

Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises : géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge glaciaire
Snow avalanche deposits in the French Alps: Geometry, sedimentology and geodynamic since the Little Ice Age
Lawinenablagerungen in den französischen Alpen: Geometrie, Sedimentation und Geodynamik seit der kleinen Eiszeit

Vincent Jomelli

Volume 53, Number 2, 1999

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/004883ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/004883ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Jomelli, V. (1999). Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises : géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge glaciaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(2), 199–209. <https://doi.org/10.7202/004883ar>

Article abstract

Using a systematic and diachronic method, measurements of slopes and granulometry were conducted on twenty snow avalanche deposits in the Massif des Écrins (southern French Alps). The main results show some specific morphosedimentary features: 1) an apical inclination lower than 34°, 2) a concavity index "C" higher than 2,7, 3) a break point ϕ with relatively constant coordinates ($X = 90\%$ of the profile ; $Y = 14^\circ \pm 2^\circ$), 4) two types of granulometric sorting along the longitudinal profile (slight increase until the breaking point then high increase afterwards), and 5) isotropical fabrics. The analysis of the spatial and diachronic evolutions of avalanches frequency enabled us to better explain these morphometrical and sedimentological features. The largest avalanches reaching the base of slopes have decreased brutally. The pronounced and sudden variation in the run-out frequency could be linked essentially to the brutal decrease in the amount of removed snow by the avalanches, which could be climatic in origin. According to lichenometrical observations, this dynamic variation of the avalanches could have occurred at the end of the Little Ice Age.

DÉPÔTS D'AVALANCHES DANS LES ALPES FRANÇAISES : GÉOMÉTRIE, SÉDIMENTOLOGIE ET GÉODYNAMIQUE DEPUIS LE PETIT ÂGE GLACIAIRE

Vincent JOMELLI*, CNRS, UMR 8591, 1, place Aristide Briand, 92195 Meudon-Bellevue, France.

RÉSUMÉ Selon une méthode systématique et diachronique, nous avons réalisé des mesures de pente et de granulométrie sur vingt dépôts d'avalanches dans le massif des Écrins (Alpes françaises du Sud). Nous mettons en évidence plusieurs traits morphosédimentaires originaux : 1) une inclinaison des pentes dans la zone apicale inférieure à 34° , 2) un indice de concavité « C » supérieur à 2,7, 3) un point de rupture ϕ de coordonnées relativement constante ($X = 90\%$ du profil ; $Y = 14^\circ \pm 2^\circ$), 4) une double organisation granulométrique le long du transect longitudinal (la taille des blocs n'augmente pas jusqu'au point de rupture puis croît fortement au delà) et 5) des fabriques isotropes. Pour rendre compte de ces caractéristiques morphosédimentaires originales, nous considérons que la fréquence d'arrêt des grandes avalanches a connu une variation brutale dans l'espace et dans le temps. Le nombre de grandes avalanches atteignant la base des versants a diminué brusquement. Cette brusque variation de la fréquence d'arrêt pourrait être liée principalement à une diminution tout aussi rapide de la quantité de neige mobilisée par les avalanches dont l'origine pourrait être climatique. Il semblerait d'après des observations lichénométriques que cette variation de la dynamique des avalanches ait eu lieu à la fin du Petit Âge glaciaire.

ABSTRACT *Snow avalanche deposits in the French Alps: Geometry, sedimentology and geodynamic since the Little Ice Age.* Using a systematic and diachronic method, measurements of slopes and granulometry were conducted on twenty snow avalanche deposits in the Massif des Écrins (southern French Alps). The main results show some specific morphosedimentary features: 1) an apical inclination lower than 34° , 2) a concavity index « C » higher than 2,7, 3) a break point ϕ with relatively constant coordinates ($X = 90\%$ of the profile ; $Y = 14^\circ \pm 2^\circ$), 4) two types of granulometric sorting along the longitudinal profile (slight increase until the breaking point then high increase afterwards), and 5) isotropical fabrics. The analysis of the spatial and diachronic evolutions of avalanches frequency enabled us to better explain these morphometrical and sedimentological features. The largest avalanches reaching the base of slopes have decreased brutally. The pronounced and sudden variation in the run-out frequency could be linked essentially to the brutal decrease in the amount of removed snow by the avalanches, which could be climatic in origin. According to lichenometrical observations, this dynamic variation of the avalanches could have occurred at the end of the Little Ice Age.

ZUSAMMENFASSUNG *Lawinenablagerungen in den französischen Alpen : Geometrie, Sedimentation und Geodynamik seit der kleinen Eiszeit.* Mittels einer systematischen und diachronischen Methode haben wir Granulometrie- und Hang-Messungen auf zwanzig Lawinenablagerungen im Massif des Écrins (südliche französische Alpen) durchgeführt. Mehrere spezifische morphosedimentologische Charakteristika werden deutlich : 1) eine Hangneigung in der apikalen Zone von weniger als 34° , 2) ein Konkavitäts-Index « C » von über 2,7, 3) ein Knickpunkt ϕ mit relativ konstanten Koordinaten ($X = 90\%$ des Profils ; $Y = 14^\circ \pm 2^\circ$), 4) zwei Arten von granulometrischer Sortierung entlang dem Längsprofil (die Größe der Blöcke nimmt langsam bis zum Knickpunkt zu und danach sehr stark ab) und 5) isotrope Texturen. Um diesen besonderen morphosedimentologischen Charakteristika gerecht zu werden, glauben wir, dass die Stillstandsfrequenz der großen Lawinen eine abrupte Veränderung in Raum und Zeit erfahren hat. Die Zahl der großen Lawinen, welche die Basis der Hänge erreichten, hat plötzlich abgenommen. Diese abrupte Veränderung der Stillstandsfrequenz könnte hauptsächlich mit einer ebenso schnellen Abnahme der durch die Lawinen bewegten Schubmenge zusammenhängen, die klimatisch bedingt sein könnte. Auswertungen von Flechtenmessungen zufolge könnte dieser Wechsel der Lawinendynamik am Ende der kleinen Eiszeit stattgefunden haben.

INTRODUCTION

Les éboulis et les dépôts d'avalanches sont les formations de pentes les plus fréquentes en haute montagne périglacière. Les premiers résultent d'une accumulation de débris rocheux liés à des chutes de pierres. Leurs caractéristiques morphosédimentaires et les mécanismes intervenant dans leur genèse sont aujourd'hui bien connus (Rapp, 1960 ; Kirkby et Statham, 1975 ; Statham, 1976 ; Luckman, 1978 ; Akerman, 1984 ; Pérez, 1986, 1989 ; Hétu et Vandelac, 1989 ; Francou et Manté, 1990 ; Francou, 1991). On sait, par ailleurs, que les dépôts d'avalanches résultent des sédimentations successives d'avalanches de neige chargée qui se produisent le plus souvent au printemps et à l'automne. Les analyses portant sur ces formations de pente sont récentes, mais néanmoins nombreuses et diversifiées. Du point de vue morphométrique, des relevés de profils en long ont été effectués (Rapp, 1959 ; Gardner, 1970 ; Francou, 1988 ; Luckman, 1992) même s'ils ont été pratiqués de façon moins systématique que sur les éboulis. Du point de vue sédimentologique, l'essentiel des observations a consisté à évaluer les apports détritiques d'origine avalancheuse dans le but d'estimer le recul des parois ou des vitesses d'accrétion (Rapp, 1960 ; Gardner, 1983 ; Luckman, 1988 ; André, 1990). Des travaux plus rares concernent le classement et les fabriques des débris, en surface (Rapp, 1959 ; White, 1968 ; Luckman, 1977 ; Hubert, 1982 ; Ward, 1985 ; Ballantyne, 1989) comme en coupe (Rapp et Fairbridge, 1968 ; Blikra et Nemec, 1993, 1998 ; Blikra et Selvik, 1998).

