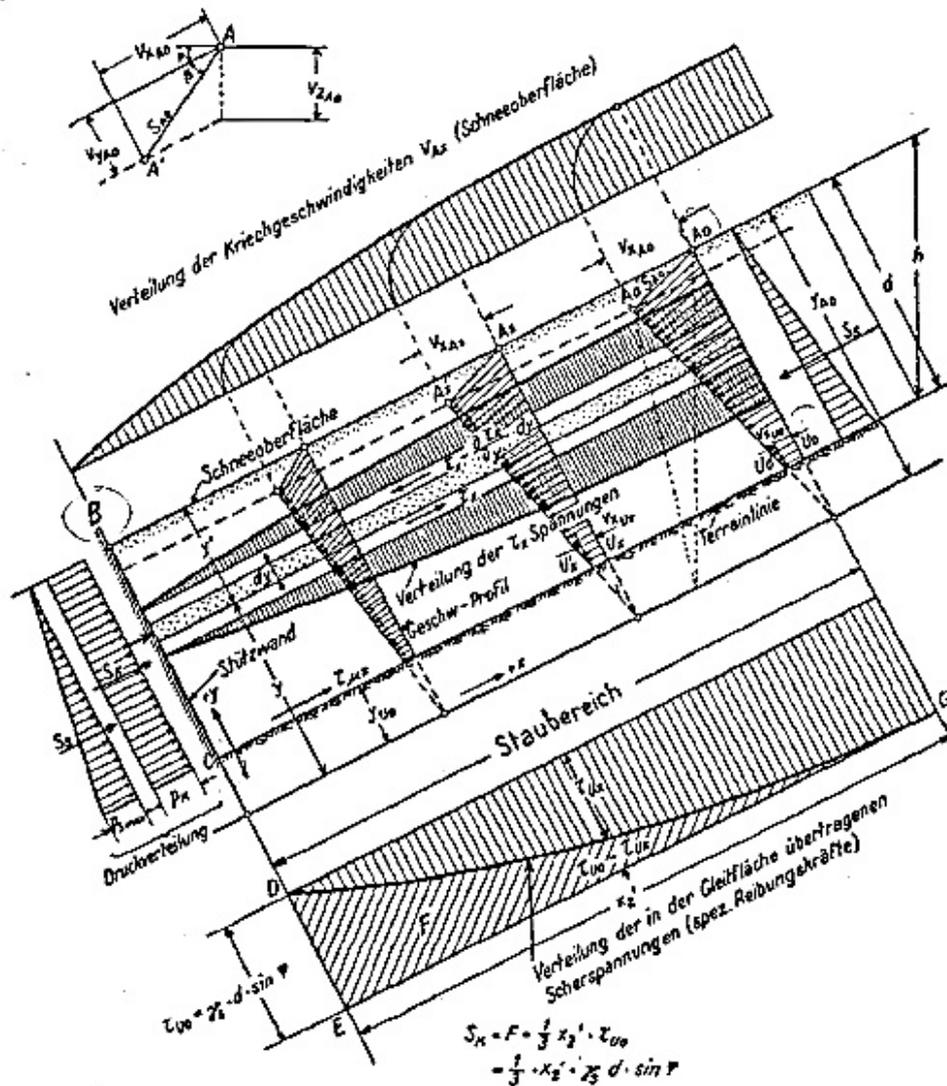


Figure 6 : schéma pour le calcul de la pression de neige. D'après (Haefeli, 1939, p. 206). NdT: Verteilung der in der Gleitfläche übertragenen Scherspannungen (spez. Reibungskräfte), distribution des contraintes de cisaillement (principalement forces de frottement) transmises au sol; Staubereich, zone de stockage; Verteilung der Kriechgeschwindigkeiten V_{Ax} (Schneeoberfläche), distribution des vitesses de fluage V_{Ax} (surface de la neige); Stützwand, mur de l'obstacle: Druckverteilung, distribution de la pression; Geschwindigkeitsprofile, profil de vitesse.

composante ne fait que charger le terrain dans le cas d'une paroi lisse, une partie de la première composante est transmise au mur de soutènement sous la forme d'une pression de fluage et l'autre partie est reprise par le sol par effet de frottement. Cette partition se justifie ici parce que, contrairement à la zone neutre⁷, le frottement dans la zone de

