

ETUDE DE "DEBRIS FLOW"

a partir de quelques exemples

pris dans les Alpes françaises

Henk

VAN STEIJN

Université
d'Utrecht.

Mots-clés : Coulée - Alpes françaises - Dynamique de versant - Sédimentologie.

Résumé. Les formes dues à des "débris flow" constituent un élément du relief dans plusieurs secteurs des Alpes françaises, surtout au-dessus de 1700m. Il s'agit de systèmes récents et épisodiquement actifs. Leurs propriétés morphologiques et mécaniques sont étudiées tout au long d'une série de ces coulées, ainsi que quelques uns de leurs caractères sédimentologiques.

Le levé a montré une diminution lente, en direction aval, de la hauteur et de la largeur des bourrelets latéraux qui forment l'élément morphologique le plus caractéristique. Le diamètre moyen des pierres dans les dépôts latéraux diminue également de l'amont vers l'aval. Une même tendance est trouvée pour les estimations de la résistance mécanique du matériel. Ces phénomènes s'expliquent par la sédimentation continue d'éléments grossiers qui cause une augmentation relative de la teneur en eau. Des reconstitutions de la vitesse moyenne indiquent une relation avec la valeur de la pente... Les valeurs observées sont de l'ordre de 2 à 4m/s. Les coulées semblent se reproduire une fois tous les 10 à 40 ans.

Key Words : Debris flow - French Alps - Slope - Dynamical - Sedimentology.

Abstract. The forms due to debris flow constitute an essential element of the relief in several sectors of French Alps, in particular above 1.700 meters. These are systems which are recent and occasionally active. Their morphological and mechanical properties are studied on the course of a series of these flows as well as some sedimentological characteristics.

The measurement taken show a gradual decrease down stream in the height and width of the lateral strips which form the most characteristic morphological element. The average diameter of the stones in the lateral deposits diminishes downstream too. The same tendency is found in the estimations of the material's mechanical resistance. These phenomena can be explained by the continuous sedimentation of coarse elements which cause a relative increase in water content. Reconstitutions of the average speed indicate a relation between the slope and speed. The figures observed are of an order of 2 - 4 meters sec. The flows seem to occur once every 10 - 40 years.

INTRODUCTION

Les "débris flows" sont définis comme des mouvements de masse rapides, formés d'un mélange de particules solides et d'eau (Varnes 1978). Le phénomène est assez fréquent dans beaucoup de régions. Dans les Alpes Françaises le site de ce type de coulées est souvent en relation avec des éboulis, surtout à des altitudes supérieures à 1.700m. La fréquence des coulées est de l'ordre d'une fois tous les 10 à 40 ans. Il s'agit de coulées remaniant des éboulis et qui montrent la morphologie

caractéristique des "debris flows", dont les premières descriptions ont été faites par SHARP (1942). On y retrouve des bourrelets latéraux ("levées") bien individualisés, qui se rejoignent dans un lobe terminal (Ph. 1). Le matériel est très hétérogène, montrant en principe une bimodalité dans la granulométrie.

Photo 1.

Exemple typique d'une coulée de lave torrentielle pour le versant au nord de Barcelonnette, près de point 2 (Fig.1). On distinguera sur l'éboulis les bourrelets latéraux qui se terminent dans le lobe frontal. Plus haut, les falaises ravinées de la zone d'origine. Longueur de la coulée + 150 m.



Les problèmes à analyser sont les suivants :

1. Le déclenchement du mouvement. Les processus de déclenchement sont assez mal connus à cause du caractère éphémère des coulées et des difficultés à faire des observations sur les lieux d'origine pendant les phases d'activité. En théorie un "débris flow" peut se déclencher :

- soit par un glissement, généralement du type superficiel (Johnson, 1970 ; Johnson et Rodine, 1984) ;
- soit par l'accumulation de débris au fond d'un ravin suivie par le départ brutal de ces derniers (constaté dans les Alpes françaises par Hoozemans et De Ruig, 1986) ;
- soit par la saturation en eau d'une masse meuble, essentiellement non cohérente, suivie par un écoulement superficiel d'une certaine épaisseur (Takahashi, 1978).

Le phénomène de "débris flow" n'a pas reçu beaucoup d'attention dans la littérature traitant des Alpes françaises méridionales. Mis à part les travaux sur la grande crue de 1957 (Tricart 1958, Velasquez 1960) et quelques notes plus anciennes (Benevent et Maury Mougin, 1928), l'auteur n'a trouvé que quelques références, surtout sur la SAVOIE (Moret, 1943 ; Anchiéri, 1966 ; Azimi et Desvarreux, 1974 ; Bravard, 1983).

Dans la plupart des cas mentionnés, il semble s'agir de "debris flows", mais le mécanisme de transport n'étant pas spécifié, on ne peut pas conclure sur sa nature exacte : mouvement de masse propulsé par la seule action de la gravité, ou transport par un courant d'eau à forte concentration en particules solides.

2. Le type de mouvement durant l'activité d'une coulée. Deux modèles rhéologiques existent pour la description du mouvement :

- le modèle de Johnson (1970) qui part d'un matériau à caractère Bingham,
- le modèle développé par Takahashi (1978) qui est fondé sur la théorie de Bagnold (1954) de la pression dispersive qui existerait dans une masse de grains mouvants et qui serait causée par les collisions entre les grains pendant le mouvement.

