Large high-speed gravity rock slope movements: Contributions of field observations in order to understand propagation and deposition processes. Application to three alpine cases: La Madeleine (Savoie, France), Flims (Graubunden, Switzerland) and Köfels (Tyrol, Austria)

Nicolas Pollet

▶ **To cite this version:**

Nicolas Pollet. Large high-speed gravity rock slope movements: Contributions of field observations in order to understand propagation and deposition processes. Application to three alpine cases: La Madeleine (Savoie, France), Flims (Graubunden, Switzerland) and Köfels (Tyrol, Austria). Sciences of the Universe [physics]. Ecole des Ponts ParisTech, 2004. English. NNT : . pastel-00000820

HAL Id: pastel-00000820
https://pastel.hal.science/pastel-00000820

Submitted on 8 Sep 2004

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École Nationale des Ponts et Chaussées

Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. *Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche).*

Thèse
présentée par

Nicolas POLLET

pour obtenir le grade de
Docteur
de l'École Nationale des Ponts et Chaussées
en Géologie de l'Ingénieur

Directeur de thèse : Roger COJEAN

Présentée et soutenue publiquement le 9 juin 2004, devant le jury composé de :

MM.	Pascal ALLEMAND	Président du Jury
	Rinaldo GENEVOIS	Rapporteur
	Francis MEILLIEZ	Rapporteur
	Ahmad POUYA	Examinateur
	Jean-Luc SCHNEIDER	Examinateur
	Roger COJEAN	Directeur de thèse

Avant-Propos

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma gratitude à ceux qui, à divers titres, ont collaboré à sa réalisation.

Mes remerciements vont tout d'abord à Monsieur Michel Deveughèle, Directeur de recherche, pour m'avoir accueilli au sein du Centre de Géologie de l'Ingénieur. Je suis particulièrement reconnaissant envers Monsieur Roger Cojean, Professeur, pour avoir dirigé mon travail en m'insérant dans son pôle Risques Naturels en Montagne, pour la confiance qu'il ne cessa de me témoigner lors de ces 3 années passées au CGI, et pour les visites de terrain effectuées aux 3 sites d'étude.

Je suis très honoré que Monsieur Rinaldo Genevois, Professeur à l'Université de Padoue (Italie), et Monsieur Francis Meilliez, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies de Lille 1, aient accepté de juger mon travail en tant que rapporteurs.
Je suis reconnaissant à Monsieur Pascal Allemand, Professeur à l'Université de Lyon 1, et Monsieur Ahmad Pouya, H.D.R., Directeur de recherche au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, pour m'avoir consacré une partie de leur temps en examinant ce manuscrit.
Et, comment pourrais-je oublier Monsieur Jean-Luc Schneider, Professeur à l'Université de Bordeaux 1, avec qui je fis mes premières armes, qui sut me communiquer son enthousiasme pour la recherche sur les sturzstroms et m'encourager à poursuivre dans cette voie, d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Ce travail n'aurait pas été possible sans la collaboration de nombreux chercheurs, aux disciplines diverses, auxquels je ne peux m'empêcher de penser tant leur aide et les discussions qui en découlèrent furent enrichissantes :

- Messieurs les Professeurs M. Arnould, L. Bourguet, R. Cojean, J.-L. Giafferi, A. Parriaux, M. Rat, J.-P. Tisot, membres du jury du Prix Jean Goguel 2003, pour leurs conseils ;
- Messieurs les Professeurs P. Duffaut et P. Habib pour leurs encouragements et leur enthousiasme manifesté sur l'avancé de mon ouvrage ;
- Un très grand merci à Madame la Professeur B. Van Vliet Lanoë pour sa passion communicative sur la géologie et particulièrement sur le Quaternaire, et pour ses conseils lors de la confection des lames minces (réalisées par l'intermédiaire du Département de Géologie et d'Océanographie de l'Université de Bordeaux 1) ;
- Messieurs les Professeurs T.R.H. Davies, M. McSaveney et A. Strom, et Messieurs les Docteur R. Couture et P. Wassmer pour nos discussions sur le terrain. Je veux témoigner ma plus profonde sympathie à Réjean Couture pour sa disponibilité et les nombreux échanges que nous avons eus sur le sujet. J'ai également une pensée pour Pascal Locat, pour nos discussions sur les énergies de désintégration et, j'espère, de futures collaborations.

- Messieurs les Docteurs E. Hamdi, F. Lacquement, P. Laugier et G. Le Mignon, Mademoiselle M. Panien, Madame C. Voirin-Schmitter, Monsieur D. Rolin pour leur aide, leur soutien, … et leur précieuse amitié.

Je soulignerai aussi que ce travail a été réalisé avec d'autres chercheurs dans le cadre d'un projet soutenu par la Fondation MAIF sur le thème Risques naturels en motagne.

Je ne peux quitter le Centre de Géologie de l'Ingénieur sans un message de sympathie à tous ses membres, pour ces trois années passées en leur compagnie. Je suis d'ailleurs redevable à Monsieur le Docteur Jöel Billotte de ses nombreux conseils et de son intérêt permanent tout au long de l'avancée de mon travail. Je remercie Martine Audiguier pour son aide. Je pense également à Cécile Roland, Céline Bourdeau et Mathilde Koscielny, Crépin Kouassi, Ik Woo, Nicolas Navaro et Philippe Robino. Je pense aussi à tous les membres du Centre de Développement des Géosciences Appliquées de l'Université de Bordeaux I, pour m'avoir ouvert les portes de leur équipe en tant qu'A.T.E.R., tout en me permettant de terminer ma thèse.

Je profite enfin de cette tribune pour citer toutes les personnes qui ont toujours été d'un soutien continu, naturel, à tel point que cela en est devenu une nécessaire habitude : Maman et Papa, Laëtitia et Benoît, Mamys et Papys, Katy et Michel (merci de m'avoir fait découvrir minéraux et fossiles, il y a de cela bien longtemps …), Vincent (pour cette amitié née suite à un mouvement gravitaire rapide de grande masse osseuse, en vélo) et ses proches, Nathalie et Martine, Josiane et Luc, …

Que toutes les personnes involontairement oubliées acceptent mes excuses, toutes mes pensées vont vers elles.

Résumé

Les perspectives de développement durable des zones montagneuses imposent une réponse appropriée pour limiter l'impact des risques naturels. Ces risques, en particulier les glissements de terrain, sont des menaces peu fréquentes, mais très destructrices et persistantes pour l'activité humaine.