7. Par « zone neutre », on entend ici la partie du manteau neigeux dont l'état de contrainte correspond à celui d'un manteau neigeux sur un plan incliné infini avec des caractéristiques équivalentes. L'état homogène de contrainte au sein de la zone neutre est caractérisé par le fait que la composante du poids parallèle à la pente de toute tranche du manteau neigeux est reprise directement par le

stockage n'est pas en mesure de contrebalancer la composante parallèle à la pente de tout le poids. La plasticité parfaite de la neige a pour conséquence que les forces de frottement ne peuvent être transmises au sein du manteau neigeux ainsi qu'à l'interface neige/sol que lorsqu'un gradient de vitesse fini (cisaillement) ou un déplacement relatif de la surface de glissement se produit. Comme dans le voisinage du mur de soutènement la vitesse est nulle en raison de la rigidité de cette paroi, le frottement τ_{Ux} doit aussi être nul. On peut aussi montrer que, entre le mur de soutènement et l'extrémité supérieure de la zone de stockage, il y a une augmentation de forme parabolique des vitesses de fluage et donc des forces de frottement de la valeur 0 à la valeur normale de la zone neutre. Il s'ensuit que les deux tiers de la composante du poids parallèle à la pente du prisme de neige A_0BCU_0 sont repris par le frottement du sol et le tiers restant est encaissé par la paroi d'appui sous forme de pression de fluage. En conséquence, comme le montre la figure 6, la pression de fluage s'écrit approximativement :

$$S_k = F = \frac{1}{3}x'_2\gamma_s d \sin \psi. \quad (7)$$

Par ailleurs, sur la base de l'analyse de plasticité et des calculs correspondants, la longueur de la zone de stockage se calcule comme suit :

$$x'_2 = h\sqrt{2 \cotan\psi \cotan\beta_u \left(1 + 2\frac{v_x U_0}{v_x A_0}\right)}. \quad (8)$$

En substituant (8) dans (7) et comme $d = h \cos \psi$, on déduit la valeur suivante de la force de fluage

$$S_K = \frac{1}{3}\gamma_s h^2 \cos \psi \sqrt{\sin 2\psi \cotan\beta_u \left(1 + 2\frac{v_x U_0}{v_x A_0}\right)}. \quad (9)$$

D'après la figure 2, on peut également faire les transformations suivantes :

$$1 + 2\frac{v_x U_0}{v_x A_0} = \frac{v_x A_0 + 2v_x U_0}{v_x A_0} = \frac{v_x A + 3v_x U_0}{v_x A + v_x U_0} = \frac{1 + 3u}{1 + u}$$

où u représente le rapport entre la vitesse de glissement à l'interface neige/sol et la vitesse de fluage de la surface du manteau neigeux dans la direction x dans le cas d'un profil de fluage triangulaire, c'est-à-dire la vitesse relative de glissement du manteau neigeux

$$\begin{aligned} u &= \frac{v_x U_0}{v_x A_0}, \\ \cotan\beta_u &= \frac{v_x A + v_x U_0}{v_x A \tan \beta} = \frac{1 + u}{\tan \beta} \\ \cotan\beta_u \left(1 + 2\frac{v_x U_0}{v_x A_0}\right) &= \frac{1 + 3u}{1 + u} \frac{1 + u}{\tan \beta} = \cotan\beta(1 + 3u) \end{aligned}$$

frottement au sol (voir figure 2). En outre, tous les profils de fluage de la zone neutre sont congruents.

En utilisant cette dernière expression dans les équations (8) et (9), on obtient finalement

$$x'_{2u} = h\sqrt{2 \cotan\psi \cotan\beta(1 + 3u)}, \quad (10)$$

$$S_{Ku} = \frac{1}{3}\gamma_s h^2 \cos\psi \sqrt{\sin 2\psi \cotan\beta(1 + 3u)}. \quad (11)$$

Ainsi, la pression de fluage est une fonction de la masse volumique de la neige, de la hauteur de neige, de la pente, de l'angle de fluage et de la vitesse de glissement relative u . Afin de simplifier encore le problème, on peut utiliser une relation entre l'angle de fluage et la pente dont la validité a été démontrée approximativement du point de vue théorique et expérimental. Il s'agit :

$$\tan\beta \tan\psi \approx \tan\beta_{45^\circ}, \quad (12)$$

où $\tan\beta_{45^\circ} = \tan\beta(\psi = 45^\circ)$ est l'angle de fluage pour une pente de 45° . Introduire (12) dans (10) et (11) donne :

$$x'_{2u} = h\sqrt{2 \cotan\beta_{45^\circ}(1 + 3u)}, \quad (13)$$

$$S_{Ku} = \frac{1}{6}\gamma_s h^2 \sin 2\psi \sqrt{2 \cotan\beta_{45^\circ}(1 + 3u)}. \quad (14)$$

(pour la direction de la résultante des forces de fluage en cas de mur rugueux, voir plus haut). On notera que dans l'équation (13) la longueur de la zone de stockage apparaît comme indépendante de la pente.