3. La situation pendant la sédimentologie. Dans les "débris flows" idéaux, la compétence n'est pas le fait d'un fluide qui sert d'agent de transport, mais, s'agissant d'un mouvement de masse, elle provient des forces internes à la masse de la coulée. Les relations entre ces forces et la nature des dépôts formés ne sont pas encore bien connues.

4. La fréquence du phénomène. Les observations directes de coulées pendant la phase d'activité étant rares, on peut essayer de faire des datations des dépôts à l'aide de techniques lichénométriques ou dendrochronologiques (Braam et al., sous presse a, b).

Dans cet article est d'abord présenté l'analyse systématique de quelques coulées dans leur contexte géologique et géomorphologique. L'accent est mis sur les variations systématiques des propriétés morphométriques et sédimentologiques le long du tracé depuis la zone de départ jusqu'à la partie aval. Dans un second temps, on peut reconstituer la vitesse et la résistance mécanique du matériel et analyser la variabilité de ces deux facteurs. Puis l'analyse des facteurs qui causent le démarrage des coulées et l'étude de la fréquence permettent de donner une idée du risque lié à l'activité de ces coulées. Enfin est fournie une contribution à l'analyse de la stabilité des versants dans le cadre d'une cartographie des risques naturels, par exemple pour le P.E.R. Les travaux sur le terrain ont été exécutés dans le bassin de Barcelonnette (vallée de l'Ubaye) et dans la région voisine de la vallée du Bachelard. Une autre série d'observations a été faite dans le vallon de Chambran, partie orientale du Massif du Pelvoux (fig. 1). Ainsi est assurée une certaine différenciation dans la situation géologique et géomorphologique des cas étudiés qui se trouvent tous entre 1700 et 2500m.

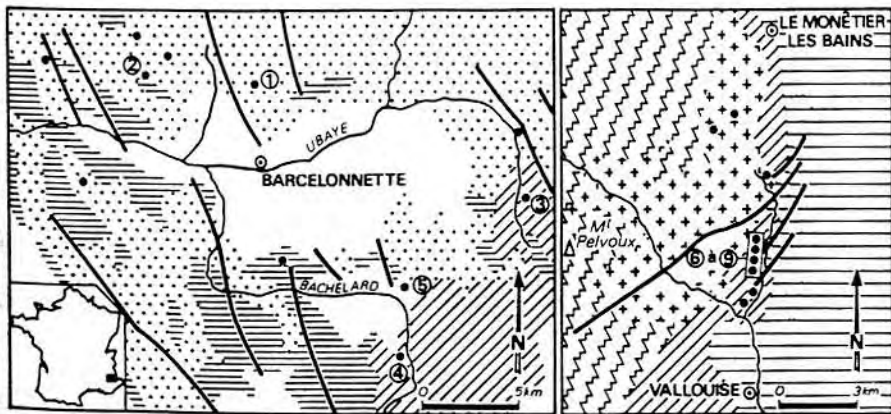
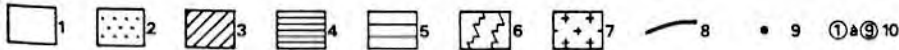


Figure 1.

Carte des régions étudiées, avec indication de la géologie (d'après Debelmas, 1974).



- | | |
|---|--|
| 1 Roches autochtones (Terres noires) | 6 Gneiss |
| 2 Nappes du Flysch à Helminthoïdes | 7 Granit |
| 3 Flyschs gréseux | 8 Failles |
| 4 Ecaillés associées aux nappes de flysch | 9 Point d'observation |
| 5 Calcaires de la zone Briançonnaise | 10 Coulées analysées en détail (table 1) |

Avant de discuter les résultats, il est important de donner quelques précisions méthodologiques.

CONSIDERATIONS METHODOLOGIQUES :

En s'appuyant sur la morphométrie, dont la méthodologie va être décrite ci-dessous, il est possible d'estimer la résistance mécanique du matériel. Il est également possible de faire une estimation de la vitesse moyenne et du débit de la coulée. L'analyse est fondée sur les méthodes de Johnson (1970), résumées dans Johnson et Rodine (1984). Le point de départ de Johnson consiste à supposer que les matériaux de la coulée se comportent selon le modèle rhéologique d'un fluide à caractère Bingham. Dans de tels matériaux, il y a combinaison d'un élément de résistance au cisaillement et d'un élément de viscosité, opérant pendant le mouvement.

Il existe donc un seuil de fluage dans le matériel, défini par τ_0 : une analyse de la stabilité montre que le mouvement est impossible si la contrainte de cisaillement est plus faible que la résistance. Johnson a établi quelques équations qui sont utilisées dans la présente étude (Fig. 2 et 3).