Cette étude a pour but de mieux comprendre la rupture exceptionnelle et brutale d'un versant rocheux, à l'origine d'un mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses. Ces glissements de terrain particuliers mobilisent un volume pouvant être considérable (au-delà du million de m^3), avec une vitesse extrêmement rapide, bien supérieure à 5 $m.s^{-1}$. Le mouvement est imposé par les forces de gravité, affectant un matériau essentiellement rocheux. Ces mouvements de roches affectent une partie importante du versant de montagne, avec des conséquences associées et induites sur le réseau hydrographique. Ces conséquences sont parfois plus dramatiques que le mouvement gravitaire, car affectant une surface plus large entrant dans le cadre régional.

Plusieurs catastrophes historiques majeures se sont produites dans toutes les zones montagneuses du globe terrestre. La découverte de tels dépôts anciens permet une étude d'affleurements mettant à jour des processus de transformations physiques du matériau au cours du transport, et figés dans les dépôts lors de l'arrêt de la masse rocheuse. Une comparaison des différents cas, classés suivant leurs paramètres géométriques et le type d'environnement dans lequel ils se sont produits, met en valeur un effet d'échelle, reflétant une réalité physique et l'existence de phénomènes particuliers de propagation.

Trois sites alpins post-Würm sont particulièrement intéressants par leurs conditions d'affleurement. L'avalanche de roches de La Madeleine (Savoie, France) résulte du glissement d'un dièdre de calcschistes de 100 millions de m^3. Le glissement rocheux de Flims (Grisons, Suisse) a mobilisé une masse calcaire de 12 milliards de m^3. Le glissement rocheux de Köfels (Tyrol, Autriche) représente une masse de 3 milliards de m^3 de gneiss. Une comparaison des différents processus mis en évidence dans les dépôts de ces 3 cas, par une analyse multidisciplinaire, permet de proposer une synthèse du mode de propagation et de dépôt de ces masses rocheuses de grande ampleur.

Partant du simple modèle de friction de type Mohr-Coulomb, le comportement de la masse rocheuse hétérogène paraît en fait régi par des processus complexes issus de la mécanique des milieux granulaires et des fluides. La réduction granulométrique du matériau intervenant au cours du transport conditionne la transformation de la roche. De fait, par effet du cisaillement et production de fines, un concept d'évolution du mode de transport peut être proposé, depuis le glissement rocheux jusqu'à l'avalanche de roches, avec différents stades intermédiaires.

Table des matières

INTRODUCTION **1**

CHAPITRE I : DESCRIPTION PHENOMENOLOGIQUE DES « MOUVEMENTS GRAVITAIRES RAPIDES DE GRANDES MASSES ROCHEUSES » **5**

1.1. INTRODUCTION 5
1.1.1. L'expression "Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses" *5*
a) Définitions 5
b) Terminologie 7
1.1.2. Place des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses dans la classification des mouvements de versants *9*
1.2. LE PHENOMENE "MOUVEMENT GRAVITAIRE RAPIDE DE GRANDES MASSES ROCHEUSES" 12
1.2.1. Introduction *12*
1.2.2. La génération *13*
a) Facteurs de préparation 14
b) Facteurs déclenchants (et/ou facteurs physiques de préparation) 19
c) Facteurs de prédisposition 23
1.2.3. Phase de propagation *24*
a) Processus de propagation 25
b) Facteurs de mobilité 26
c) Lois de comportement, caractéristiques rhéologiques et théories proposées 27
1.2.4. Phase de dépôt *27*
a) Caractéristiques des dépôts 27
b) Facteurs de dépôt 28
1.3. L'ALEA MOUVEMENT GRAVITAIRE RAPIDE DE GRANDES MASSES ROCHEUSES 28
1.3.1. Le mouvement gravitaire de grande masse rocheuse en montagne *30*
a) La grande ampleur 30
b) Le souffle associé et le nuage de poussière 30
c) Effets secondaires 31
1.3.2. La période post-dépôt *32*
1.3.3. Risques hydrologiques associés et induits *32*
a) Présentation 32
b) Les lacs de barrage naturel 34
c) Déstabilisation des rives des lacs de barrage naturel 34
d) Rupture du barrage naturel 36
e) Crue de vidange 37

CHAPITRE II : ANALYSE STATISTIQUE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES RAPIDES DE GRANDES MASSES ROCHEUSES DANS LE MONDE **39**

2.1. INTRODUCTION 39
2.2. BASE DE DONNEES 39
2.2.1. Les cas récents *40*
2.2.2. Les cas historiques *41*
2.2.3. Les cas préhistoriques *41*
2.2.4. Principales observations *42*
a) Le phénomène 42
b) La morphologie des dépôts 43
c) Les caractéristiques des dépôts 44
2.3. RELATIONS STATISTIQUES 46
2.3.1. Les paramètres *46*

2.3.2. Les différentes relations proposées et obtenues 50
2.4. INFORMATIONS APPORTEES PAR LES RELATIONS STATISTIQUES 61
2.4.1. L'effet d'échelle 62
2.4.2. La notion de mobilité 65
2.4.3. Les cas particuliers 68
a) Les événements volcaniques 69
b) Les glissements sous-marins 72
c) Les événements extra-terrestres 75
2.5. LES CRITERES DE MOBILITE (MODIFIE DE POLLET *ET AL.* 2002) 78
2.5.1. Rôle du contexte topographique 79
a) Etude de cas anciens 79
b) Évaluation du rôle de la topographie 80
2.5.2. Rôle de la friction basale 81
2.5.3. Rôle du comportement de la masse rocheuse et de la friction interne 83
a) Etat de fracturation 83
b) Désintégration dynamique 83
2.5.4. Conclusion des critères de mobilité 85

CHAPITRE III : RETRO-ANALYSE DE 3 MOUVEMENTS GRAVITAIRES RAPIDES DE GRANDES MASSES ROCHEUSES DANS LES ALPES 87

3.1. INTRODUCTION 87
3.2. LE GLISSEMENT-AVALANCHE DE ROCHES DE LA MADELEINE (SAVOIE, FRANCE) 90
3.2.1. Présentation 90
a) Description 90
b) Géomorphologie 91
c) Contexte géologique et structural 92
d) Géologie de la zone source 93
e) Histoire quaternaire et datation 97
3.2.2. Mesure de l'intensité de la réduction granulométrique au cours du transport (modifié de Pollet, soumis) 99
a) Introduction 99
b) Simulation tridimensionnelle de la blocométrie naturelle du Massif des Pignes 100
c) Distribution en taille des fragments rocheux 103
d) Evaluation de l'intensité de la réduction granulométrique 106
3.2.4. Observations et analyses de terrain 107
a) Introduction 107
b) Observations dans les dépôts 110
c) Phénomènes de fluidification 115
d) Relations avec le substratum 116
3.3. LE GLISSEMENT ROCHEUX DE FLIMS (GRISONS, SUISSE) 118
3.3.1. Présentation 118
a) Description 118
b) Géomorphologie 118
c) Contexte géologique et structural régional 119
d) Géologie de la zone source 120
e) Histoire quaternaire et datation 123
3.3.4. Observations et analyses de terrain (modifié de Pollet et al., soumis) 126
a) Le faciès structuré 127
b) Le faciès chaotique 129
c) Les blocs rocheux préservés de grandes dimensions 131
d) Les zones faillées et cisaillées 133
e) Les débris transportés non calcaires 137