À partir des équations (5), (6), (12) et (14), on déduit la poussée totale de la neige

$$S_u = \frac{1}{2}\gamma_s h^2 \left(\cos^3\psi(1 - 2 \tan\beta_{45^\circ}) + \frac{1}{3} \sin 2\psi \sqrt{2 \cotan\beta_{45^\circ}(1 + 3u)} \right). \quad (15)$$

L'influence notable de la vitesse de glissement relative u sur la longueur de la zone de stockage et de la pression de fluage est représentée sur la figure 7. La forte augmentation de la pression de fluage avec la vitesse de glissement explique les destructions fréquentes que provoque le glissement du manteau neigeux. S'il n'y a pas de glissement de la couche de neige sur sa base, alors $u = 0$. Ce sont les équations correspondant au cas spécial $u = 0$:

$$x'_2 = h\sqrt{2 \cotan\beta_{45^\circ}}, \quad (16)$$

$$S_K = \frac{1}{6}\gamma_s h^2 \sin 2\psi \sqrt{2 \cotan\beta_{45^\circ}}, \quad (17)$$

$$S = \frac{1}{2}\gamma_s h^2 \left(\cos^3\psi(1 - 2 \tan\beta_{45^\circ}) + \frac{1}{3} \sin 2\psi \sqrt{2 \cotan\beta_{45^\circ}} \right). \quad (18)$$

Quoiqu'il ait été démontré expérimentalement et théoriquement que l'angle de fluage β_{45° n'est pas une fonction unique de la masse volumique, on peut accepter en première

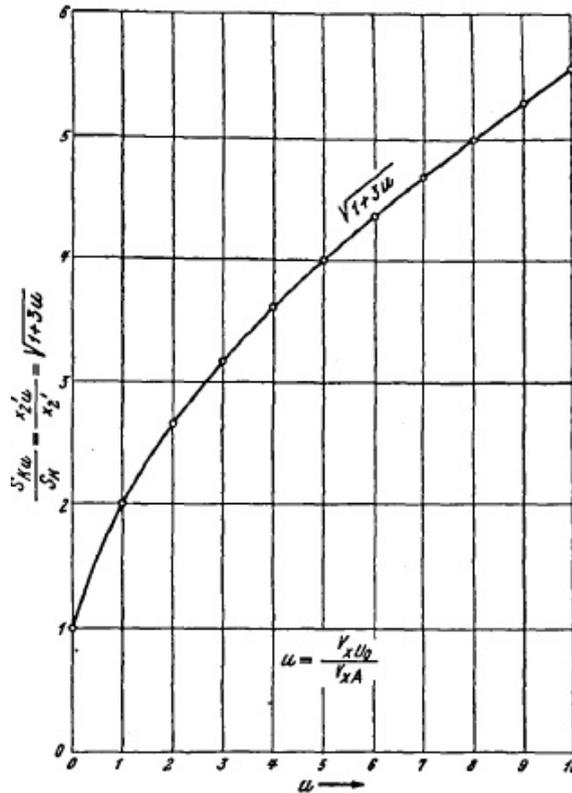


Figure 7 : dépendance de la poussée due au fluage et de la longueur de la zone de stockage vis-à-vis de la vitesse de glissement relative u .

approximation une relation linéaire entre β et γ_s comme expression représentative des conditions rencontrées le plus souvent :

$$\tan \beta_{45^\circ} \approx 0,57 \left(1 - \frac{\gamma_s}{\gamma_e} \right) = 0,57 n_s, \quad (19)$$

avec $\gamma_e = 917 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ la masse volumique de la glace et n_s la porosité absolue de la neige sèche. À titre d'exemple, pour une hauteur de neige de $h = 1 \text{ m}$ et une pente d'inclinaison $\psi = 45^\circ$, le tableau 2 fournit les valeurs calculées de x'_2 , S_K , S_s et S .

Tableau 2 : longueur de la zone de stockage et poussées de la neige en fonction de γ_s pour $h = 1 \text{ m}$ et une pente d'inclinaison $\psi = 45^\circ$.

γ_s [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]	100	200	300	400	500	600
porosité n_s	0,911	0,782	0,673	0,564	0,455	0,346
$\tan \beta_{45^\circ} = 0,57 n_s$	0,52	0,45	0,38	0,32	0,26	0,20
x'_2 [m]	1,96	2,11	2,3	2,5	2,77	3,16
S_K [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}$]	33	70	115	167	230	316
S_s [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}$]	-0,5	3,5	12,7	25,4	42,5	63,6
S [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}$]	33	74	128	192	273	380

À partir de ces chiffres, il est clair que la longueur de la zone de stockage et la

pression de la neige augmentent au cours de l'hiver du fait de la compaction de la neige et même si la hauteur de neige reste constante.