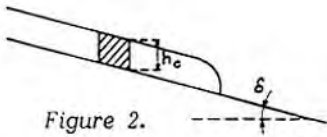
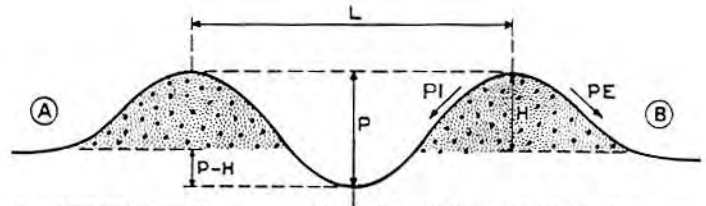
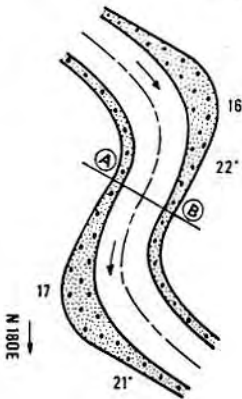


Figure 2.

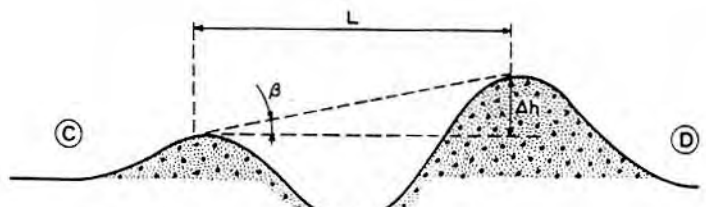
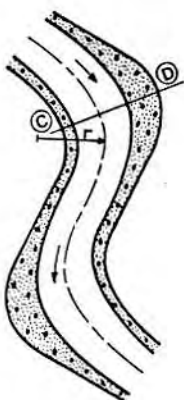
Reconstitution de la résistance au cisaillement d'une lave de ruissellement (d'après Johnson, 1970).

L'équation n° 1 reconstitue la résistance du matériel en partant de la supposition selon laquelle l'épaisseur de la coulée a sa valeur critique (h_c) au sommet où cesse le mouvement.

Figure 3 a. Définition des variables morphométriques utilisées.
b. Définition des paramètres utilisés dans équation 3.



L	Largeur de la coulée	PI	Pente de bourrelet; côté chenal
P	Profondeur du chenal	PE	Pente de bourrelet; côté externe
H	Hauteur du bourrelet	16-18	Points d'observation
P-H	Profondeur de l'érosion	22°, 21°	Inclinaison de la pente entre deux points d'observation



r	Rayon de courbe
L	Largeur de la coulée
Δh	Différence en hauteur entre bourrelet interne et bourrelet externe
$\tan \beta$	$\Delta h/L$

Equation n° 1

$$\tau = \tau_0 + \eta_{\delta} \frac{dv}{dz} ; \tau > \tau_0$$

 τ = contrainte au cisaillement (Pa) η_{δ} = viscosité plastique (Pa s) τ_0 = résistance plastique (Pa) $\frac{dv}{dz}$ = gradient de la vitesse (s)

Equation n° 2

$$\tau_0 = h_c \gamma_d \sin \delta$$

 τ_0 = résistance mécanique (Pa) h_c = épaisseur critique (m) γ_d = poids volumique (K.N. m³) δ = inclinaison de la pente (°)

L'estimation de la vitesse est possible à partir de la constatation selon laquelle dans une courbe, le bourrelet extérieur reste plus haut que le bourrelet intérieur, ce qui est causé par l'accélération radiale dans la courbe (équation n° 3) :

Equation n° 3

$$v = (g r \cos \delta \operatorname{tg} \beta)^{\frac{1}{2}}$$

Pour l'estimation du débit (équation n° 4), une forme semi-elliptique est supposée pour le chenal dans lequel la coulée se déplace. Cette approximation semble relativement bonne dans la mesure où le profil du substratum de la coulée peut être vérifié. Il faut néanmoins admettre qu'il n'est pas toujours possible d'avoir une bonne idée de la forme du chenal.

Equation n° 4

$$Q = V \pi L P / 4$$

 V = vitesse moyenne locale (m/s⁻¹) g = accélération gravitaire (m/s⁻²) r = rayon de la courbe (m) δ = pente du chenal (°) $\operatorname{tg} \beta = h/L$ comme défini sur la fig. n° 3b Q = débit local (m³/s⁻¹) L = largeur de la coulée (m) P = profondeur du chenal (m)

Il faut remarquer que la viscosité ne peut pas être reconstituée à partir des dépôts immobilisés, parce qu'il faudrait connaître le gradient de vitesse de la masse.

Pour les coulées numérotées ① à ⑨ dans la fig. 1, un relevé systématique des propriétés morphométriques et sédimentologiques a été exécuté ; il a été reporté sur les fig. 3 et 4. Comme le montre

la figure 4, toute la série d'observations est répétée à chaque point où un changement était visible pour une des propriétés. Aux autres endroits marqués sur la figure 1, les observations ont été plus restreintes.

Les résultats sont rassemblés sous la forme de diagrammes dont la figure 4 donne un exemple. La partie gauche du diagramme montre les variables topographiques : position des points d'observation, distance entre ceux-ci, direction locale de la coulée, inclinaison. La partie droite montre sous forme graphique les variations dans les propriétés physiques le long du tracé. Ce type de diagramme a l'avantage de visualiser la variabilité de toutes les propriétés analysées le long de la coulée entière.