f) Les masses rocheuses distales mélangées 138
g) Figures de fluidification 143
3.4. LE "GLISSEMENT" DE KÖFELS (TYROL, AUTRICHE) 144
3.4.1. Présentation 144
a) Description 144
b) Géomorphologie 144
c) Contexte géologique et structural régional 145
d) Géologie de la zone source 146
e) Histoire quaternaire et datation 147
3.4.2. Observations et analyses de terrain 149
a) Introduction 149
b) La frictionite 149
c) Niveau basal fracturé 151
d) Niveau sommital à blocs 155
e) Alluvions distales 158
3.5. CONCLUSION : SIMILITUDES ET DIFFERENCES ENTRE LES 3 CAS ETUDIES 159

CHAPITRE IV : ANALYSE DES PROCESSUS DE GENERATION, DE PROPAGATION ET DE DEPOT, ET APPROCHES MODELISATRICES 163

4.1. ÉTAPE DE DESTABILISATION 163
4.1.1. Prédisposition à la grande ampleur 163
a) Le glissement rocheux 163
b) L'écroulement rocheux 165
c) Transformation structurale d'un massif rocheux 166
4.1.2. Facteurs de la déstabilisation 168
a) Configuration glaciaire et processus paraglaciaires 168
b) Processus tectoniques et sismiques 169
c) Processus climatiques 170
4.1.3. Processus de fracturation 171
a) Fracturation statique 171
b) Fatigue du matériau 172
c) Etude géomécanique 173
4.1.4. Modélisation de l'évolution du versant et étude de sa stabilité 173
4.2. CARACTERISATION DE LA PHASE DE RUPTURE 174
4.2.1. Processus de rupture brutale 174
4.2.2. Facteurs déclenchants 175
a) Rôle de l'eau 176
b) Rôle des séismes 177
4.2.3. Modélisation de la phase de rupture 179
4.3. CARACTERISATION DE LA PHASE DE PROPAGATION 181
4.3.1. La réduction granulométrique 181
a) Les processus de réduction granulométrique 181
b) Le modèle de désintégration par friction 183
c) Gonflement dispersif anisotrope et isotrope 186
4.3.2. Évolution comportementale du matériau au cours du mouvement 188
a) Caractéristiques du parcours 188
b) Caractéristiques géomorphologiques des dépôts 189
c) Propriétés de la masse rocheuse 190
4.3.3. Modèle de désintégration et implications sur le mode de transport 194
a) Le glissement multi-couches 194
b) L'écoulement fragmenté 196
c) Du glissement à l'écoulement 196
d) Remarques 197

4.4. COMPREHENSION ET MODELISATION DE LA PHASE DE PROPAGATION 199
4.4.1. Les modèles de lubrification 200
a) lubrification par présence d'un lubrifiant 201
b) lubrification par production de fines ou « auto-lubrification » 202
c) production de chaleur et effets lubrifiants 202
4.4.2. Les modèles granulaires 205
a) le régime frictionnel comme résultat de la phase de glissement 205
b) le régime collisionnel ou état d'avalanche de roches 208
c) échelle macroscopique : transfert d'énergie et changement de masse 209
4.4.3. Modèles de fluidification 211
a) les différents modes de fluidification 212
b) des milieux granulaires à la mécanique des fluides 214
4.5. CARACTERISATION DE LA PHASE D'ARRET 218
4.5.1. Facteurs de mobilité ou facteurs d'arrêt 218
a) contexte environnemental 218
b) friction basale 219
c) friction interne 219
d) facteurs d'arrêt 219
e) les scénarios d'arrêt 220
4.5.2. Bilan énergétique 220
a) énergie totale disponible 221
b) dissipation d'énergie au cours du transport 221
4.5.3. Modèle synthétique de transport des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses 222
a) le glissement rocheux 225
b) le glissement multi-couches 226
c) le glissement-avalanche de roches 226
d) l'avalanche de roches immature 227
e) l'avalanche de roches 228