Pour le dimensionnement des ouvrages, les plus grosses poussées dues au fluage se produisant au cours du printemps sont décisives. Les expériences précédentes ont montré que pour la région alpine la poussée de neige maximale s'observait avec $\gamma_s \approx 400 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ et $\tan \beta = 0,32$, d'où l'on déduit que les équations (16) à (19) pour $u = 0$ sont les suivantes :

$$x'_{2 \max} = 2,5h, \quad (20)$$

$$S_{K \max} = 0,417\gamma_s h^2 \sin 2\psi, \quad (21)$$

$$S_{\max} = \frac{\gamma_s h^2}{2} \left(\underbrace{0,36 \cos^3 \psi + 0,83 \sin 2\psi}_{\Phi} \right) = \frac{\Phi}{2} \gamma_s h^2. \quad (22)$$

Tableau 3 : poussées maximales de la neige en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}$ en fonction de ψ et pour $h = 1 \text{ m}$ et une pente d'inclinaison $\tan \beta_{45^\circ} = 0,32$.

ψ	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°
$\sin 2\psi$	0,643	0,766	0,866	0,939	0,985	1,000	0,985
Φ	0,835	0,906	0,956	0,981	0,982	0,96	0,916
$S_{k \max} [\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}]$	107	128	144	157	164	167	164
$S_{\max} [\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}]$	167	181	191	196	196	192	183

Le tableau 3 montre que la fonction Φ ne varie que légèrement pour les pentes importantes et pour celles-ci, elle atteint quasiment la valeur 1. Pour cette raison, pour les calculs sur le terrain et lorsque $u = 0$, la poussée maximale de la neige peut être estimée indépendamment de la pente par la formule suivante :

$$S_{\max} \approx \frac{1}{2} \gamma_s h^2, \quad (23)$$

en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}$ (avec $\gamma_s \approx 400 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$).

Ainsi on peut estimer la valeur maximale de charge de neige effective au cours de l'hiver sur un mur de soutènement pour des angles de pente de 25° à 50° selon le principe de la pression hydrostatique d'un écoulement de poids volumique γ_s sur une paroi verticale de hauteur h , en supposant qu'il n'y ait pas de glissement à la base (le mur de soutènement est considéré perpendiculairement à la pente)⁸.

Pour la vérification expérimentale de calcul de la pression de la neige sur un mur continu, il n'y a à ce jour qu'une seule mesure disponible. Celle-ci a donné lieu à une poussée maximale de neige, qui était supérieure de 12 % à la valeur calculée par l'équation (22).

8. Pour $u > 0$, il faut multiplier l'approximation (23) par le facteur $\sqrt{1+3u}$ de sorte que l'on obtient : $S_{u \max} \approx \frac{1}{2} \gamma_s h^2 \sqrt{1+3u}$

3.2 Poussée de la neige sur un élément isolé

Si on considère l'effet spatial d'un obstacle isolé selon le schéma de la figure 8, on peut le comparer à celui d'un corps perturbant l'écoulement lent d'un liquide visqueux compressible, dans lequel il est plongé. Avant de commencer, pour illustrer ce processus, il faut imaginer le mouvement d'un maillage carré composé de minces filaments placés à la surface de la neige. Au fur et à mesure que le flux progresse, ce réseau subit une distorsion plus prononcée. Les lignes qui s'écoulent initialement à l'horizontale à l'amont de l'obstacle, s'incurvent et se rapprochent les unes des autres, tandis qu'à l'aval, elles s'éloignent les unes des autres. Par conséquent, il se forme à l'amont une zone de compression et à l'aval une zone de traction, où respectivement, la couche de neige amont est bloquée contre un élément isolé, tandis que dans le même temps, à l'aval elle est suspendue à un bloc d'ancrage. Dans la zone de compression, une déformation latérale est perceptible tandis que dans la zone de traction, c'est une contraction qui se produit. Sur les deux côtés de l'obstacle, de fortes contraintes de cisaillement (zone de cisaillement) se développent. Par la notion de *zone de stockage* qui entoure complètement l'obstacle isolé, nous cherchons aussi à décrire la partie du manteau neigeux, au sein de laquelle le comportement de fluage et l'état de contraintes se trouvent manifestement perturbés par l'obstacle. Le point essentiel est que la zone de stockage croît de façon constante sous l'effet continu du fluage en sorte qu'en l'absence de formation d'une surface de glissement, aucun état stationnaire ne peut être atteint. Dans le même temps, la neige subit, en particulier dans la zone de compression, une augmentation de masse volumique et une consolidation. Cela implique – sauf dans la zone de traction – en parallèle une augmentation de la cohésion de la neige, ce qui contribue également à l'élargissement de la zone de zone de stockage (cf. fig. 5).