Une analyse sédimentologique détaillée a été exécutée pour quelques coulées dans la vallée du Bachelard. A partir d'une série de profils excavés dans les bourrelets et les lobes terminaux, les structures ont été décrites et les textures analysées (Nieuwenhuijzen, 1987).

CARACTERE GENERAL DES SITES ETUDIES

Les coulées étudiées se trouvent :

1. Dans le bassin de l'Ubaye près de Barcelonnette, où les sites sont limités à certains endroits relativement hauts. Certaines coulées sont situées sur l'adret de l'Ubaye au Nord de la ville de Barcelonnette, où elles se sont développées entre les roches autochtones (marnes oxfordiennes du type "terres noires"), les écaillés et les nappes (dont les nappes du flysch à Helminthoïdes) recouvrant les premières (Debelmas, 1974). L'altitude de ces coulées varie entre 2.100 et 2.700m.

Dans la vallée du Bachelard, il y a des grès et des conglomérats dans les niveaux du flysch, outre la séquence qui est présente près de Barcelonnette. Au fond de la vallée on trouve de nouveau les roches autochtones. Le nombre de "debris flows" est très grand sur les versants du Bachelard. Les dimensions des coulées varient plus que dans les autres régions. L'altitude de la zone riche en coulées y est partout au-dessus de 1.900m. Les sources du matériel sont situées entre 2.100 et 2.800m.

2. Dans la partie orientale du Massif du Pelvoux, et plus particulièrement sur le versant occidental du Vallon de Chambran (fig. 1) où une série assez importante de "debris flows" est présente entre 1.700 et 2.400m. Le vallon se trouve exactement à la limite du massif cristallin, mais les coulées se sont développées presque uniquement dans les roches sédimentaires de la zone Briançonnaise. Une exception est la coulée n° ⑦ (tableau 1) dont les matériaux comprennent surtout des éléments cristallins.

L'activité des coulées est plus ou moins semblable dans tous les cas. En l'absence d'observations directes et si l'on en juge à la nature des dépôts et des chenaux (fraîcheur des formes, état de la végétation), l'histoire des tracés semble bien comparable. Une première analyse lichénométrique effectuée sur quelques dépôts dans le Vallon de Chambran (Miltenburg, 1986) montre une périodicité d'environ 40 ans, tandis que pour la région de Barcelonnette l'intervalle semble être plutôt de l'ordre de 10 ans.

Le climat de ce secteur des Alpes méridionales connaît une influence méditerranéenne importante surtout en ce qui concerne les précipitations. Le rôle de la température est difficile à établir. Il doit être relativement important, parce que l'altitude de la zone des coulées, et surtout des zones

d'alimentation, qui sont presque toujours au-dessus de 2.000m, se situe au niveau où le régime périglacière devient important (French, 1976 : 5). L'isotherme de 0° (température moyenne annuelle) se trouve selon Evin et Assier (1983) à 2.400m dans le Queyras, ce qui donnerait la limite de la zone à pergélisol sporadique. La région de Barcelonnette n'est pas loin du Queyras, et, parce que la plupart des secteurs de démarrage des coulées se trouve au-dessus de 2.400m, il faut tenir compte d'une influence importante d'un sol gelé, même s'il s'agit d'un gel saisonnier. La situation au moment où la couverture de neige s'installe, son étendue, et son épaisseur ont beaucoup d'importance (Francou, 1983, 1985). Des influences ne sont pas encore analysées. On peut estimer en résumé que l'influence d'un milieu froid doit être importante en ce qui concerne la production de débris (gélifractions), l'hydrologie du versant, et peut-être les propriétés physiques du matériel pendant le mouvement.

RESULTATS

L'analyse des données recueillies permet de résumer les traits communs des coulées. L'interprétation suivante est fondée également sur les observations plus éparses des autres points indiqués dans la figure 1. Les données principales des coulées ① à ⑨ sont réunies dans le tableau n° 1.

Les éléments les plus importants sont :

- une zone d'alimentation toujours située dans les corniches où se trouvent des ravins qui fonctionnent comme bassins de réception des débris ainsi que de l'eau ;
- une zone de transition, presque toujours formée par la tête d'un éboulis dans laquelle un chenal est encore incisé et où l'accumulation est faible ou nulle ;
- une zone inférieure caractérisée par la présence en principe continue de bourrelets latéraux qui se rejoignent dans un lobe terminal. Cette zone est la plus étendue et la plus variable des unités caractéristiques.

L'ensemble montre une concavité bien développée.

Dans le bassin de Barcelonnette le front des coulées se trouve partout à 1.000m ou plus au-dessus du talweg de l'Ubaye, mais dans la vallée du Bachelard ainsi que dans le Vallon de Chambran, le talweg actuel et le front des coulées coïncident plus ou moins.

Le type caractéristique est bien illustré par les ph. 1 et fig. 4. Le diagramme de la figure 4 est également indicatif de la variabilité qui ressort de l'examen plus précis des différents facteurs.

Dans la zone de départ du cas décrit, il y a une alternance fréquente de roches à lithologie variable : flysch, dolomies, calcaires, marno-calcaires. Les versants produisent beaucoup de débris hétérométriques qui s'accumulent temporairement au fond des ravins très raides et souvent en amont de verrous locaux. Les pentes ont des valeurs partout supérieures à 40°. La couverture végétale est très réduite dans toute cette zone.