CONCLUSIONS GENERALES ET TYPOLOGIE DES SCENARIOS 231

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 235

Liste des Figures

Figure 1.01 *Carte illustrée du sturzstrom de Elm (11 septembre 1881, Suisse) avec les caractéristiques de l'écoulement rocheux dessiné par Heim (1932). ---------- 8*
Figure 1.02 *Illustration de l'étape de génération par un graphique des vitesses de déplacement en fonction du temps. ---------- 13*
Figure 1.03 *Équilibre d'un bloc sur une pente. ---------- 14*
Figure 1.04 *Vue de l'écroulement de Randa (Photographie tirée du site du Crealp : www.crealp.ch). ---------- 16*
Figure 1.05 *Vue des désordres au sommet des Ruines de Séchilienne (Anonyme 2001). ---------- 16*
Figure 1.06 *Vue (photographie Oldrich Hungr : www.science.ubc.ca/~geol351/imgset.html) et coupe (Benko et Stead 1998) de la zone source et des dépôts du glissement rocheux de Frank (29 avril 1903, Canada). ---------- 18*
Figure 1.07 *Vues du glissement du Vaiont et du barrage préservé (photographies de E. Bromhead : www.sci.port.ac.uk/geology/stuff/dpetley/images/enggeolprac, et R. Cojean). ---------- 19*
Figure 1.08 *Vue du volcan et d'une partie des débris de l'avalanche de roches du Mont St-Helens (photographie du site de l'USGS : www.vulcan.wr.usgs.gov/volcanoes/MSH). ---------- 20*
Figure 1.09 *Vue du glissement rocheux de Madison Canyon aux Etats-Unis (photographie de l'U.S.Forest Service, Hadley 1978). ---------- 21*
Figure 1.10 *Vue aérienne oblique du glissement de Hope au Canada (photographie du Département des Autoroutes de Colombie Britannique, Bruce et Cruden 1977). ---------- 21*
Figure 1.11 *Graphiques illustrant les corrélations entre les vitesses de déplacement des désordres du versant de La Clapière (France) et la pluviométrie ou la fonte des neiges (d'après Rochet et al. 1994). ------ 22*
Figure 1.12 *Illustrations des relations entre le pendage des discontinuités et la pente des versants (d'après Cruden 2000). ---------- 23*
Figure 1.13 *Vue et coupe interprétative des déformations du versant de La Clapière dans la vallée de la Tinée en France (d'après Follacci 1987, 1999). ---------- 24*
Figure 1.14 *Illustrations de deux modes de rupture de versant. (a) le glissement plan ; (b) le basculement d'un massif fracturé avec glissement de la partie supérieure (d'après Eisbacher 1979). ---------- 24*
Figure 1.15 *Illustration de la notion de perte d'énergie pour un élément rocheux, simple ou composé, de centre de gravité Cg (i : position initiale, f : position finale). ---------- 26*
Figure 1.16 *Illustrations séquentielles du glissement rocheux d'Avalanche Lake au Canada, avec phénomène de remontée topographique (run up) sur le versant opposé de la vallée (d'après Evans et al. 1994). 29*
Figure 1.17 *Vue du phénomène de souffle d'air et nuage de poussières associé à l'écroulement de Randa en Suisse (photographie tirée du site du Crealp : www.crealp.ch). ---------- 31*
Figure 1.18 *Vue des dépôts de poussières aux alentours de l'écroulement de Randa en Suisse (photographie tirée du site du Crealp : www.crealp.ch). ---------- 31*
Figure 1.19 *Image SPOT prise le 4 mai 2000 illustrant le site du Yi Gong au Tibet 26 jours après le glissement qui a induit un lac de barrage (d'après Zhou et al. 2001). ---------- 33*
Figure 1.20 *Classification des lacs de barrage induits par des glissements de terrain (d'après Costa et Schuster 1988). ---------- 34*
Figure 1.21 *Vue et carte géomorphologique du glissement du Mont Zandila, Val Pola, en Italie (Photographie du site de l'Université de Milan : www.geo.unimib.it/di-partimento/Pagina1.htm, et carte de Azzoni et al. 1992). ---------- 35*
Figure 1.22 *Histogramme statistique des différents types de rupture de lac de glissements-barrages (d'après Costa et Schuster 1988). ---------- 36*
Figure 1.23 *Graphique statistique de la durée de vie des lacs de glissements-barrages (d'après Costa et Schuster 1988). ---------- 36*
Figure 1.24 *Vue du glissement de Bairaman du 12 mai 1985 en Papouasie Nouvelle-Guinée, en regardant vers l'aval (d'après King et al. 1989). ---------- 38*

Figure 2.01 *Schéma représentant les différents paramètres du parcours mesurés entre l'état initial et les dépôts. ---------- 47*
Figure 2.02 *Schéma de présentation de la distance excessive de parcours Le par rapport à un cas de référence au coefficient de frottement de 0,62 (tan 32°). ---------- 49*
Figure 2.03 *Profil des vitesses estimées par Heim (1932) pour le sturzstrom de Elm (11 septembre 1881). ----- 49*
Figure 2.04 *Relation entre le coefficient apparent de frottement et le volume des 316 cas de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses recensés dans la base de données. ---------- 50*
Figure 2.05 *Relation entre la hauteur apparente de chute H et la distance apparente de parcours L suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué. ---------- 54*

Figure 2.06 *Relation entre la hauteur apparente de chute H et la distance apparente de parcours suivant le volume des masses rocheuses mobilisées.*----------*54*
Figure 2.07 *Relation entre la hauteur apparente de chute H et le coefficient apparent de frottement H/L suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.* ----------*55*
Figure 2.08 *Relation entre la hauteur apparente de chute H et le coefficient apparent de frottement H/L suivant le volume des masses rocheuses mobilisées.*----------*56*
Figure 2.09 *Relation entre la hauteur apparente de chute et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.* ----------*57*
Figure 2.10 *Relation entre la hauteur apparente de chute et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant la distance apparente de parcours.* ----------*57*
Figure 2.11 *Relation entre la distance apparente de parcours et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.*----------*58*
Figure 2.12 *Relation entre la distance de parcours et le volume des masses rocheuses suivant la hauteur apparente de chute.* ----------*58*
Figure 2.13 *Relation entre l'aire représentée par les dépôts et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.*----------*59*
Figure 2.14 *Relation entre l'aire représentée par les dépôts et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant la distance apparente de parcours.*----------*59*
Figure 2.15 *Relation entre le coefficient apparent de frottement et l'aire représentée par les dépôts, suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.* ----------*60*
Figure 2.16 *Relation entre le coefficient apparent de frottement et l'aire représentée par les dépôts, suivant le volume des masses rocheuses mobilisées.*----------*60*
Figure 2.17 *Coupe du Glissement du Vaïont (d'après Selli et Trevisan 1964).* ----------*64*
Figure 2.18 *Photographie de l'avalanche rocheuse du Val Pola. Les dépôts se sont étalés suivant l'axe de la vallée, vers l'amont et l'aval, après impact contre le versant opposé de la vallée de l'Adda (d'après Govi 1989).* ----------*66*
Figure 2.19 *Carte des Twin Slides. La masse rocheuse s'est répandue dans les deux vallées en étant canalisée tout au long du parcours (d'après Eisbacher 1979).*----------*67*
Figure 2.20 *Vue aérienne oblique du glissement de Blackhawk (site de l'Université de Université de Maryland : www.ipr.umd.edu/granular/avalanche).*----------*67*
Figure 2.21 *Les trois configurations de dépôts de mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses suivant le contexte topographique (d'après Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991). A. cas très mobile par canalisation ; B. cas intermédiaire avec étalement et long parcours ; C. cas le moins mobile avec étalement dans l'axe de la vallée.* ----------*68*
Figure 2.22 *Illustrations des différences de profil entre les mouvements de versant affectant les édifices volcaniques (figures colonne de gauche) et ceux affectant les montagnes (figures colonne de droite) (d'après Siebert 1984).* ----------*69*
Figure 2.23 *Déformation structurale du volcan Mont St-Helens juste avant l'éruption du 18 mai 1980, comme révélée par les modèles (d'après Donnadieu et al. 2001).* ----------*71*
Figure 2.24 *Diagramme schématique illustrant le passage des sédiments du continent à la plaine abyssale (d'après Moore 1969, 1978).* ----------*73*
Figure 2.25 *Profil en long du glissement des Grands Bancs avec les lignes sismiques interprétatives (modifié de Heezen et Drake 1966, Moore 1978).* ----------*74*
Figure 2.26 *Image satellite d'un glissement dans le Gangis Chasma sur Mars (d'après le site de l'Université du Maryland : www.ipr.umd.edu/granular/avalanche).*----------*77*
Figure 2.27 *Contrainte topographique visualisée par la forme du corridor de déplacement et des dépôts.* ------*79*
Figure 2.28 *Typologie des obstacles s'opposant au mouvement de la masse rocheuse.*----------*81*
Figure 2.29 *Phénomènes de friction par contact avec le terrain support, dépendant du matériau mis en jeu.* ---*82*
Figure 2.30 *Etat de fracturation du massif rocheux et granulométrie du matériau déposé.*----------*84*