Toutefois, il faut noter que ces caractéristiques morphométriques et sédimentologiques ont été mises en évidence à partir d'observations ponctuelles ou incomplètes. Du point de vue quantitatif, peu d'analyses sont réalisées de façon systématique sur un grand nombre d'individus ou de manière exhaustive sur un nombre plus restreint. Du point de vue qualitatif, on constate une absence d'étude qui considère successivement les deux états de cette formation de pente, c'est-à-dire le dépôt de neige chargée, puis le dépôt minéral après fonte de la neige. Il est donc difficile d'avoir une compréhension globale du fonctionnement des dépôts d'avalanches dans la mesure où l'on ne peut écarter les possibles remaniements liés soit à la fonte du dépôt neigeux, soit à des chutes de pierres qui, pour des raisons topographiques autant que climatiques, sont fréquentes dans certains cas.

Par ailleurs, on a rarement tenu compte, dans l'analyse des caractéristiques morphosédimentaires, des variations spatio-temporelles de l'activité avalancheuse. Pourtant les travaux de Grove (1972), de Hétu (1990), de McCarroll (1993) et de Matthews et McCarroll (1994) montrent sur ces trois derniers siècles une diminution de l'activité avalancheuse après un maximum au Petit Âge glaciaire.

Ainsi, c'est probablement pour ces différentes raisons, d'une part, que la genèse des dépôts d'avalanches reste encore mal comprise et, d'autre part, que l'intervention des avalanches reste difficile à mettre en évidence dans des formations inactives, en particulier dans les nombreuses formations de pente édifiées au cours des périodes glaciaires pléistocènes en Europe (Blikra et Selvik, 1998).

L'objectif de cet article est donc de déterminer les caractéristiques morphométriques et sédimentologiques des dépôts d'avalanches après fonte de la neige dans les Alpes françaises, à partir d'une analyse systématique et diachronique (sous la forme d'un dépôt de neige chargée puis après la fonte).

LE TERRAIN

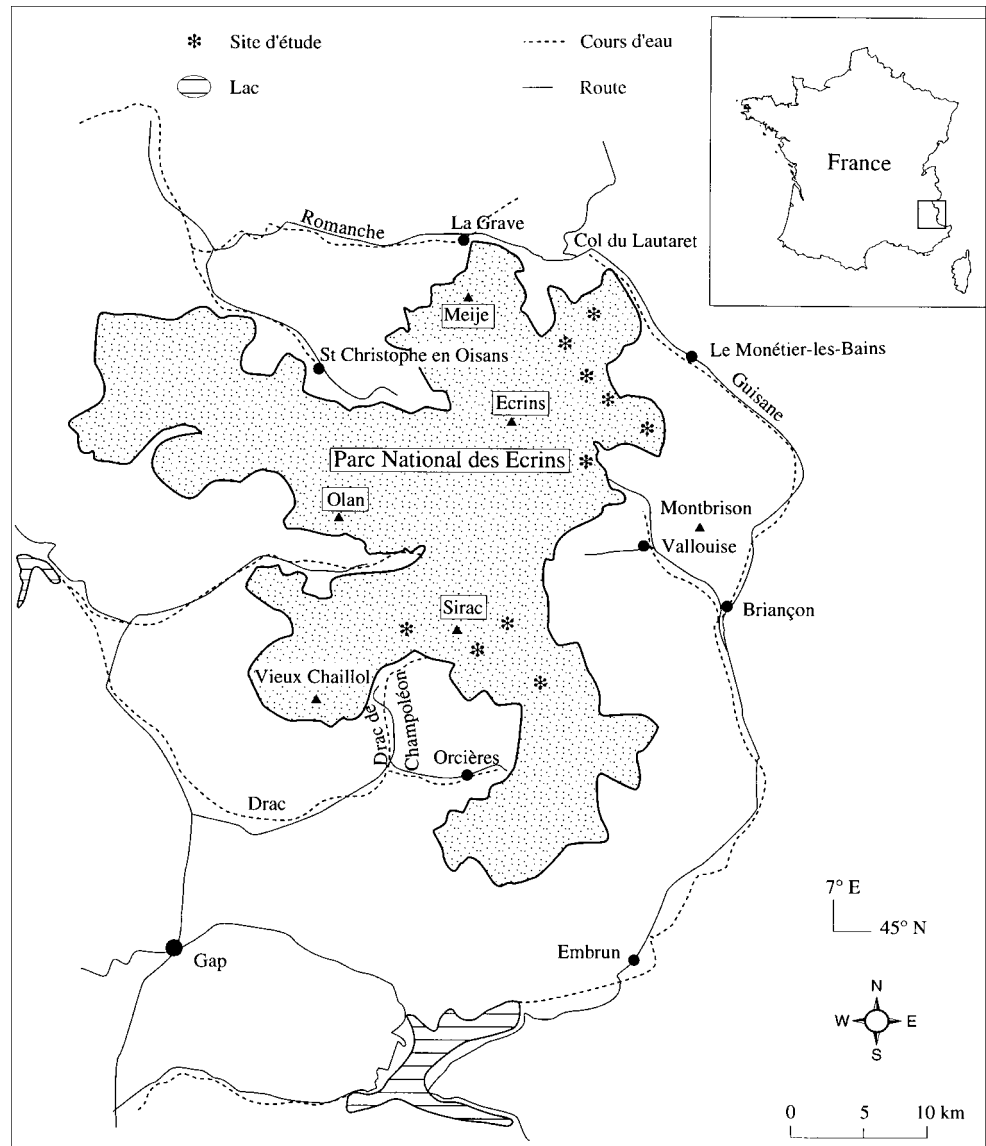
L'analyse a été menée dans le massif des Écrins (45°00 N, 6°30 E), à proximité de la ville de Briançon (fig. 1, 2, 3). Les dépôts sélectionnés, situés entre 2000 et 2600 m d'altitude, recouvrent la partie basse de versants granitiques dans d'anciens vallons glaciaires peu encaissés. Ces dépôts d'avalanches en forme de cône (Rapp, 1959) exposés au NNW sont dominés par des versants à fortes dénivelées (300-600 m) dont la morphologie se résume en une alternance de facettes verticales entrecoupées de vires qui stockent des débris rocheux et de la neige. L'inclinaison générale reste néanmoins forte (> 45°). Vers 2500 m, les précipitations sont à plus de 70 % sous forme solide au cours de l'année, raison pour laquelle l'épaisseur du manteau dépasse fréquemment 3 m sur les versants. Les régimes thermiques font ressortir le caractère périglacière des vallons avec une moyenne annuelle de 0 °C à 2400 m (Francou, 1983). Ces caractéristiques climatiques permettent au manteau neigeux de se maintenir sur les dépôts d'octobre à juin. Les avalanches ont lieu principalement au printemps et, dans une moindre mesure, à la faveur d'un redoux après les premières neiges d'automne. Le matériel qu'elles transportent est constitué de granit à gros grains débité en blocs de taille moyenne (10-50 cm), par suite d'une intense fracturation, et d'éléments fins résultant d'une altération granulaire.

LA MÉTHODE

Nous avons sélectionné vingt dépôts d'avalanches à partir d'observations de terrain effectuées durant plusieurs années (Francou, 1988 ; Jomelli, 1997). Les critères essentiels retenus pour la sélection étaient les suivants : 1) un fonctionnement attesté sur six années d'observations (au moins un dépôt d'avalanche de neige chargée tous les deux ans), 2) la possibilité de réaliser des mesures sur les dépôts d'avalanches de neige humide chargée au printemps et à l'automne avec le risque minimal d'être emporté dans une avalanche. Ont été écartés de l'analyse les cas de sédimentation polygénique évidente (dépôts de flots de débris mêlés aux dépôts d'avalanches par exemple). Les dépôts neigeux ont fait l'objet d'analyses morphologiques, sédimentologiques et de publications (Jomelli, 1997, 1999 ; Jomelli et Bertran, 1999). Après la fonte de la neige, nous avons étudié à nouveau et de façon identique à l'étape précédente les caractéristiques morphométriques et sédimentologiques de ces dépôts d'avalanches de la façon suivante :

Du point de vue morphométrique, nous avons réalisé des profils en long (dans la zone axiale et sur les marges) par segment fixe de 10 m à l'aide d'un inclinomètre (précision de 0,5°). Compte tenu de la longueur variable des dépôts, celle-ci est exprimée en pourcentage ou distance fractionnée