Plus bas, sur l'éboulis à profil concave, les bourrelets se développent après une brève zone de transition, où l'incision l'emporte sur l'accumulation (jusqu'au point ③, fig. 4).

En suivant le tracé de haut en bas dans la zone d'accumulation les propriétés représentées dans la figure 4 montrent des similitudes dans leur variabilité. Les tendances les plus générales sont la diminution de la largeur et de la hauteur des bourrelets et de la profondeur du chenal,

Figure 4 - Diagramme descriptif de la coulée n° 1 (fig. 1 et tabl. 1).

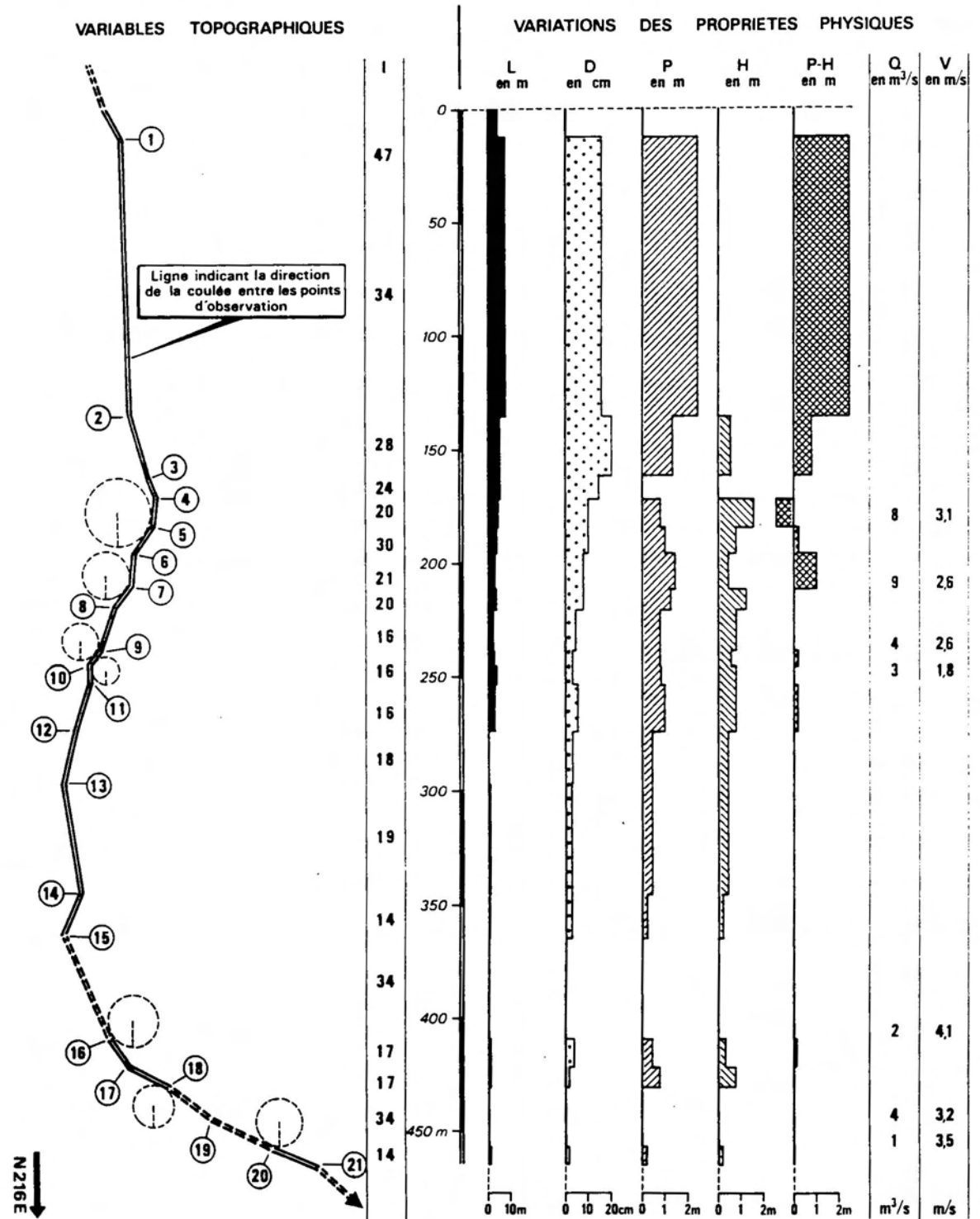


Figure 5 - Croquis de la coulée n° 4 (fig. 1 et tabl. 1)
avec indication de la granulométrie pour quelques profils :
profils 1 - 6 et 7 : zone externe des bourrelets ; profils 2 - 4 - 5 et 8 : zone interne ;
profil 3 : lobe terminal secondaire.