Figure 3.01 *Carte géologique simplifiée des Alpes européennes, avec localisation des trois sites d'étude (d'après Eisbacher et Clague 1984).*----------*88*
Figure 3.02 *Localisation des trois sites d'étude (Ma : La Madeleine, Fl : Flims, Ko et Ko estimé : Köfels) sur le graphique mettant en relation la hauteur de chute H et la distance apparente de parcours L. Ko estimé est basé sur l'estimation de la hauteur totale de chute.*----------*89*
Figure 3.03 *Localisation des trois sites d'étude (Ma : La Madeleine, Fl : Flims, Ko et Ko estimé : Köfels) sur le graphique mettant en relation le coefficient apparent de frottement et l'aire des dépôts. Ko estimé est basé sur l'estimation de la hauteur totale de chute.* ----------*89*
Figure 3.04 *Cartes et coupes schématiques des dépôts du glissement-avalanche de roches de la Madeleine (Savoie, France).* ----------*91*

Figure 3.05 *Photographie (NE-SW) de la zone source de La Madeleine, avec la Pointe des Pignes culminant à 3061 m. La niche d'arrachement de La Madeleine se prolonge sur la gauche par la zone source et les dépôts de l'écroulement tardif de Sallanche-Arseis.* ----------94
Figure 3.06 *Photographie d'un pli-faille sur la route du Châtel, au Nord-Ouest de la niche d'arrachement de la Madeleine.* ----------94
Figure 3.07 *Stéréographes de Wulff, hémisphère inférieur, représentant les résultats des mesures de la fracturation du massif des Pignes, faites à l'affleurement ou relevées à distance.* ----------95
Figure 3.08 *Photographie et schéma de la zone source de La Madeleine, représentant les 4 familles de discontinuités affectant le massif rocheux.* ----------95
Figure 3.09 *Stéréographe de Wulff, hémisphère inférieur, avec les principales familles de discontinuités affectant les calcschistes de la zone source, au sein du massif des Pignes.* ----------97
Figure 3.10 *Carte des dépôts quaternaires de la plaine de Bessans, associés à ou induits par l'avalanche de roches de la Madeleine.* ----------98
Figure 3.11 *Résultats granulométriques et minéralogiques des dépôts lacustres au niveau des Lovatières (échantillon n°NP01-02,* ***Tableau 3.04****).* ----------99
Figure 3.12 *Vue vers l'amont (vers le NE) de la gorge de l'Arc, creusée dans les dépôts de La Madeleine.* ------99
Figure 3.13 *Distributions volumétriques des blocs du massif rocheux des Pignes, zone source du glissement-avalanche de roches de La Madeleine.* ---------- 101
Figure 3.14 *Volume de simulation de 10 m de côté obtenu par SIMBLOC pour le Massif des Pignes.* ---------- 102
Figure 3.15 *Distributions volumétriques des fragments rocheux des dépôts de La Madeleine.* ---------- 103
Figure 3.16 *Courbes granulométriques des échantillons de matrice des dépôts de La Madeleine (voir* ***Tableau 3.04****).* ---------- 104
Figure 3.17 *Résultats des essais de granulométrie laser réalisés sur les fines (voir* ***Tableau 3.04****).* ---------- 105
Figure 3.18 *Courbe granulométrique des dépôts de La Madeleine obtenue par interpolation des trois techniques utilisées pour les mesures en volume des grains.* ---------- 106
Figure 3.19 *Comparaison des distributions volumétriques des blocs du massif des Pignes, zone source de l'écroulement, et des dépôts de La Madeleine.* ---------- 106
Figure 3.20 *Résultats des indices de fragmentation ou de désintégration dynamique.* ---------- 107
Figure 3.21 *Photographie et schéma interprétatif du cisaillement d'un grain (calcite Ca et quartz Q), observé en microscopie en épifluorescence, dans les dépôts de La Madeleine. La fracturation de type Riedel vient déstructurer le claste en alimentant la zone de cisaillement en particules fines.* -------- 111
Figure 3.22 *Photographie et schéma interprétatif de la fracturation d'un grain de calcite selon un schéma de type Riedel, par cisaillement grain-matrice, observé en microscopie en épifluorescence dans les dépôts de La Madeleine.* ---------- 111
Figure 3.23 *Photographie et schéma interprétatif du phénomène de "jigsaw" dans les dépôts de la Madeleine.* ---------- 112
Figure 3.24 *Photographie et schéma interprétatif d'un assemblage de grains éclatés de calcite (en pointillés) alimentant la matrice, suivant un schéma de fracturation de type jigsaw, observé en microscopie en épifluorescence dans les dépôts de La Madeleine.* ---------- 112
Figure 3.25 *Photographies et schémas illustrant le processus de poinçonnement de blocs rocheux mis sous pression localement.* ---------- 113
Figure 3.26 *Photographies et schémas interprétatifs illustrant l'hétérogénéité granulométrique des dépôts de la Madeleine.* ---------- 114
Figure 3.27 *Photographie et schéma interprétatif du phénomène de fracturation progressive d'un grain, avec alimentation de la matrice par arrachement, observé en microscopie en épifluorescence dans les dépôts de La Madeleine.* ---------- 115
Figure 3.28 *Photographie de plis dans les dépôts du domaine distal de la Madeleine, côté Lanslevillard.* ----- 116
Figure 3.29 *Illustrations des sens de transport déduits des imbrications des dalles schisteuses observées au sommet ou au cœur des dépôts de La Madeleine.* ---------- 117
Figure 3.30 *Cartes et coupes de localisation des dépôts du glissement rocheux de Flims.* ---------- 119
Figure 3.31a *Photographies de la niche d'arrachement au-dessus de Flims. Une partie du village est situé sur les dépôts proximaux du glissement rocheux.* ---------- 120
Figure 3.31b *Photographie du Flimserstein, escarpement au-dessus de Flims. La masse rocheuse mobilisée devait avoir une forme et une structure interne similaire au Flimserstein actuel.* ---------- 122
Figure 3.32 *Stéréographe de Wulff, hémisphère inférieur, avec les principales discontinuités affectant les calcaires du Flimserstein.* ---------- 123
Figure 3.33 *Photographies des phénomènes de karstification observables au niveau de la zone source du glissement rocheux de Flims.* ---------- 123
Figure 3.34 *Photographie du Canyon Suisse formé par le Rhin Antérieur dans les dépôts du glissement rocheux de Flims.* ---------- 124