FIGURE 1. Plan de localisation.
Location map.



depuis l'apex permettant ainsi des comparaisons. Les profils ont été analysés à l'aide de la fonction mathématique Spline cubique permettant de faire ressortir et de quantifier les courbures et segmentations (Wegman et Wright, 1983 ; Francou et Manté, 1990). Le principe est le suivant : soit « p » la pente et « t » la distance fractionnée depuis l'apex, le profil étant divisé en segments égaux, on considère qu'à l'intérieur de chaque segment, le profil est rectiligne. Aussi sa dérivée première est approximativement une constante et sa dérivée seconde est proche de zéro, excepté au voisinage de chaque point de rupture. Enfin, pour quantifier la valeur de la concavité distale, nous avons retenu l'indice « C » établi par un rapport entre la somme des différences des valeurs de pente du dernier tiers du profil et le nombre total de segments de 10 m composant le profil (Jomelli, 1997), soit pour un profil de trente segments

$C = (\sum (\alpha_{20} - \alpha_{21}) \dots + \dots (\alpha_{29} - \alpha_{30}))/N$ avec α_{20} = angle de pente à la vingtième mesure et N = nombre total de segments.

Du point de vue sédimentologique, nous avons mesuré le long de ces transects précédemment relevés la dimension des trois axes de 50 cailloux situés à l'intérieur d'une grille de 1 m² ainsi que leurs orientation et inclinaison par rapport à la pente. L'expérience est répétée selon un pas fixe réglé à 20 m. Dans le but de déterminer la taille et la forme des éléments nous avons retenu les paramètres suivants : la moyenne géométrique MG calculée selon $(A.B.C)^{0,333}$, l'indice d'allongement A/B, l'indice d'aplatissement $(A + B)2C$, l'indice de sphéricité de Krumbein, $((B.C)/A^2)^{0,333}$.

Les mesures de l'orientation et de l'inclinaison de l'axe par rapport à la pente ont été reportées sur des stéréogrammes de Schmidt. Pour faciliter la comparaison entre les



FIGURE 2. Dépôts d'avalanches sur le versant nord du vallon du Fontenil (Massif des Écrins ; n° 2). On aperçoit au premier plan de gros blocs dans la zone distale.

Snow avalanche deposit on the north side of the Vallon du Fontenil (Massif des Écrins, No. 2). Some large blocks can be seen in the foreground in the distal zone.



FIGURE 3. Dépôts d'avalanches sur le versant nord de la Combe de Laurichard (Massif des Écrins ; n° 1).

Snow avalanche deposit on the north side of the Combe de Laurichard (Massif des Écrins ; No. 1).

fabriques, nous avons estimé le pourcentage d'éléments « relevants », c'est-à-dire 10° moins inclinés que le versant (Héty *et al.*, 1995) et « plongeants » (c'est-à-dire 10° plus inclinés que le versant) et utilisé les paramètres et indices statistiques suivants :

- le vecteur magnitude L (Curry, 1956) traduit l'intensité de l'orientation préférentielle des débris. D'après Curry (1956), ce paramètre L peut être combiné au test de Rayleigh afin de calculer la probabilité « p » pour que l'orientation préférentielle puisse être attribuée au hasard ;
- les valeurs propres normalisées $E1$, $E2$, $E3$ traduisent le type de distribution des orientations. Cette méthode des

valeurs propres (Woodcock, 1977) est une analyse tridimensionnelle des caractéristiques des débris ;

- l'indice k , quant à lui, permet de décrire la forme du nuage (amas compact : k est supérieur à 1, ou en ceinture : k est compris entre 0 et 1) ;
- le paramètre $Svar$ ou variance sphérique traduit la dispersion des orientations.

Pour rendre compte de la répartition spatiale des avalanches alors que la neige a totalement fondu, nous avons réalisé des cartes de densité de blocs perchés à la surface des dépôts selon le principe suivant : à partir d'un cadre témoin de 1 m^2 , il s'agissait de compter le nombre de blocs perchés situés à l'intérieur de cette surface, puis de recommencer l'expérience à des endroits différents sur le dépôt le long des transects longitudinaux préalablement relevés selon un pas fixé réglé à 10 m. Cette technique présente des inconvénients qu'il convient de souligner. Tout d'abord, les résultats ne traduisent pas nécessairement les signes d'une activité avalancheuse récente. Par ailleurs, la représentativité de la surface témoin varie sur le dépôt. La quantité de blocs perchés dépend de la taille des blocs leur servant de support. Enfin, dans la zone proximale, l'origine de ces blocs perchés peut provenir d'autres processus, les chutes de pierres par exemple (Jomelli, 1997).

Pour notre démonstration, nous avons effectué un comptage lichénométrique. Cela consiste à mesurer les plus gros blocs sélectionnés le long du transect longitudinal les 100 plus grandes thalles de la section *Rhizocarpon* (Gray, 1973 ; Innes, 1985). L'expérience est répétée selon un pas fixé réglé à 10 m.

RÉSULTATS

La forme des profils des dépôts d'avalanches

La figure 4, représentant quatre exemples de types de pentes en fonction de la distance fractionnée depuis l'apex, permet de faire ressortir différentes caractéristiques morphologiques. Retenons principalement :

- de faibles valeurs de pente (25° en moyenne) à l'inverse de celles que l'on peut mesurer sur les éboulis ;
- une inclinaison apicale inférieure ou égale à 34° . Cette valeur, correspondant à l'angle de repos des débris sur les éboulis de gravité (Francou et Manté, 1990), est intéressante car elle permet d'exclure une remise en mouvement des matériaux par la seule action de la gravité ;
- un segment proximal le plus souvent concave ;
- un indice de concavité, C , très élevé ($C > 2,7$) traduisant une concavité distale très appuyée ;
- enfin, la fonction Spline nous permet de mettre en évidence un point de rupture très net, appelé ici ϕ , dont les coordonnées sont à peu près constantes sur les dépôts ($X = 90 \%$ du profil ; $Y = 14^\circ \pm 2^\circ$; fig. 5a, b). Par conséquent, les profils des dépôts d'avalanches sont le plus souvent bisectionnés.

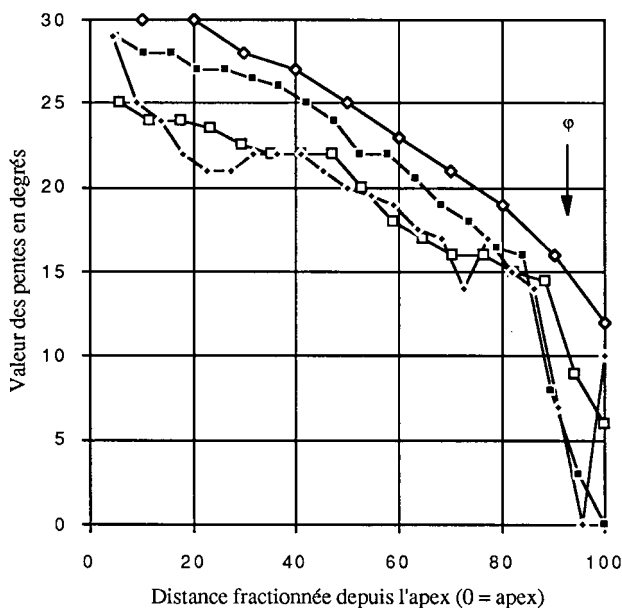


FIGURE 4. Exemples de types de pentes en fonction de la distance fractionnée depuis l'apex sur quatre dépôts d'avalanches : X = distance fractionnée depuis l'apex ; Y = valeur des pentes en degrés.

Examples of types of slopes according to the fractional distance from the apex on four snow avalanche deposits: X = fractional distance from the apex; Y = angle value in degrees.