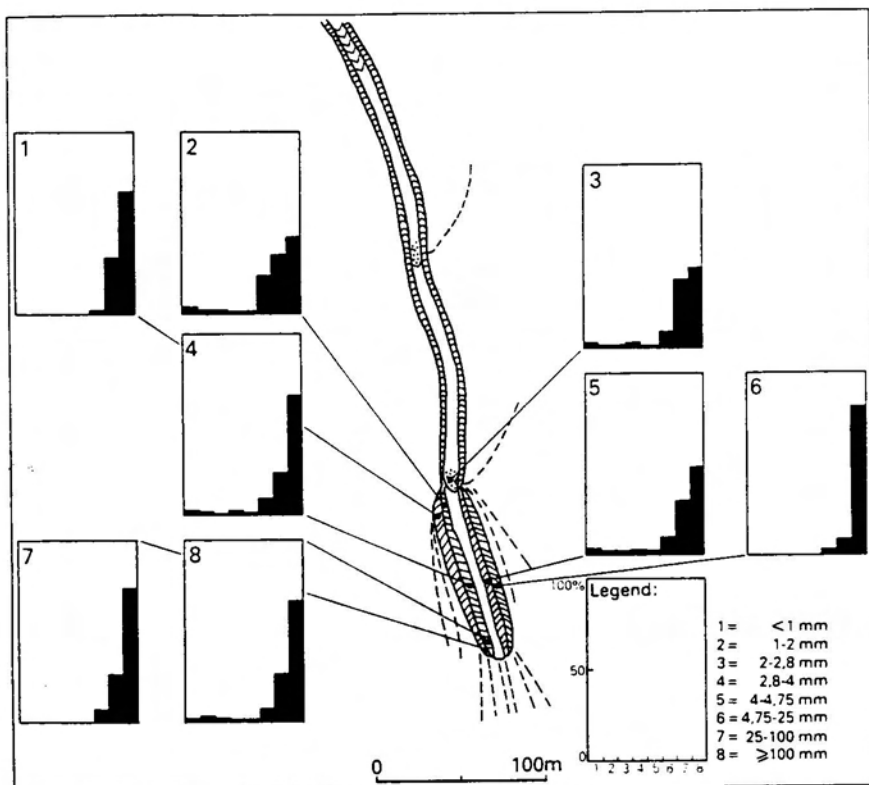
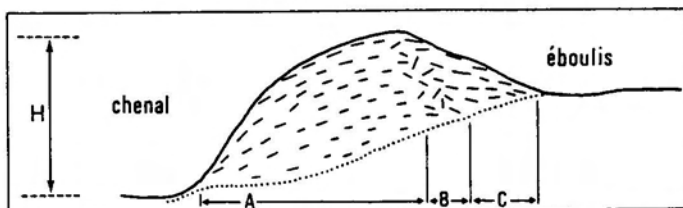


Figure 6 - Schéma de la position de l'axe intermédiaire (axe b) de pierres dans un bourrelet typique.

A gauche, coté chenal central : zone interne A ; à droite, zone externe C.
Noter la zone transitoire (B). Les valeurs de H varient de $\pm 0,2$ à 4 m pour toute la série des coulées analysées.



parallèlement à la décroissance de l'angle de la pente, et enfin la diminution de la dimension moyenne des pierres.

L'irrégularité la plus spectaculaire est la réaction qui est visible dans les bourrelets après une augmentation forte de la pente : à deux reprises on observe que la sédimentation manque dans les secteurs plus raides (entre les points (15) et (16) ; puis entre (18) et (20)), pour se rétablir après une nouvelle diminution de la valeur de la pente.

Les valeurs reconstituées pour les vitesses moyennes évoluent dans le même sens que les propriétés décrites ci-dessus. La tendance générale est une décroissance vers l'aval, avec des interruptions pour les secteurs à pente plus forte, où une accélération est effectivement trouvée.

L'équation (2) permet d'estimer la résistance au cisaillement du matériau. Les bourrelets, formés dans les zones externes de la coulée au moment de son passage avaient leur épaisseur critique. En mesurant l'épaisseur du bourrelet en un point donné, on obtient une estimation de la résistance si l'on introduit une valeur réaliste pour le poids volumique dans l'équation (2). Pour des valeurs de 19-20 kNm^{-3} (cf. Costa, 1984 ; Van Steijn, 1987 ; Van Steijn and Filippo, 1987), la résistance dans les bourrelets étudiés est de l'ordre de 1 à 10 kPa.

Comme pour les autres éléments, la tendance générale pour l'épaisseur des bourrelets est une décroissance vers l'aval. En même temps, l'inclinaison des deux côtés des bourrelets diminue et la sinuosité de l'ensemble augmente. Ces phénomènes indiquent vraisemblablement une décroissance simultanée de la résistance et de la viscosité. L'explication en est peut-être une augmentation relative de la quantité d'eau dans le mélange, causée par le dépôt de matériel dans les bourrelets et non compensée par l'érosion. Les résultats de l'analyse sédimentologique (Nieuwenhuijzen, 1987) exigeraient une discussion détaillée pour laquelle l'espace manque ici. Il est néanmoins intéressant de constater que les parties intérieures des bourrelets présentent systématiquement une granulométrie plus fine que les parties extérieures, ces dernières étant pauvre en matrice, à l'inverse des parties intérieures (Fig. 5). Les lobes terminaux, enfin, sont plus riches en matériaux fins que les bourrelets. La position des pierres dans les bourrelets montre également des différences considérables entre les parties internes et externes des accumulations latérales. La figure 6, montre la position de l'axe intermédiaire (axe b) des pierres à titre d'exemple. Le fait le plus remarquable s'observe dans la brève zone de transition où l'organisation du matériel est très chaotique.