De ce qui précède, *il semble qu'en raison de son effet spatial, l'obstacle en tant que structure immobile est exposé de façon croissante à la pression de la neige*. Ce fait a été confirmé à plusieurs reprises par les mesures de la pression de neige réalisées à ce jour, dont la figure 9 contient un exemple particulièrement impressionnant. En comparant l'évolution de la température dans la moitié supérieure du manteau neigeux, de la résistance moyenne à la pénétration (battage), de la masse volumique moyenne de la neige, de l'épaisseur de la neige et de la pression de la neige, il est clair que cette dernière ne cesse de croître en raison, d'une part, de la consolidation progressive de la neige liée à la température et, d'autre part, de l'extension de la zone de stockage, et cela en dépit de la diminution de l'épaisseur de neige, jusqu'à ce que le processus de fusion mette finalement fin à l'intense accroissement de pression. Il a fallu attendre le début de mai pour que la plus grande pression de la neige, environ 10 tonnes sur une superficie de 6 m², soit observée pour une hauteur de neige d'environ 6 m.

Dans le calcul approximatif de la pression de la neige sur un obstacle isolé, il faut noter que parmi les deux composantes de pression, seule la pression de fluage produit un effet, car la pression statique agit sur toute la périphérie de la zone de stockage (et ne produit donc pas de force nette). En outre, il convient de considérer ici que les effets des zones de compression et de traction s'additionnent ici, et dans le cas d'une paroi continue leur longueur se comporte comme $1/\sqrt{\lambda}$. À partir du calcul de la composante normale de la pression de la neige sur le mur solide traité au § 4a, la magnitude de la

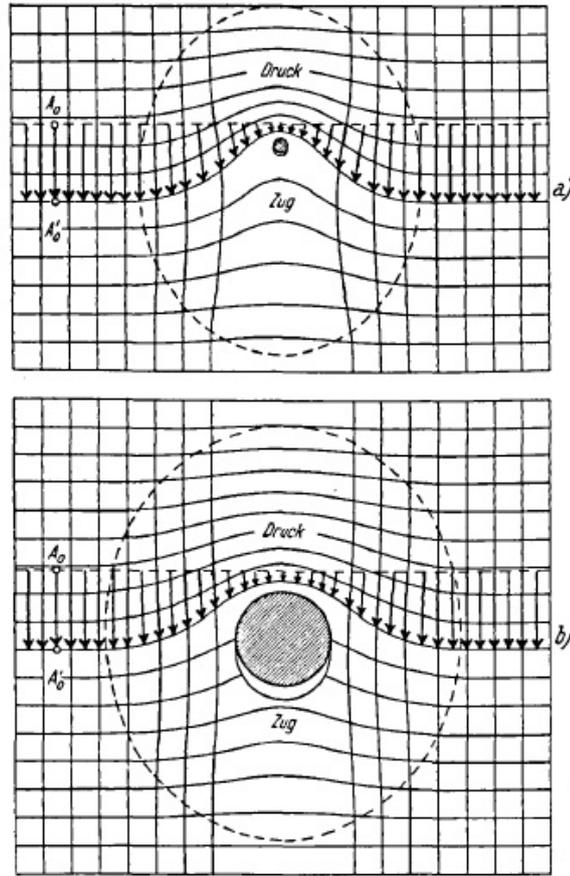


Figure 8 : représentation schématique de l'effet d'un obstacle isolé pour des diamètres différents.

composante normale à un obstacle et dirigée parallèlement à la pente (Haefeli, 1939) peut être formulée de façon approximative comme suit :

$$S_N = BS_k(1 + \sqrt{\lambda'}), \quad (24)$$

avec

- B largeur effective de l'élément,
- S_k poussée de la neige sur un mur continu de largeur unitaire (1 m),
- λ' le rapport entre le tassement moyen et l'élongation moyenne de la neige, $\lambda' \approx a_2/a_1$ pour $\sigma = 1 \text{ kg}\cdot\text{dm}^{-2}$ par unité de temps.

Dans l'évaluation de λ' il faut prendre en compte qu'au moment où la pression de la neige devient maximale dans la zone de compression, la neige est également beaucoup plus dense que dans la zone de traction, de sorte que, pour de telles circonstances, on ait $\lambda' < 1$.