La concentration en blocs perchés à la surface des dépôts d'avalanches

On remarque que la concentration de blocs perchés à la surface des dépôts d'avalanches diminue très clairement de l'amont vers l'aval (fig. 6a, b). Par conséquent, on peut en déduire que les avalanches atteignent plus fréquemment la fin de la zone médiane que la fin de la zone distale des dépôts, comme l'avaient observé plusieurs auteurs (Gardner, 1970 ; Luckman, 1978, 1988). Dans le détail, la figure 6b montre une concentration plus faible en blocs perchés en bordure du dépôt dans les zones proximale et médiane. Inversement la concentration maximale en blocs perchés atteint la fin de la zone médiane du dépôt 6a alors qu'elle est plutôt limitée à la zone proximale du dépôt 6b.

Le classement des débris

D'après la figure 7a, on constate une absence de variation de la taille des éléments dans les zones proximale et médiane des dépôts après la fonte, puis la taille tend à augmenter au delà du point φ dans la zone basale par suite de la multiplication de blocs de grande taille au passage du point φ. Cette croissance de la taille des éléments ne s'accompagne pas d'une modification morphologique significative (tabl. I). En revanche, on retient qu'une absence de classement a été observée sur ces mêmes dépôts d'avalanches lorsqu'ils étaient sous forme de dépôt de neige chargée (fig. 7b). On a donc une différence de signature granulométrique entre les dépôts d'avalanches de neige chargée et ces mêmes dépôts après la fonte de la neige à partir du point de rupture φ.

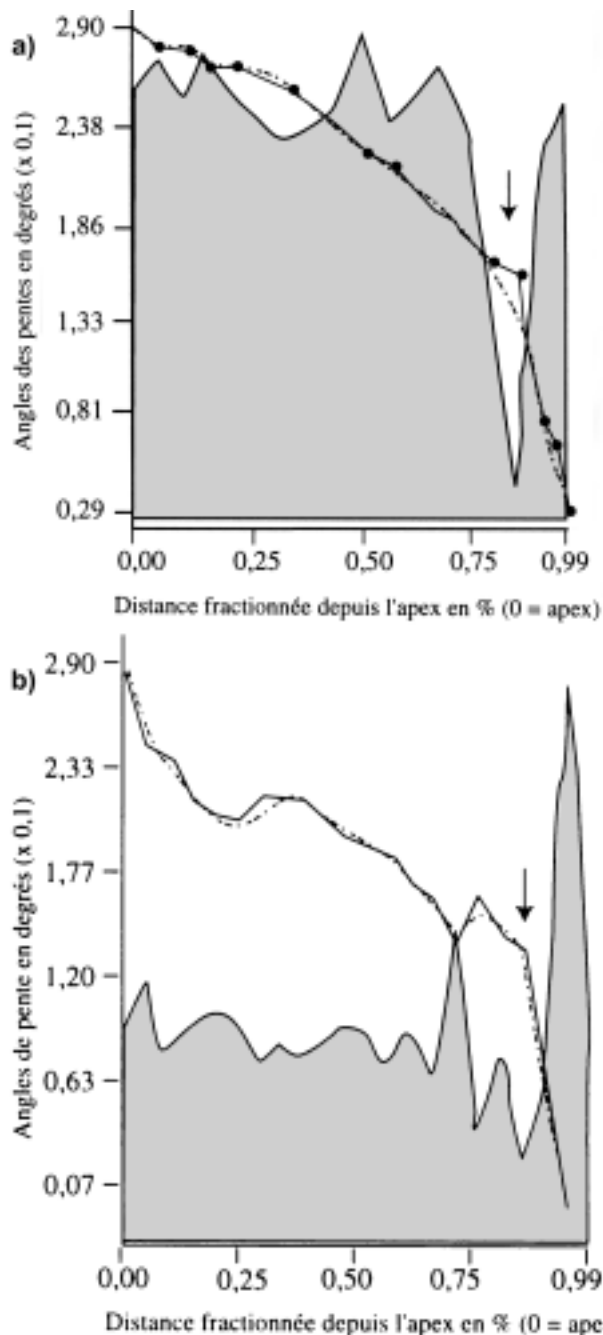


FIGURE 5. Exemples de profils de dépôts d'avalanches. Abscisse : distance fractionnée depuis l'apex ; ordonnée : valeur des angles (x 0,1) ; ligne pleine : interpolation linéaire ; ligne pointillée : approximation spline cubique ; surface tramée : dérivée seconde de l'approximation de la spline cubique ; flèche : point de rupture.

Examples of snow avalanches profiles. X-axis: fractional distance from the apex; y-axis: angle value (x 0,1); asterisk and dotted line: segment angle and linear interpolation. Solid line: cubic smoothing spline. Grey zone: second derivative of cubic smoothing spline. Arrow: breaking point.

Nous avons porté également notre attention sur l'organisation des fractions le long des axes latéraux des dépôts d'avalanches après fonte de la neige, situés de part et d'autre de l'axe médian. Or, d'après les résultats exprimés

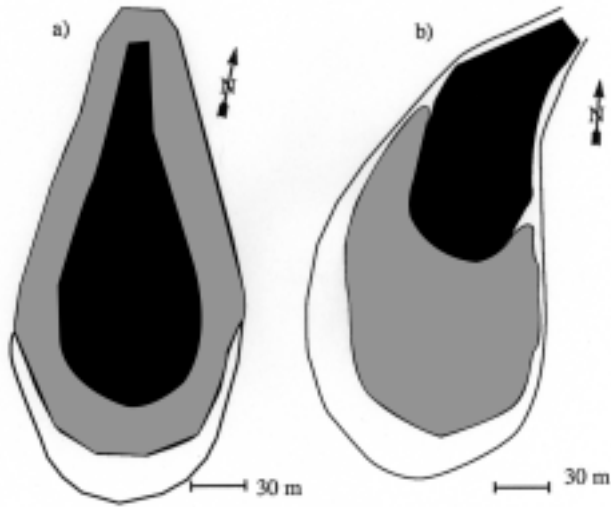


FIGURE 6. a, b. Exemples représentatifs de la répartition spatiale des blocs perchés à la surface des dépôts d'avalanches. Surface noire = nombre de blocs perchés > 50 dans la grille de 1 m²; surface grise = nombre de blocs perchés compris entre 25 et 50 dans la grille de 1 m²; surface blanche = nombre de blocs perchés < 25 dans la grille de 1 m².

Representative examples of the pattern of perched boulders on the surface of snow avalanche deposits. Black area = number of perched boulders > 50 in the surface sample of 1 m²; grey area = number of perched boulders included between 25 and 50 in the surface sample of 1 m²; white area = number of perched boulders < 25 in the railings of 1 m².

sur la figure 8, la granulométrie le long des axes latéraux est plus grossière que sur l'axe principal. Dans ce cas, il s'agit d'un granoclassement transversal qui n'est pourtant pas observé sur les dépôts neigeux (Jomelli, 1997).

Les fabriques

Les résultats de l'analyse des fabriques regroupés dans le tableau II, permettent de constater de fortes variacions sphériques et une décroissance du vecteur magnitude *L* de l'amont vers l'aval. La plupart des cailloux ont généralement une inclinaison peu différente de celle de la pente locale, bien que le nombre de plongeants diminue quelque peu vers l'aval (26 % dans la zone proximale, 19 % dans la zone distale). Mais, compte tenu des valeurs de *p*, on peut considérer les distributions comme aléatoires. Par ailleurs, le faible pourcentage de « relevants » permet d'exclure l'action de la reptation particulière. Cette absence d'orientation préférentielle reste conforme aux fabriques mesurées sur des dépôts d'avalanches de neige chargée (fig. 9a, b, c).