Les principaux facteurs qui déterminent la stabilité à l'égard des coulées sont l'inclinaison de la pente, la présence d'un matériau meuble ou fragile et le développement d'une surpression dans l'eau interstitielle. On constatera que l'inclinaison et la présence de matériaux adéquats sont des facteurs relativement peu variables à une échelle temporelle courte. En conséquence, le rôle de l'eau est primordial dans les trois cas indiqués ci-dessus. Pour l'analyse de la stabilité, on utilise des modèles valables pour les mouvements de masse superficiels (par exemple Skempton et Delory, 1957). La cause directe de plusieurs coulées étudiées n'est pas certaine. Pour deux cas indiqués dans le tableau I, la présence de traces fraîches de glissements superficiels a été relevée, dans d'autres cas, on a observé l'existence de blocages accompagnés d'accumulations de matériel meuble en amont. Les ravins, avec leurs pentes raides dépourvues de végétation, produisent beaucoup de matériaux meubles qui s'accumulent à des endroits privilégiés. L'augmentation du poids de la masse accumulée et l'apparition d'une pression interstitielle forte ou d'un écoulement superficiel (Takahashi, 1978) pourraient causer le mouvement de type "debris flow". Les limites d'équilibre seront atteintes

pendant des orages de grande intensité. Pour notre région, il n'y a pas de valeurs-seuil pour les précipitations telles qu'elles ont été définies par Caine (1980) ou Takahashi (1981). Des chiffres manquent également pour savoir si le diagramme de Caine (1980) pourrait être utilisé.

CONCLUSION

Le levé des "debris flow" dans deux secteurs de la vallée du Bachelard, ayant une surface d'environ 4 km² a montré la présence de plus de 130 sites dont la plupart semblent avoir un âge de moins d'un siècle (Miltenburg, 1986 ; De Redelijkheid, 1987). Cette constatation indique que dans certains secteurs des Alpes françaises, l'activité du phénomène est relativement grande et peut avoir l'ampleur d'un véritable risque naturel.

Ces secteurs sont caractérisés par une série de propriétés ; la présence de grands éboulis sous des escarpements, raides qui sont fortement incisés, puis la présence de roches de natures suffisamment variées pour donner un matériau suffisamment hétérométrique, et enfin l'existence de conditions climatiques favorables. En ce qui concerne ces dernières, le rôle des précipitations dépassant un certain seuil est le plus important. L'influence des basses températures sur les propriétés physiques du matériau descendant en coulée est probable, mais doit être étudié plus en détail.

Tableau 1 - Propriétés de quelques " debris flow " dans les Alpes françaises

No*	Dir N,E	EA m	DI deQ	Lo m	La m	F m ²	P m.m	\bar{V} m.s ⁻¹	Q m ³ .s ⁻¹	B1	G1
①	216	2.355-2.140	40-14	470	8-3	2	0.52	3.0	5	+	?
②	182	2.280-2.020	33-18	570	29-4	13	0.50	2.6	28	+	-
③	308	2.250-2.040	32-16	470	25-3	8	0.50	2.8	20	?	?
④	58	2.160-2.015	35-24	420	10-4	11	0.38	3.1	33	?	?
⑤	176	1.970-1.815	30-13	470	30-5	36	0.34	2.5	89	+	-
⑥	170	2.185-2.010	27-11	450	20-8	22	0.43	2.3	50	?	?
⑦	110	1.950-1.800	32-22	380	10-4	8	0.42	4.2	33	+	?
⑧	110	1.810-1.695	28-18	340	12-4	7	0.38	2.0	14	-	+
⑨	100	1.790-1.640	30-17	240	15-4	7	0.54	1.8	13	-	+

* Les numéros renvoient à la Fig. 1.

Dir : Direction moyenne de la coulée (cf. Fig. 4).

EA : Etendue altitudinale ; altitudes absolues du point le plus haut et du point le plus bas le long de la coulée.

DI : Décroissance de l'inclinaison entre le point le plus haut et le point le plus bas de la coulée.

Lo : Longueur ; distance entre le point le plus haut et le point le plus bas, mesurée le long de la coulée.

La : Variation de la largeur de la coulée.

F : Estimation de la surface frontale moyenne.

P : Pente moyenne.

\bar{V} : Vitesse moyenne (moyenne des valeurs reconstituées pour une coulée).

Q : Débit moyen (moyenne des valeurs trouvées pour une coulée).

B1 : Présence (+) ou absence (-) d'un blocage à grandes pierres dans le tracé en amont de la zone d'accumulation.

G1 : Présence ou absence de glissement en relation avec l'origine du "debris flow".