En introduisant d'une part la largeur de l'élément b , et d'autre part un facteur

d'efficacité η , on obtient la valeur maximale de pression de la neige sur l'élément isolé :

$$S_{N \max} = b S_{k \max} \frac{B_{\max}}{b} (1 + \sqrt{\lambda'}) = b \eta S_{k \max}, \quad (25)$$

$$\eta = \frac{B_{\max}}{b} (1 + \sqrt{\lambda'}) = \frac{S_{N \max}}{b S_{k \max}}. \quad (26)$$

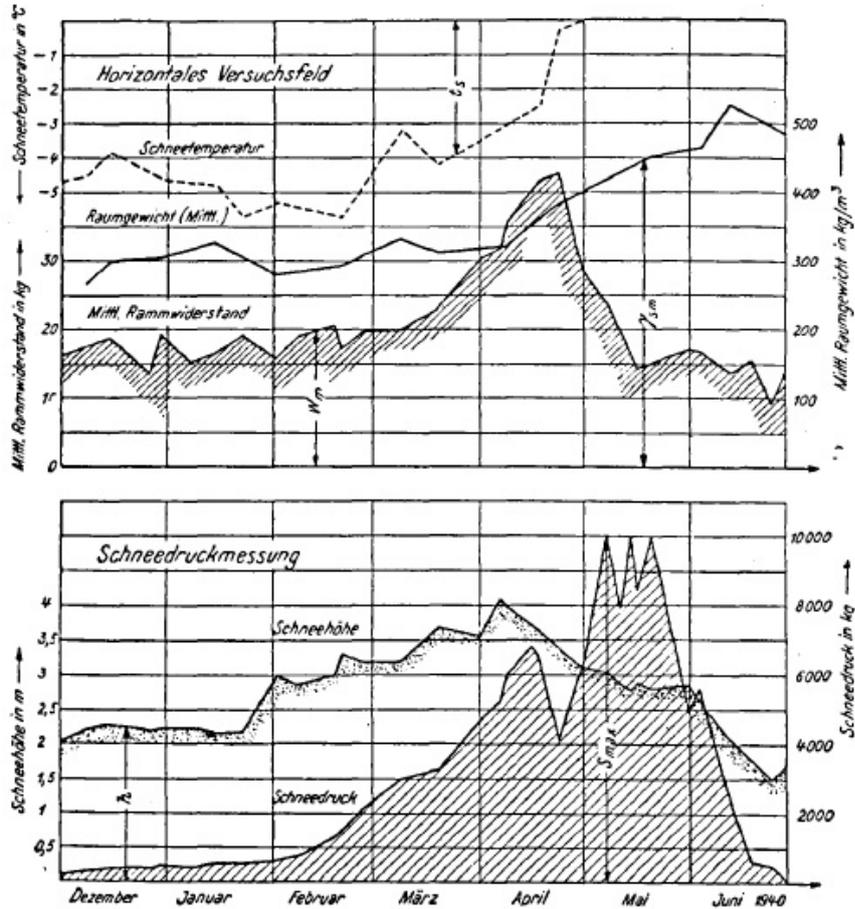


Figure 9 : exemple de mesures de poussée de la neige sur un élément isolé de 2 m de large au Weissfluhjoch près de Davos.

Par « facteur d'efficacité » η de l'élément isolé, on définit le rapport de la pression maximale se produisant sur cet élément isolé et la pression maximale calculée sur la surface correspondante à un mur continu. La détermination de ce rapport a été jusqu'à présent principalement empirique. Pour obtenir des valeurs simples, en l'absence de mesures parallèles strictement comparables entre les deux systèmes, on peut se contenter de comparer la pression maximale de fluage mesurée sur un obstacle isolé avec la pression maximale calculée sur un mur continu de même largeur. Les mesures et les calculs pertinents ont donné les résultats résumés dans le tableau 4, où sur l'Alpe de Grüm a été utilisé l'appareil de mesures schématisé à la figure 10, pour mesurer non seulement la composante normale de la force de fluage S_N mais aussi celle de la force tangentielle S_Q et donc la magnitude et direction de la force totale S_T (voir figure 11).