Quant aux remaniements liés à la fonte, nous avons montré (Jomelli, 1999) qu'ils peuvent occasionner, dans certains cas, une croissance du nombre de « plongeants » lié au basculement des éléments dans la pente produit par le souirage de matière sous les débris. Mais il ne s'agit pas d'un phénomène systématique. Dans de nombreux cas, on assiste plutôt à l'enfoncement des débris dans la masse de neige créant des dépressions qui bloquent tout remaniement. Ces dépressions liées à la fusion privilégiée de la neige sous les débris de couleur sombre, expliquent proba-

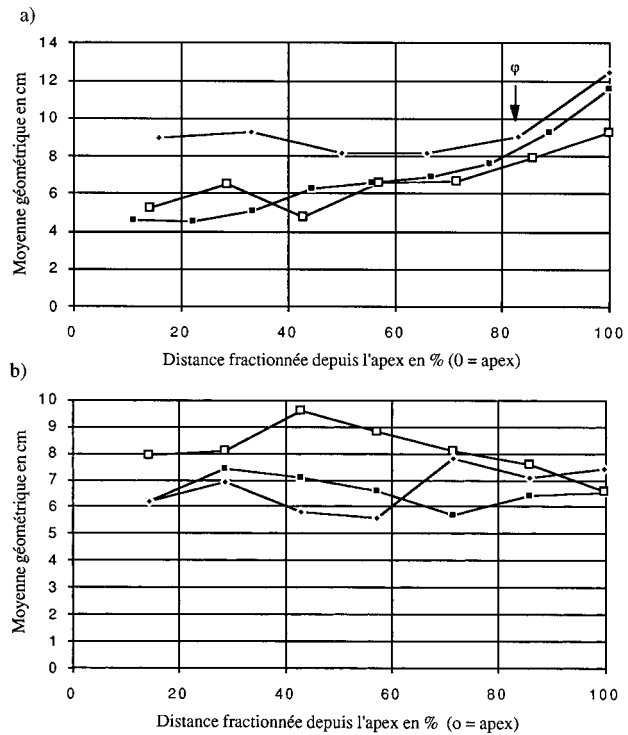


FIGURE 7. Variation de la moyenne géométrique en fonction de la distance fractionnée depuis l'apex sur trois dépôts d'avalanches représentatifs. X = distance fractionnée depuis l'apex; Y = moyenne géométrique en centimètres; a) dépôts d'avalanche après fonte de la neige; b) dépôts d'avalanche avant la fonte de la neige.

Geometric mean variation according to the fractional distance from the apex on three representative snow avalanche deposits. X = fractional distance from the apex; Y = geometric mean in cm; a) snow avalanche deposits after snow melt; b) snow avalanche deposits before snow melt.

TABLEAU I

Morphologie des fragments des dépôts d'avalanches après fonte de la neige

	F	L	K
zone supérieure	1,51	2,06	0,6
zone médiane	1,56	2,21	0,61
zone distale	1,63	2,3	0,57

F = aplatissement ; L = allongement ; k = indice de krumbein.

blement ici l'absence de réorientation préférentielle comme certains auteurs ont pu l'observer sur d'autres types de dépôts (Pérez, 1990 ; Héту, 1991).

DISCUSSION

Peu d'hypothèses ont été formulées quant à la mise en place des débris sur les dépôts d'avalanches. On constate le plus souvent une diminution progressive de la probabilité d'arrêt des avalanches dans la partie basse du versant (Bovis et Mears, 1976 ; Luckman, 1978 ; Bakkehoi *et al.*, 1983 ; Ballantyne, 1989). Cette diminution progressive

TABLEAU II

Paramètres statistiques et indices des frabriques de dépôts d'avalanches

	L %	p	E1	E2	E3	r1	r2	k	svar
zone apicale	9,27	0,7	0,583	0,333	0,083	0,83	1,08	0,73	0,651
	16,63	0,33	0,641	0,274	0,084	0,84	1,19	0,71	0,33
zone proximale	13,42	0,48	0,619	0,294	0,086	0,96	1,01	0,78	0,523
	24,63	0,08	0,671	0,243	0,085	1,01	1,05	0,97	0,316
	12,01	0,64	0,608	0,306	0,085	0,43	1,27	0,34	0,685
zone médiane	10,01	0,66	0,627	0,292	0,08	0,79	1,07	0,68	0,511
	8,11	0,76	0,572	0,346	0,081	0,5	1,45	0,34	0,768
	5,88	0,91	0,502	0,42	0,077	0,18	1,7	0,7	0,698
zone distale	11,15	0,6	0,638	0,272	0,082	0,84	1,13	0,63	0,596
	9	0,72	0,639	0,277	0,083	0,83	1,21	0,69	0,723
	4,61	0,93	0,546	0,354	0,099	0,68	1,28	0,53	0,524

L = vecteur magnitude ; Svar = variance sphérique ; E1, E2, E3 = valeurs propres normalisées ; r1 = $\ln(E1/E2)$ et r2 = $\ln(E2/E3)$; k = forme du nuage ; p = probabilité d'une distribution aléatoire des orientations.

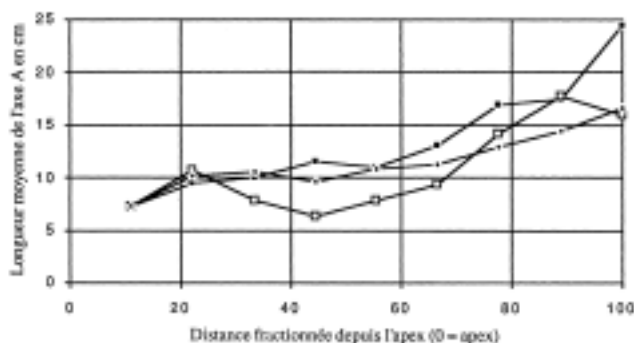


FIGURE 8. Variation de la longueur moyenne de l'axe A sur les axes médian et latéraux d'un dépôt d'avalanches. X = distance fractionnée depuis l'apex ; Y = longueur moyenne de l'axe A en centimètres ; carré noir = axe latéral gauche ; carré blanc = axe médian ; losange noir = axe latéral droit.

Mean length variation of the A axis on the median and lateral axis of a snow avalanche deposit. X = fractional distance from the apex; Y = median length of the A axis in cm; black square = left lateral axis; white square = median axis; black diamond = right lateral axis.

(fig. 10 ; courbe 1) détermine en partie l'aspect du profil des dépôts décrit le plus souvent comme lisse, sans rupture de pente (Rapp, 1959 ; Luckman, 1992). Nous considérons ici que la géométrie et la sédimentologie des dépôts d'avalanches dépendent d'une variation de la dynamique avalancheuse dans l'espace et dans le temps.

La variation de la dynamique des avalanches dans l'espace

Au vu des figures de répartition spatiale des blocs perchés, nous considérons que dans les zones proximale et médiane des dépôts la fréquence d'arrêt des avalanches est maximale. Dans ces zones la quantité de matière est déposée sans aucun classement ni orientation préférentielle, conformément aux résultats obtenus sur les dépôts d'avalanche de neige humide chargée (Jomelli, 1997) ou à ceux présentés dans la littérature lorsque la neige a fondu (Rapp, 1959 ; Luckman, 1988). Toutefois, une partie des débris minéraux déposés dans ces zones est reprise en charge par

des avalanches puissantes qui la redéposent plus en aval comme l'ont évoqué Caine (1969) puis Luckman (1988 et 1992). Cette remobilisation explique une inclinaison inférieure à l'angle de repos de matériaux bien qu'il y ait des apports de matière importants (forte concentration de blocs perchés). Au delà de la zone médiane, le nombre d'avalanches est nettement plus faible. Dans certains cas particuliers, une trajectoire préférentielle des avalanches, déterminée en partie par l'encaissement de leurs zones de départ et de transit, peut expliquer la répartition spécifique des blocs perchés sur les dépôts (forte concentration sur un axe latéral par exemple) (Jomelli, 1997).

La variation de la dynamique des avalanches dans le temps

Nous considérons que le point de rupture ϕ mis en évidence sur le profil serait lié à une baisse irrégulière, brutale, de la fréquence d'arrêt des avalanches dans la zone distale (fig. 10 ; courbe 2), par suite de variations de la dynamique des avalanches dans le temps. Les variations de la répartition sur le versant des avalanches au cours de l'Holocène sont fonction de leurs distances d'arrêt. Or, nous constatons d'après l'équation de Voellmy (1955) que la distance d'arrêt d'une avalanche est fonction de deux paramètres qui sont la morphologie de la paroi et la quantité de neige mobilisée. En absence de modifications morphologiques évidentes sur le versant impliquant une diminution des distances d'arrêt (croissance de la verticalité de la paroi), nous pouvons écarter le premier paramètre et retenir le second. Par conséquent, cette baisse brutale des distances d'arrêt qui explique l'existence du point de rupture serait en partie liée à une diminution tout aussi rapide de la quantité de neige mobilisable par les avalanches dont l'origine pourrait être climatique. Aussi, la très large majorité des débris de la zone distale en aval du point ϕ ont pu être déposés par des avalanches de grande ampleur mobilisant une grande quantité de neige dont les distances d'arrêt étaient supérieures à celles observées actuellement. Le point de rupture représenterait le contact entre deux dépôts d'âge différent (fig. 11a, b).