Figure 3.35 *Couloir de débordement du lac de barrage creusé au sein des dépôts du glissement rocheux de Flims.* ---------- *125*
Figure 3.36 *Photographie du Canyon Suisse au niveau de Chli Isla, 1 km en aval de la station ferroviaire de Versam, montrant une terrasse fluviatile perchée suite au drainage progressif par débordement du lac de barrage d'Ilanz.* ---------- *126*
Figure 3.37 *Coupes au travers du Canyon Suisse (NNW-SSE) au niveau de Versam (en haut) et à l'Est de Carrera (en bas).* ---------- *126*
Figure 3.38 *(A) Photographie de la zone source du glissement de Flims. (B) Photographie des dépôts de Flims, avec la stratification toujours visible des calcaires.* ---------- *127*
Figure 3.39 *Photographie et schéma du faciès structuré dans la carrière d'Il Bord (voir **Fig. 3.30b**).* ---------- *128*
Figure 3.40 *Courbes granulométriques de fréquence et de fréquence cumulée pour le matériau granulaire (fraction < 2 mm) échantillonné dans les discontinuités de Type-1.* ---------- *128*
Figure 3.41 *Photographie du faciès chaotique affleurant dans les parties supérieures des dépôts, dans le Canyon du Rhin Antérieur.* ---------- *129*
Figure 3.42 *Observations microscopiques et interprétations de lames minces en lumière U.V. d'échantillons du faciès chaotique.* ---------- *130*
Figure 3.43 *Courbes granulométriques de la matrice des dépôts du glissement rocheux de Flims (voir **Tableau 3.06**).* ---------- *130*
Figure 3.44 *Résultats des essais de granulométrie par tamisage réalisés sur les fines (voir **Tableau 3.06**).* --- *131*
Figure 3.45 *Photographie d'un bloc rocheux de grandes dimensions (flèche épaisse) préservé à mi-hauteur du ravin de la Rabiusa. Le Flimserstein est visible en arrière plan, le torrent de la Rabiusa au premier plan.* ---------- *132*
Figure 3.46 *Photographie et interprétation du niveau plissé en "S", riche en calcite, affleurant le long de la route entre Bonaduz et Ilanz, en partie supérieure des dépôts du glissement rocheux dans le ravin de la Rabiusa.* ---------- *132*
Figure 3.47 *Photographie et schéma illustrant les failles de faible extension observables à la base du Canyon du Rhin Antérieur, entre les stations ferroviaires de Valendas et de Versam.* ---------- *133*
Figure 3.48 *Photographie et schéma des dépôts faillés du glissement rocheux, à l'Est de la station ferroviaire de Versam.* ---------- *134*
Figure 3.49 *Vue conceptuelle schématique en plan d'un glissement lors de l'impact contre le versant opposé de la vallée, créant des failles longitudinales F et un déplacement relatif de chaque section.* -------- *135*
Figure 3.50 *Photographie d'une faille inverse décrochante dans le vallon de la Rabiusa, à l'aval du verrou glaciaire.* ---------- *136*
Figure 3.51 *Vue vers l'amont de la gorge creusée par la Rabiusa dans le verrou glaciaire de schistes des Grisons, à l'entrée du vallon, sous le Pont amenant à Versam.* ---------- *136*
Figure 3.52 *Photographie et schéma d'une faille normale ouverte cataclasée au sein d'un bloc calcaire distal.* ---------- *137*
Figure 3.53 *Photographie et schéma d'un bloc distal de schistes des Grisons (gris clair) incorporé dans les dépôts carbonatés du glissement rocheux (couleur sombre).* ---------- *138*
Figure 3.54 *(page précédente) Photographies et schémas interprétatifs des masses rocheuses mélangées dans le ravin de la Rabiusa (voir **Fig. 3.30b**).* ---------- *139*
Figure 3.55 *Photographie et schéma d'une lentille de galets dans les dépôts carbonatés du glissement rocheux de Flims, sur le front d'exploitation d'une carrière au niveau de Sigl Ault.* ---------- *141*
Figure 3.56 *Courbes granulométriques des masses d'alluvions anciennes du ravin de la Rabiusa.* ---------- *142*
Figure 3.57 *Résultats de la granulométrie laser réalisée sur les fines des masses d'alluvions anciennes du ravin de la Rabiusa (traits foncés).* ---------- *142*
Figure 3.58 *Photographie et schéma d'une structure observable en rive droite de la Rabiusa, dans les dépôts du glissement rocheux de Flims.* ---------- *143*
Figure 3.59 *Cartes et coupes de localisation des dépôts du glissement rocheux de Köfels.* ---------- *145*
Figure 3.60 *Panorama de la vallée de l'Ötztal au niveau des dépôts du glissement rocheux de Köfels, observés vers l'amont depuis le Wenderkogel (voir **Fig. 3.59b**).* ---------- *146*
Figure 3.61 *Photographie et coupe représentatives de la crête de Fundus, zone source du glissement de Köfels.* ---------- *147*
Figure 3.62 *Photographie de l'éboulis de gros blocs au niveau du col de Fundusalm, en arrière de la niche d'arrachement du glissement de Köfels.* ---------- *148*
Figure 3.63 *Photographie et schéma du faciès lessivé (C) observable dans la gorge de Maurach.* ---------- *148*
Figure 3.64 *Photographie du niveau basal massif ressemblant au substratum en place. On remarque une fracturation abondante et la foliation inclinée vers l'aval de la gorge de Maurach (vers la gauche).* ---------- *152*
Figure 3.65 *Photographie du niveau basal fracturé avec schéma de fracturation de type jigsaw.* ---------- *152*

Figure 3.66 *Photographie du niveau inférieur cataclasé des dépôts du glissement rocheux de Köfels, dans les gorges de Maurach. Au premier plan, l'Ötztal s'écoule vers la gauche.* ---------- *153*
Figure 3.67 *Courbes granulométriques des échantillons de matrice des dépôts cataclasés du glissement rocheux de Köfels (voir* ***Tableau 3.08****).* ---------- *153*
Figure 3.68 *Résultats des essais de granulométrie laser réalisés sur les fines (voir* ***Tableau 3.08****).* ---------- *155*
Figure 3.69 *Photographie et schéma d'un bloc éclaté dans le niveau basal cataclasé des dépôts du glissement de Köfels, dans la gorge de Maurach.* ---------- *155*
Figure 3.70 *Photographie de gros blocs de gneiss au niveau de la crête de Tauferberg, au sommet des dépôts du glissement rocheux de Köfels.* ---------- *156*
Figure 3.71 *Photographie d'une zone cataclasée affleurant au sommet de la gorge de Maurach, en rive gauche, dans les dépôts du glissement rocheux de Köfels.* ---------- *156*
Figure 3.72 *Photographies et schéma du filon de diabase noire cataclasée dans les dépôts du glissement rocheux de Köfels, au niveau du Pont de Köfels dans les gorges de Maurach.* ---------- *157*
Figure 3.73 *Photographie et schéma des alluvions injectées au front des dépôts du glissement rocheux de Köfels, près de Niederthai.* ---------- *158*