Tableau 4 : mesures de poussée de la neige sur un élément isolé.

localisation de l'appareil	Weissfluhjoch	Alpe de Grüm
altitude (m)	2600	2200
exposition	ouest	sud-ouest
pente (en °)	29,7	27
pente (en %)	65	58
largeur de la grille (m)	2,0	2,0
hauteur de la grille (m)	3,5	3,0
date de la mesure	08 mai 1940	24 mars 1939
hauteur moyenne de neige h	3,05	2,5
masse volumique de la neige γ_s ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	420	400
composante normale des forces de reptation S_N (kg)	10050	7210
Force tangentielle S_Q (kg)		2700
Résultante de la poussée due à la reptation S_T (kg)		7160
hauteur du point d'application (m)		1,54
tangente de l'angle de fluage β_{45°	0,315	325
tangente de l'angle de fluage β	0,485	0,56
poussée de reptation S_K (kg)	3000	1790
facteur d'efficacité η	3,4	4

L'angle ε entre S_T et S_N peut généralement être estimé par la formule suivante

$$\tan \varepsilon \tan \psi = a = \text{cste.}$$

Cette équation peut être utilisée pour un mur continu à surface rugueuse pour le calcul de l'angle ε , respectivement la direction de la pression de la neige résultante

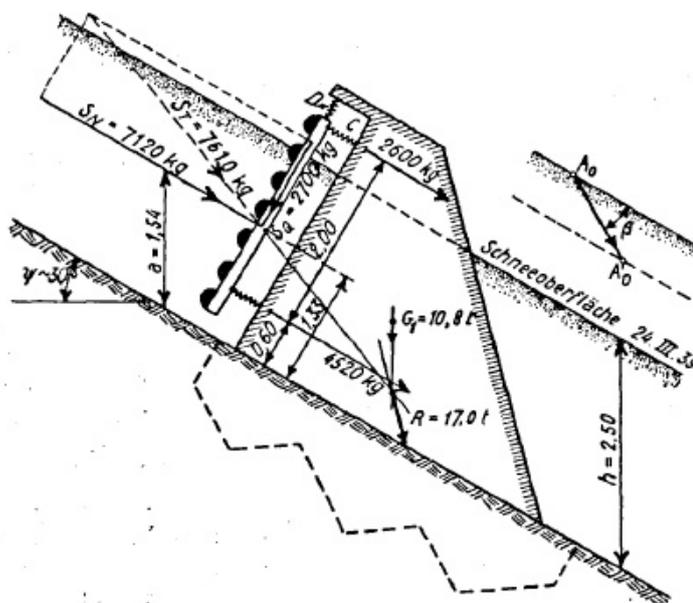


Figure 10 : mesure de la poussée de la neige sur l'Alpe de Grüm, 1938–39 (voir tableau 4).

Par conséquent, le facteur d'efficacité était compris entre 3 et 4 pour des éléments

larges de 2 m. La figure 8 montre également l'effet de deux éléments de forme circulaire, mais de diamètre très différent avec le même mouvement de fluage $A_0 - A'_0$ de la surface de la neige. De cette comparaison, il apparaît comme évident que la taille de la zone de stockage dépend non seulement du diamètre de l'obstacle, mais aussi et avant tout du rapport entre la déformation totale due au fluage et ce diamètre. À savoir, plus ce rapport est grand, plus la *zone de stockage relative* est grande, c'est-à-dire le rapport entre la section transversale de la zone de stockage et l'obstacle, toutes conditions étant identiques par ailleurs. Mais comme la déformation totale due au fluage (définie comme la distance entre un point du manteau neigeux et un point donné fixé le long de la ligne de plus grande pente) est fonction des conditions locales et climatiques, il s'ensuit que la zone de stockage relative qui s'est mise en place par rapport à ce point fixe est significativement plus grande *dans le cas d'un élément étroit que d'un élément large*. Par ailleurs, plus un obstacle est chargé, plus la zone de stagnation relative est grande. C'est pour cette raison que les éléments à section étroite tels que des fils, câbles et barres, qui sont exposés au fluage du manteau neigeux, sont soumis à des charges particulièrement élevées (fig. 12).

Pour étudier les rapports décrits ci-dessus, l'auteur a conduit des *essais de chargement sur des éléments linéaires*, qui démontrent de façon élémentaire l'effet d'un obstacle isolé de très petite section. Comme on s'intéresse uniquement au déplacement relatif entre la neige et l'obstacle, c'est l'obstacle qui a été déplacé au sein de l'échantillon de neige, contrairement à ce qui passe dans la nature. Après marquage des faces latérales verticales du bloc prismatique de neige pour dessiner un réseau carré de lignes sur le dispositif correspondant, une tige métallique horizontale de section arbitraire se déplace à travers la neige vers le haut sous l'action d'une charge constante en translation. La figure 12 montre la déformation plastique du réseau initialement carré des lignes, – tourné à 180° – ayant les mêmes caractéristiques que celles montrées à la figure 8. Ces essais aboutissent à une première estimation de l'efficacité de petits obstacles isolés, en fonction de leur diamètre. Dès lors que le facteur d'efficacité η est connu, la théorie de la pression de neige présentée ci-dessus est applicable à tout obstacle isolé en sorte qu'il est possible de cette façon d'obtenir également des indications pour le dimensionnement des câbles, des haubans et des poteaux, qui sont soumis au fluage de neige. Par calcul, il peut être démontré que η peut être représenté en fonction de la largeur de l'obstacle b par l'intermédiaire d'une courbe de forme hyperbolique, avec une asymptote horizontale $\eta = 1$, et une autre délimitée par l'axe des ordonnées ($b = 0$) (fig. 12).