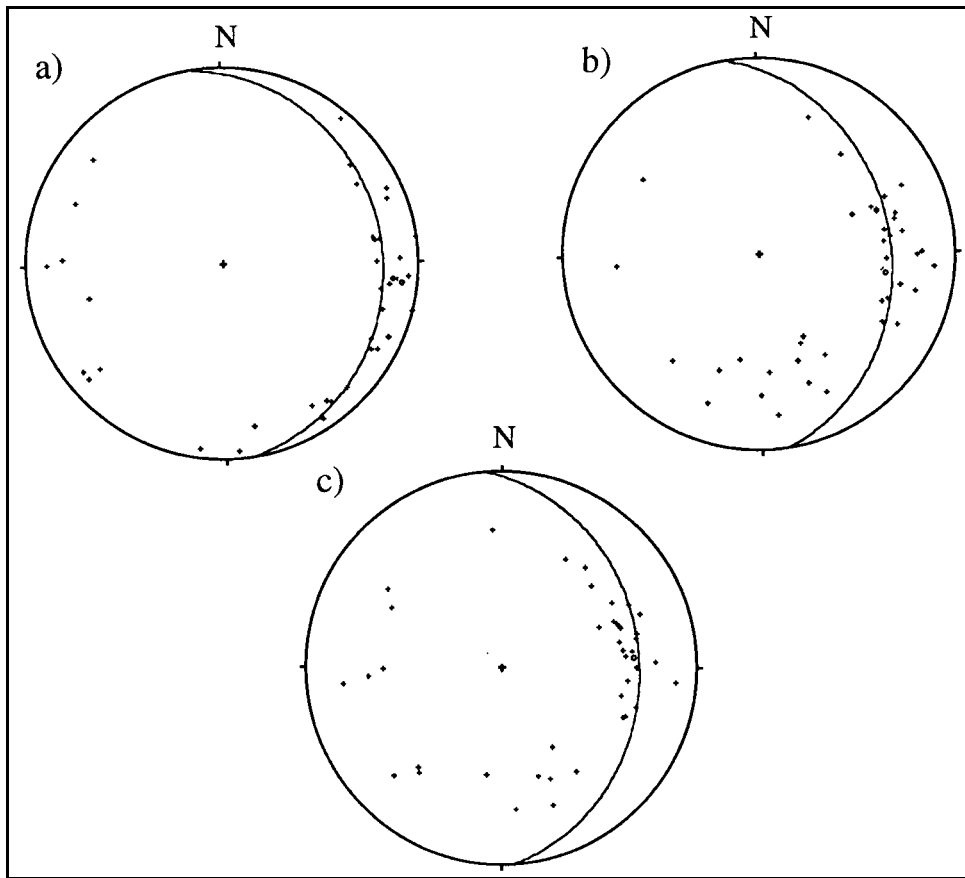


FIGURE 9. Diagrammes de Schmidt (hémisphère supérieure) d'un dépôt d'avalanche avant fonte de la neige (o vecteur linéaire moyen). a) Zone distale ; b) zone médiane ; c) zone proximale.

Schmidt diagrams (upper hemisphere) of a snow avalanche deposit before the snow melt (o mean lineation vector). a) Distal zone; b) median zone; c) proximal zone.

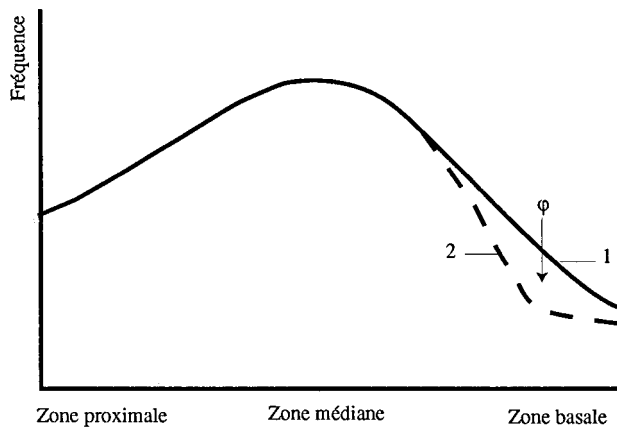


FIGURE 10. Distribution de la fréquence d'arrêt des avalanches de neige chargée le long d'un dépôt d'avalanches après fonte de la neige. Courbe 1 = décroissance régulière à partir de la zone médiane ; courbe 2 = décroissance brutale à partir de la zone médiane.

Distribution of the run-out frequency of dirty snow avalanches on a snow avalanche deposit after the snow melt. Curve 1 = regular decrease from the median zone; curve 2 = brutal decrease starting at the median zone.

La présence sur un grand nombre de blocs du lichen *Rhizocarpon* de la section *Rhizocarpon* (*Rhizocarpon geographicum sensu lato*) plaide en faveur de cette hypothèse de sédimentation diachronique. D'une part, on assiste à une

croissance rapide du nombre de lichens de l'amont vers l'aval à proximité du point de rupture. D'autre part, c'est sur les blocs du secteur distal uniquement que le diamètre des thalles atteint et dépasse 4 cm (fig. 12). Si nous considérons les courbes de croissance établies dans d'autres régions (Orombelli et Porter, 1983 ; Innes, 1985 ; McCarroll, 1993), nous pouvons formuler l'hypothèse selon laquelle les matériaux dans la zone distale en aval du point ϕ ont été déposés au cours du Petit Âge glaciaire. C'est donc au cours de cette période que se serait produite une variation de leur fréquence d'arrêt. En ce sens, nous rejoignons les propos de McCarroll (1993) et de Matthews et McCarroll (1994). Néanmoins, cette hypothèse devra être confirmée par une étude systématique des thalles sur les dépôts à la manière de celle pratiquée par Luckman et Fiske (1995), complétée par la réalisation d'une courbe de croissance significative sur les sites étudiés et par une étude des variations de l'épaisseur du cortex d'altération. Ces études seront nécessaires car on peut également supposer que ces gros débris dans la zone distale ont été déposés au cours d'une époque ancienne, puis qu'ils aient été retouchés au cours du Petit Âge glaciaire par les avalanches, ces dernières faisant alors disparaître les thalles anciens. Or, compte tenu de la difficulté à obtenir des taux d'accumulation pertinents (Luckman et Fiske, 1995), actuellement on ne peut pas vérifier si les apports de matière ont été suffisamment importants pour être à l'origine d'un point de rupture décelable sur les profils.

FIGURE 11. Blocs diagrammes d'un système avalancheux dans lequel on distingue deux générations de dépôts d'avalanches. a) Hypothèse concernant le système au Petit Âge glaciaire ; b) situation actuelle.

Diagram blocs of an avalanche system in which one can observe two generations of snow avalanche deposits a) Hypothesis concerning the slope during the Little Ice Age; b) current situation.