Figure 4.01 *Représentations du mode de rupture en glissement d'un versant rocheux.* ---------- *164*
Figure 4.02 *Schématisation de la rupture des versants rocheux étudiés de La Madeleine, Flims et Köfels.* ---- *165*
Figure 4.03 *Représentations du mode de rupture en écroulement d'un versant rocheux.* ---------- *166*
Figure 4.04 *Représentation du mode de rupture en avalanche de roches d'un versant rocheux. La roche est supposée dans un état d'altération et de granulation très avancés.* ---------- *167*
Figure 4.05 *Evolution quaternaire des vallées alpines sous l'effet des glaciations successives du Riss et du Würm, conduisant à la métastabilité des versants (modifié d'Augustinus 1995).* ---------- *170*
Figure 4.06 *Effet de différents taux de charge sur l'intensité de fracturation d'une roche avec défauts naturels (d'après Grady et Kipp 1987).* ---------- *175*
Figure 4.07 *Volume cumulé de glissements de terrain induits par un séisme, associé à la magnitude, au Pérou et dans les régions limitrophes :* $V = M_0/10^{18,9\ (\pm 0,13)}$, $1,4x10^{24} \leq M_0 \leq 10^{29}$, $r^2 = 0,87$, $n = 15$ *(d'après Keefer 1994).* ---------- *178*
Figure 4.08 *Photographie de deux avalanches de roches sur le glacier de Black Rapids en Alaska, suite au séisme de magnitude 7.9 du 3 octobre 2002 (Photographie de Dennis Trabant, USGS).* ---------- *178*
Figure 4.09 *Modélisation FLAC (ITASCA) de la rupture d'un glissement sous le Pic du Roignais, Bourg-StMaurice (Savoie, France), avec caractérisation des déformations (Laugier 2002).* ---------- *180*
Figure 4.10 *Taux inverse de déformation horizontale du versant avant la rupture catastrophique du Mont-Toc dans la retenue artificielle du Vaïont le 9 octobre 1963. Le taux inverse de déformation horizontale diminue linéairement avec le temps, suspectant une fissuration lente par croissance des fissures (Données de Müller 1964 et Voight 1988, d'après Kilburn et Petley 2003).* ---------- *180*
Figure 4.11 *Schémas illustrant les processus de désintégration de la masse rocheuse durant le transport.* ---- *182*
Figure 4.12 *Schéma représentatif des dépôts du glissement rocheux de Flims, illustrant un épaississement des zones de cisaillement et des lames de roches en remontant dans la colonne de roches.* --------- *183*
Figure 4.13 *Schéma de fracturation selon une zone de cisaillement et relations géométriques définies expérimentalement dans une gouge simulée par compression triaxiale (Logan et al. 1979, 1992).* ------- *184*
Figure 4.14 *Courbe expérimentale contrainte-déplacement d'essais triaxiaux menés sur la calcite (d'après Logan et al. 1992).* ---------- *184*
Figure 4.15 *Résultats granulométriques au laser des dépôts des 3 cas alpins étudiés.* ---------- *186*
Figure 4.16 *Schémas conceptuels décrivant les processus de gonflement dispersif isotrope et anisotrope, comme conséquence du cisaillement à l'origine du matériau fin granulaire.* ---------- *187*
Figure 4.17 *Courbe granulométrique des dépôts de La Madeleine présentant les deux populations de grains.* ---------- *192*
Figure 4.18 *Processus intervenant au sein de la masse rocheuse après le cisaillement, dépendant des conditions de confinement.* ---------- *195*
Figure 4.19 *Evolution des processus de cisaillement en relation avec le taux de cisaillement et la charge de confinement.* ---------- *195*
Figure 4.20 *Modèle du glissement couche-sur-couche en 4 étapes pour le cas de Flims.* ---------- *198*
Figure 4.21 *Radoucissement des frottements par le déplacement et la vitesse lors d'essais de cisaillement simple (d'après Tika et Hutchinson 1999).* ---------- *204*
Figure 4.22 *Phénomène de dilatance illustré par un sac de billes comprimées et relâchées. Une assimilation à un bloc rocheux fracturé et cisaillé met en évidence le gain de volume occasionné par la déformation.* ---------- *207*
Figure 4.23 *Schéma de simulation d'une chute de grains et profil d'évolution de la fraction solide sur un plan incliné à 40° montrant le développement d'une région active à faible densité (d'après Campbell 1989).* ---------- *209*

Figure 4.24 *Schéma illustrant l'allongement de la longueur des dépôts par transfert d'énergie entre plusieurs blocs. La mobilité (L') reste identique si on considère le centre de gravité de la masse totale mise en jeu.* ---------- *211*
Figure 4.25 *Modèle d'écoulement de Bingham à deux dimensions, avec un profil de vitesse en régime d'écoulement rigide et visqueux.* ---------- *215*
Figure 4.26 *Carte de risque simplifiée du glissement rocheux de La Clapière, basée sur des modèles bivisqueux en deux dimensions (Sousa et Voight 1992).* ---------- *217*
Figure 4.27 *Schéma conceptuel du mode de transformation d'un glissement rocheux en avalanche de roches.*---------- *223*
Figure 4.28 *Classification des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.*---------- *224*

Liste des Tableaux

Tableau 1.01 *Termes utilisés par Heim (1932) pour décrire le sturzstrom de Elm (Suisse), et leurs traductions en anglais et en français. ---- 8*
Tableau 1.02 *Classification de Varnes (1978). ---- 10*
Tableau 1.03 *Échelle de vitesse pour les mouvements de versant (d'après Varnes 1978, Cruden et Varnes 1996). ---- 10*
Tableau 1.04 *Classification de Hutchinson (1988). ---- 11*
Tableau 1.05 *Classification de Hungr et al. (2001). ---- 12*