3.3 Mesures de protection contre la reptation

Pour les structures sur les pentes enneigées, outre les mesures de protection contre les avalanches, il faut également prendre en compte la pression de fluage du manteau neigeux. Pour se protéger contre les dommages dus au fluage, par exemple, le paysan alpin prend soin d'enlever les clôtures en bois à la fin de l'automne. Les objets fixes qui sont trop faibles pour supporter la pression de fluage, peuvent être protégés par des mesures soit actives soit passives. La première consiste à ce que, au moment de l'apparition de l'effet de la pression, c'est-à-dire à la fin de l'hiver, on dégage partiellement

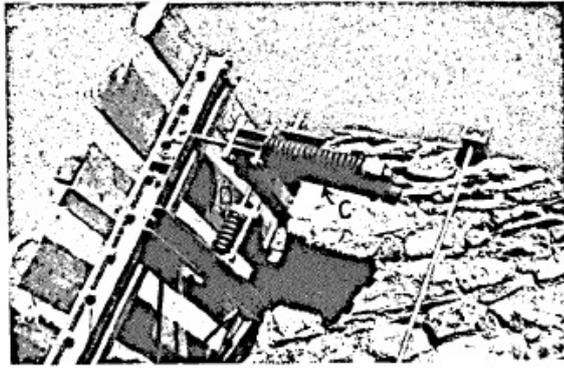


Figure 11 : détail de l'appareil de mesures sur l'Alpe de Grüm.

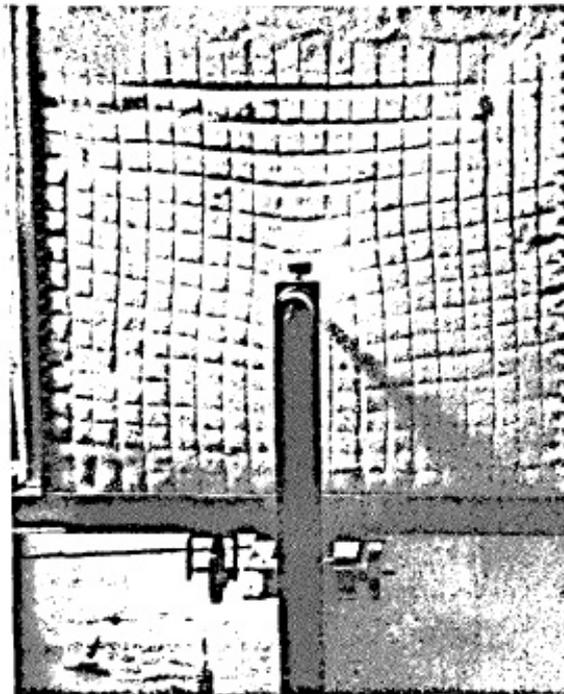


Figure 12 : lignes de déformation causée par le chargement à l'intérieur d'un bloc prismatique de neige (élément individuel). On note la contraction latérale dans la zone de traction (au-dessus) et l'étirement latéral dans la zone de compression.

ment ou entièrement la neige sur le flanc de montagne autour de l'objet. La face amont de cette tranchée de neige peut alors se déformer librement sous l'influence du fluage sans toucher l'objet. Un principe similaire peut également être appliqué à des pentes d'éboulis en fluage, avec la seule différence qu'ici la face amont de la tranchée ne doit pas être laissée telle quelle, mais doit être stabilisée à l'aide d'un mur de soutènement mobile, aussi déformable que possible. Une deuxième méthode, qualifiée de passive, fait appel à une construction spécifique, dont le but est de transférer la pression de fluage directement au sol, afin de protéger l'objet contre les effets indésirables de la pression. Par des structures en bois relativement légères, avec des mâts autoportants

et sans haubans, et autres structures peuvent être protégées contre des affaissements excessifs causés par le fluage à condition qu'aucun glissement du manteau neigeux ne se produise le long du sol ($u = 0$). Dans le cas contraire, il faut renforcer les structures en conséquence (voir les équations 14 et 25).

Références

HAEFELI, R. 1939 Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik. Dissertation Technischen Wissenschaften ETH Zürich, Nr. 997, ETHZ.