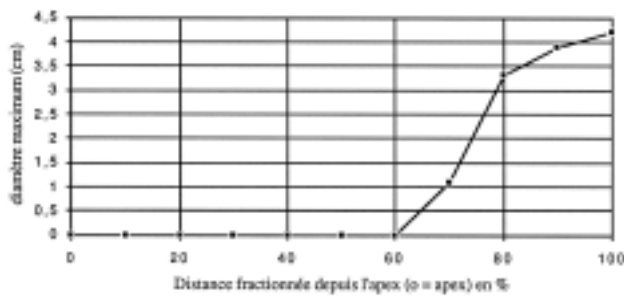
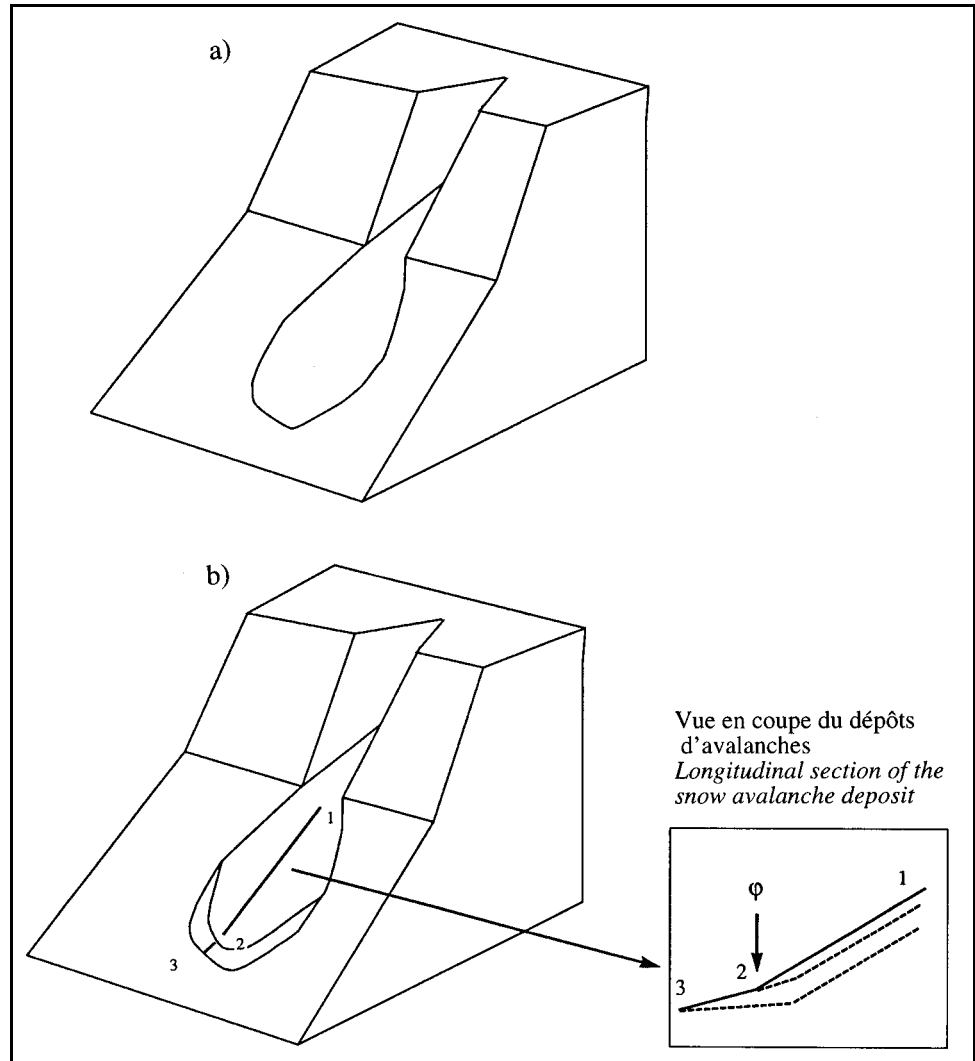


FIGURE 12. Exemple de l'évolution du diamètre des thalles en fonction de la distance fractionnée depuis l'apex sur un dépôt d'avalanches. X = Distance fractionnée depuis l'apex ; Y = diamètre maximal en centimètres.

Example of the change in the lichen thallus diameter according to the fractioned distance from the apex on a snow avalanches deposit. X = Fractional distance from the ape; Y = maximum diameter in centimetres.

L'hypothèse de la variation brutale de la fréquence d'arrêt des avalanches puissantes atteignant la zone distale en raison d'un changement climatique permet également d'expli-

quer la présence de gros blocs à des valeurs de pentes très faibles (< 20°) en aval du point ϕ . En effet, nous avons pu constater que la taille maximale de l'axe A des débris sur les dépôts d'avalanche de neige chargée est fonction de la quantité de neige mobilisée (Jomelli, 1997). Autrement dit, c'est sur les dépôts d'avalanches les plus longs et volumineux que nous avons mesuré les blocs les plus gros. Nous considérons donc que les débris de grande taille présents dans la zone distale ont été transportés par des avalanches dont la compétence et la distance d'arrêt étaient supérieures à celles que l'on observe actuellement (Butler et Malanson, 1990). Selon cette interprétation, la signature sédimentologique observée sur les dépôts d'avalanches correspond à deux générations différentes comme nous l'avions proposé précédemment (fig. 13). Une première génération d'avalanches de neige chargé aurait déposé des débris sans classement ni orientation. Ultérieurement, des avalanches moins puissantes sont venues recouvrir les dépôts précédents. Mais, dans la mesure où leur puissance est réduite, ces avalanches récentes atteignent moins fréquemment la zone distale des précédents dépôts et ne les recouvrent véritablement

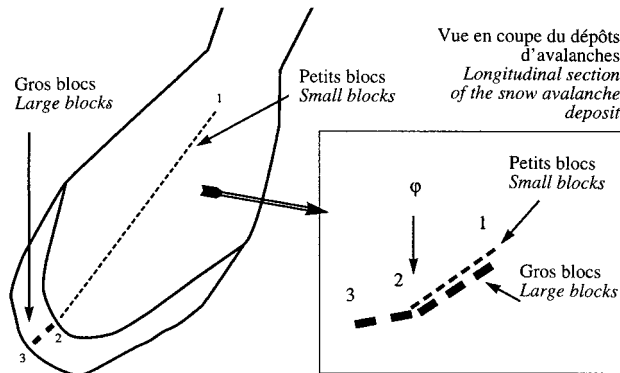


FIGURE 13. Exemple de signature granulométrique de surface d'un dépôt d'avalanches.

Surface granulometric feature example of a snow avalanche deposit.

qu'en amont du point ϕ . Leur moindre puissance expliquerait également le fait qu'elles transportent le plus souvent des débris de taille inférieure à ceux transportés par les avalanches précédentes.

À cette hypothèse d'avalanches actuelles moins puissantes, on peut y ajouter celle d'une gélifraction moins efficace qui impliquerait une quantité de débris mobilisable plus faible et une taille de débris gélifractés plus petite.

Par ailleurs, cette brusque variation de la signature granulométrique sur les dépôts permet d'écarter le fait que les caractéristiques sédimentologiques de la zone distale des dépôts d'avalanches soient liées aux grosses avalanches exceptionnelles très espacées dans le temps (suffisamment pour que les lichens s'installent) sans que d'éventuels changements climatiques ne soient en cause. En effet, si l'on écarte l'hypothèse du changement climatique, on doit observer une diminution régulière de la fréquence d'arrêt des avalanches entre la zone médiane et la zone distale (fig. 10 ; courbe 1) qui impliquerait une absence de variation de la signature granulométrique sur l'ensemble du dépôt (et rappelez le une absence de point de rupture).

Enfin, l'hypothèse qui lierait ces gros blocs à des éboulements semble peu vraisemblable dans la mesure où 1) la paroi amont est, dans certains cas, peu développée et distante de plusieurs centaines de mètres du dépôt (fig. 2) ; 2) les pentes sont faibles dans la zone distale des dépôts ($< 20^\circ$) ; 3) ces gros blocs ne sont pas observés dans les zones proximale et médiane ; 4) leur indice de sphéricité est peu différent de l'ensemble des débris mesurés.