- Anchierri, L., 1966. Les crues du torrent de Pontamafrey en 1965. In : Rev. Géog. Alp. 54 : 15-42.
- Azimi, C. et Desvarreux, P., 1974 : A study of one special type of mudflow in the French Alps. In : Quat. J. Engng Geol., 7 : 329-338.
- Bénévent, F. et Maury, F., 1927 : Les grandes pluies de l'automne 1926 et la catastrophe de Roquebillière (Alpes-Maritimes). In : Revue de Géographie Alpine 15 : 151-157.
- Braam, R.R., Weiss E.E.J. et Burrough P.A. :
 a. Spatial and temporal analysis of mass movements using dendrochronology. A paraître dans Catena.
 b. Dendrogeomorphological analysis of mass movement. a technical note on research method. A paraître dans Catena.
- Bravard, Y., 1983 : Les catastrophes naturelles en Savoie. Aigueblanche, Éditions Trésors de la Savoie, 95 p.
- Caine, N.n 1980 : The rainfall intensity - duration control of shallow landslides and debris flows. In : Geog. Ann. 62A : 23-28.
- Costa, J.E., 1984 : Physical geomorphology of debris flows. In : Costa, J.E. et P.J. Fleisher (eds.), 1984 : Developments and applications of geomorphology-Springer-Verlag, Berlin Heidelberg : 268-317.
- Debelmas, I., 1974 : Géologie de la France. Paris, Masson et Cie 540 p.
- De Redeljkleid, 1987 : Dendrochronologische analyse van puinstromen in de Franse Alpen. Thèse inédite, Rijksuniversiteit Utrecht. En préparation. (en néerlandais).
- De Ruig, J. et F. Hoozemans, 1986 : Debris flows in de Franse Alpen. Thèse inédite, Rijksuniversiteit Utrecht, 136 p. (en néerlandais).
- Evin, M. et A. Assier, 1983 : Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud - France). Le rôle du pergélisol alpin. In : Rev. Géog. Alp., 71 : 165-178.
- Franco, B., 1983 : Régimes thermiques de sols de l'étage périglaciaire et leurs conséquences géomorphologiques. In : Géog. Phys. et Quat., 37 : 27-38.
- Franco, B., 1985 : Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. In : Rev. Géol. Dyn et Géog. Phys., 24 : 211-274.
- French, H.M., 1976 : The Periglacial Environment. London, Longman, 309 p.
- Johndon, A.M., 1970 : Physical Processes in Geology. San Fransisco, Freeman, Cooper & Co, 577 p.
- Johnson, A.M. et J.D. Rodine, 1984 : Debris flows. In : Brunnsden, D. et D.B. Prior (eds.), 1984 : Slope instability. London, John Wiley, 620 p.
- Miltenburg, J., 1986 : Verkenning naar de toepasbaarheid van lichenometrie in de Franse Alpen. Thèse inédite, Rijksuniversiteit Utrecht, 30 (en néerlandais).
- Moret, L., 1943 : Les conditions géologiques du glissement de terrain de Bellevaux en Haute-Savoie (mars 1943). In : Revue de Géographie Alpine 31 : 423-428.
- Mougin, P., 1927 : A propos de la catastrophe de Roquebillière. In : Revue de Géographie Alpine, 15 : 347-348.
- Nieuwenhuijzen, M., 1987 : Puinstromen in de Franse Alpen. een onderzoek naar de sedimentologie en de wijze van bewegen en afzetten van puinstromen in het Bachelard dal. Thèse inédite, Rijksuniversiteit Utrecht, 118 p. (en néerlandais).
- Sharp, R.P., 1942 : Mudflow levees. In : J. Geomorph. 5 : 222-227.
- Skempton, A.W. et F.A. Delory, 1957 : Stability of natural slopes in London Clay. In : Proceedings of the Fourth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 2 : 378-381.
- Takahashi, T., 1978 : Mechanical characteristics of debris flows. In : J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng. 104, No. HYS : 1153-1169.
- Takahashi, T., 1981 : Estimation of potential debris flows and their hazardous zones ; soil countermeasures for a disaster. In : J. Nat. Disaster Sc., 3 : 57-89.
- Tricart, J., 1958 : Phénomènes normaux et phénomènes démesurés. Zeitschrift für Geomorphologie.
- Van Steijn, H., 1987 : The interpretation of stratified slope deposits and laboratory simulation of transport mechanisms. In Gardiner, V., (ed.), 1987 : International Geomorphology 1986 Part I. London, John Wiley : 499-511.
- Van Steijn, H. et H. Filippo, 1987 : Laboratory experiments about the role of debris flows in the formation of greze-litée type slope depositis. In : French, H.M. et M. Peecsi (eds.), 1987 : Joint Symp., INQUA Loess Comm. and IGU Comm. Significante of Periglacial Phenomena, Caen, august 1986. (sous presse).

- Van Steijn, H., et H. ... Laboratory experiments about the role of debris flows in the formation of grèze-litée
 type slope depos. ... H.M. et M. Pecsì (eds.), 1987 : Joint Symp., INQUA Loess Comm. and IGU Comm. Signi-
 ficance of Perigè ... Caen, august 1986. sous presse.
- Varnes, D.J., 1978 : E ... types and processes. In : Schuster, R.L. et R.J. Krizek (eds.), 1978 : Landslides analysis
 ans control. Trans ... Board Spec. Rept 176. Washington DC, Nat. Acad. Sc. : 11-33.
- Vélasquez, Chr., 1960 ... te, étude de la crue de juin 1957. Université de Strasbourg, Centre de Géographie Ap-
 pliquée : 72-142.