CONCLUSION

Les observations réalisées sur un nombre important de dépôts d'avalanches sous forme de dépôt de neige chargée puis après fonte de la neige dans les Alpes françaises permettent de décrire en détail leurs caractéristiques morphométriques et sédimentologiques. En ce qui a trait à la morphométrie, on retiendra principalement des angles de pente inférieurs à l'angle de repos des matériaux notamment dans les zones apicale et proximale, une concavité dis-

taie bien développée et l'existence d'un point de rupture ϕ de coordonnée relativement constante ($X = 90\%$ du profil ; $Y = 14^\circ \pm 2^\circ$). Concernant la sédimentologie, la double signature granulométrique et des fabriques isotropes constituent les résultats essentiels. L'hypothèse que nous formulons pour rendre compte de ces caractéristiques morphosédimentaires originales fait intervenir une baisse brutale de la fréquence d'arrêt des grandes avalanches dans l'espace et dans le temps. Cette brusque variation de la fréquence d'arrêt serait liée principalement à une diminution tout aussi brutale de la quantité de neige mobilisable par les avalanches dont l'origine pourrait être climatique. Sur la base d'observations lichénométriques cette variation de la dynamique des avalanches pourrait avoir eu lieu au cours du Petit Âge glaciaire. Des observations réalisées dans d'autres massifs (Héty, 1990 ; Grove, 1972 ; McCarroll, 1993 ; Blikra et Selvik, 1998) montrant une activité avalancheuse plus importante au Petit Âge glaciaire appuient notre hypothèse. Cette interprétation des caractéristiques morphosédimentaires du dépôt confirme le fait que le dépôt d'avalanches peut être utilisé comme marqueur climatique (Grove, 1972 ; Matthews et McCarroll, 1994 ; Blikra et Nemeč, 1998).

REMERCIEMENTS

Nous adressons nos remerciements à C. Manté pour son aide concernant la fonction Spline et aux membres du comité de lecture dont les commentaires ont contribué à améliorer le texte initial.

RÉFÉRENCES

- Akerman, H. J., 1984. Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler*, 66A : 267-284.
- André, M.-F., 1990. Geomorphic impact of spring avalanches in Northwest Spitsbergen. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1 : 97-110.
- Bakkehoi, S., Domaas, U. et Lied, K., 1983. Calculation of snow avalanche run-out distance. *Annals of Glaciology*, 4 : 24-29.
- Ballantyne, C. K., 1989. Avalanche impact landforms on Ben Nevis, Scotland. *Scottish Geographical Magazine*, 105 : 38-42.
- Blikra, L. H. et Nemeč W., 1993. Postglacial avalanche activity in western Norway : Depositional facies sequences, chronostratigraphy and palaeoclimatic implications p 143-162. *In* B. Frenzel, éd., *Solifluction and climatic variation in the Holocene*. European Science Foundation, 288 p.
- , 1998. Postglacial colluvium in western Norway : depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45 : 909-959.
- Blikra, L. H. et Selvik, S. F., 1998. Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway : Depositional facies successions and pollen record. *The Holocene*, 8 : 631-658.
- Bovis, M. J. et Mears, A. I., 1976. Statistical prediction of snow avalanche run-out from terrain variables in Colorado. *Arctic and Alpine Research*, 8 : 115-120.
- Butler, D. et Malanson, G., 1990. Non-equilibrium geomorphic processes and patterns on avalanche paths in the northern Rocky Mountains, U.S.A. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., 34 : 257-270.
- Caine, N., 1969. A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *Journal of Geology*, 77 : 92-100.
- Curry, J. R., 1956. The analysis of two-dimensional orientation data. *Journal of Geology*, 64 : 117-131.
- Francois, B., 1983. Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 5 : 411-424.

- 1988. L'éboulisation en haute montagne. Thèse de Doctorat d'État, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S, Éditec, Caen, 2 t., 696 p.
- 1991. Pentas, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2 : 175-186.
- Francois, B. et Manté, C., 1990. Analysis of the segmentation on the profile of alpine talus slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1 : 53-60.
- Gardner, J., 1970. Geomorphic significance of avalanches in the Lake Louise District. *Arctic and Alpine Research*, 2 : 135-144.
- 1983. Accretion rates on some debris slopes in the Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8 : 347-355.
- Gray, J.T., 1973. Geomorphic effects of avalanche and rockfalls on steep mountain slopes in Central Yukon Territory, p 107-117. *In* D. B. Fahey et R. D. Thompson, édit., *Research in Polar and Alpine Geomorphology Proceedings*. 3rd Guelph Symposium on Geomorphology, Norwich, 316 p.
- Grove, J. M., 1972. The incidence of landslides, avalanches, and floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 4 : 131-138.
- Hétu, B. et Vandael, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 3 : 389-406.
- 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44 : 199-215.
- 1991. Éboulis stratifiés actifs près de Manche d'Épée, Gaspésie, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., 35 : 247-278.
- Hétu, B., Van Steijn, H. et Bertran, P., 1995. Le rôle des coulées de pierres sèches dans la genèse d'un certain type d'éboulis stratifiés. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2 : 173-194.
- Hubert, T. P., 1982. The geomorphology of subalpine snow avalanche runout-zones : San Juan Mountains, Colorado. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7 : 109-116.
- Innes, J. L., 1985. Lichenometry. *Progress in Physical Geography*, 9 : 187-254.
- Jomelli, V., 1997. Géodynamique des dépôts d'avalanches : analyses morphométriques et sédimentologiques. Thèse de Doctorat, Université Denis Diderot de Paris 7, 252 p.
- 1999. Effets de la fonte sur la sédimentation des dépôts d'avalanche de neige chargée dans le massif des Écrins. *Géomorphologie*, n°1, 39-58, 20 p. (sous presse).
- Jomelli, V. et Bertran, P., soumis. Dirty snow avalanche deposits in the French Alps : Dynamic and sedimentological characteristics.
- Kirkby et Staham, I., 1975. Surface stone movement and scree formation. *Journal of Geology*, 83 : 349-362.
- Luckman, B. H., 1977. The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler*, 59A : 31-48.
- 1978. Measurement of debris accumulation on alpine talus slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., 29 : 117 - 129.
- 1988. Debris accumulation patterns on talus slopes in Surprise Valley, Alberta. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 247 - 278.
- 1992. Debris flows and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru Cairngorm mountains, Scotland. *Geografiska Annaler*, 74A : 109 - 121.
- Luckman, B. H. et Fiske, C. J., 1995. Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry, p 233-255. *In* O. Slaymaker édit., *Steepland Geomorphology*. O. Slaymaker, 282 p.
- Matthews, J. A. et McCarroll, D., 1994. Snow avalanche impact landforms in Breheimen, Southern Norway. Origin, age and paleoclimatic implications. *Arctic and Alpine Research*, 26 : 103 - 115.
- McCarroll, D., 1993. Modelling late Holocene snow avalanche activity : Incorporating a new approach to lichenometry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 : 527 - 539.
- Orombelli, G. et Porter, S. C., 1983. Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc Massif, Western Italian Alps. *Arctic and Alpine Research*, 15 : 193-200.
- Pérez, F. L., 1986. Talus texture and particle morphology in the North Andean Paramo. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., 30 : 15-34.
- 1989. Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California. *Geografiska Annaler*, 71A : 43 - 57.
- 1990. Surficial talus fabric and particle gliding over snow on Lassen Peak, California. *Physical Geography*, 11 : 142 - 153.
- Rapp, A., 1959. Avalanche boulder tongues in Lapland, a description of little known landforms of periglacial debris accumulation. *Geografiska Annaler*, 61A : 34-48.
- 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, north Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42A : 73 -200.
- Rapp, A. et Fairbridge, R. W., 1968. Talus fan or cone : scree and cliff debris, p 1106-1109. *In* R. W. Fairbridge, E. Rheinold, édit., *Dictionary of Geomorphology*. New York 1867 p.
- Statham, I., 1976. A scree rockfall model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1 : 43-62.
- Voellmy, A., 1955. Über die Zerstörungskraft von Lawinen. *Schweizerische Bauzeitung Jahrg*, p. 159 - 162.
- Ward, R. G. V., 1985. Geomorphological evidence of avalanche activity in Scotland. *Geografiska Annaler*, 67A : 247-256.
- Wegman, E. J. et Wright, I. W., 1983. Splines in statistics. *Journal of the American Statistical Association*, 78 : 351-365.
- White, S. E., 1968. Rockfall, alluvial and avalanche talus in Colorado Front Range. *Geological Society American Special Paper*, 237 p.
- Woodcock, N. H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, 88 : 1231-1236.