Tableau 2.01 *Présentation de quelques cas récents (références complètes en **Annexe A**). ---- 41*
Tableau 2.02 *Présentation de quelques cas historiques (références complètes en **Annexe A**). ---- 41*
Tableau 2.03 *Présentation de quelques cas préhistoriques (références complètes en **Annexe A**). ---- 42*
Tableau 2.04 *Caractéristiques communes au phénomène Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses (VDA signifie Avalanches de Débris Volcaniques). ---- 43*
Tableau 2.05 *Caractéristiques morphologiques communes aux dépôts de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses (VDA signifie Avalanche de Débris Volcaniques). ---- 44*
Tableau 2.06 *Caractéristiques communes aux dépôts de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses (VDA signifie Avalanche de Débris Volcaniques). ---- 45*
Tableau 2.07 *Les relations statistiques proposées entre H/L et V. ---- 51*
Tableau 2.08 *Corrélation entre l'aire des dépôts et la distance apparente de parcours. ---- 60*
Tableau 2.09 *Résistances-limites à la plasticité type Bingham, calculées pour des glissements terrestres et martiens. ---- 77*
Tableau 2.10 *Rôle de la topographie sur la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur. ---- 81*
Tableau 2.11 *Rôle de la friction basale sur la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur. ---- 82*
Tableau 2.12 *Rôle de la friction interne sur la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur. ---- 84*

Tableau 3.01 *Comparaison des caractéristiques des trois mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses étudiés. ---- 90*
Tableau 3.02 *Résultats des calculs des volumes réalisés avec le logiciel Surfer 6.02 (Golden Software, Inc.) sur le site de La Madeleine. Les Modèles Numériques de Terrain (**Annexe C**) ont été réalisés sur la base de la carte IGN de Tignes-Val d'Isère-Haute Maurienne (TOP25 n°3633 ET). ---- 91*
Tableau 3.03 *Paramètres calculés à partir des distributions volumétriques des blocs du massif rocheux des Pignes, zone source de l'écroulement (Bloco), et des dépôts de La Madeleine (Granulo). Les fractiles ou diamètres (à 10, 25, 50, 63, 75 et 90 % du passant) sont donnés en m^3. ---- 101*
Tableau 3.04 *Liste des échantillons et résultats des essais réalisés pour les dépôts associés au glissement-avalanche de roches de La Madeleine. ---- 108*
Tableau 3.05 *Résultats du calcul des volumes réalisé avec le logiciel Surfer 6.02 (Golden Software, Inc.) sur le site de Flims. Les Modèles Numériques de Terrain (**Annexe C**) ont été réalisés sur la base des cartes du Bundesamt für Landestopographie de Flims (n°1194), Reichenau (n°1195) et Ilanz (n°1214). ---- 118*
Tableau 3.06 *Liste des échantillons et résultats des essais réalisés pour les dépôts associés au glissement rocheux de Flims. ---- 121*
Tableau 3.07 *Résultats des comptages pétrographiques des galets dans le lit du Rhin Antérieur, de la Rabiusa ou au niveau des affleurements des alluvions anciennes de la Rabiusa. ---- 140*
Tableau 3.08 *Liste des échantillons et résultats des essais réalisés pour les dépôts associés au glissement rocheux de Köfels. ---- 154*

Tableau 4.01 *Comparaison entre la charge lithostatique et la résistance à la rupture des roches pour les trois cas alpins étudiés. ---- 172*
Tableau 4.02 *Confrontation entre les théories de lubrification et les observations. ---- 200*
Tableau 4.03 *Confrontation entre les modèles granulaires et les observations. ---- 206*
Tableau 4.04 *Confrontation entre les théories de fluidification et les observations. ---- 212*

Introduction

Le développement économique et touristique des zones montagneuses est devenu un enjeu politique majeur du point de vue de l'aménagement du territoire. Mais les risques naturels, en particulier les glissements de terrain, sont des menaces persistantes pour l'activité humaine. De nombreuses catastrophes, marquant la conscience collective, causent des pertes humaines et des dommages aux infrastructures, aux forêts et au développement agricole. Les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses sont, sans conteste, les phénomènes les plus dévastateurs. Leur grande ampleur est en rapport direct avec l'importance des conséquences, l'impossibilité technico-économique d'empêcher ces mouvements ou de limiter les dommages qui en découleraient. Leur ampleur physique est exprimée par leur volume, dépassant le million de m^3, de roches et débris divers. Ces mouvements géants, souvent catastrophiques par leur brutalité, sont inévitables dans les zones montagneuses. Historiquement, peu d'événements sont recensés dans le monde en comparaison de cas de plus faible volume. Du fait de leur rareté et de leur ampleur, les populations considèrent communément que ne rien faire pour s'opposer à ces manifestations incontrôlables de la nature est devenu une réponse acceptable. Les perspectives de développement durable de ces zones montagneuses imposent cependant une réponse appropriée pour limiter l'impact de ces mouvements de versant, peu fréquents mais très destructeurs. La seule réponse actuelle consiste à circonscrire les zones de risque et à éviter l'implantation d'équipements permanents.

Typiquement, un versant est généralement l'objet d'un lent fluage, imposé par les forces de gravité. L'ajout de facteurs externes ou internes à l'évolution de la pente peut engendrer une rupture exceptionnelle et brutale à l'origine d'un mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses. Le volume peut être considérable (au-delà du million du m^3), la cinétique de déplacement est importante (vitesse « extrêmement rapide », bien supérieure à 5 $m.s^{-1}$), le matériau est essentiellement rocheux et le moteur principal est la gravité. Mais la caractéristique essentielle est la mobilité qualifiée d'excessive, en rapport avec les connaissances physiques actuelles de mouvements de telles dimensions. Ces phénomènes gravitaires sont décrits comme des écroulements rocheux, des glissements rocheux, des écoulements rocheux, des avalanches de roches, etc. Les classifications consacrées aux glissements de terrain (*landslides*) leur attribuent une place obscure sous la dénomination de « mouvements complexes de pentes ». La première partie de ce travail permet de faire un bilan de l'état des connaissances de ces phénomènes au départ de l'étude, et des nécessaires directions de travail.

Toutes les zones montagneuses sont affectées par ces instabilités de pente de grande ampleur. Plusieurs catastrophes historiques majeures se sont produites en Amérique (Frank en 1903, Madison Canyon en 1959 et Huascaran en 1970), en Europe (Mont Granier en 1248, Elm en

1881, Vaïont en 1963 et Val Pola en 1987), en Asie (Ontake en 1984) ou en Océanie (Bairaman en 1985). Actuellement, on peut également observer les dépôts de nombreux événements post-glaciaires. Ces phénomènes gravitaires ne se rencontrent pas seulement en montagne, mais apparaissent dès lors qu'une pente existe, sur terre, en mer, sur Mars ou sur d'autres planètes. De plus, ce ne sont pas forcément des phénomènes récents ou actuels, à l'échelle des temps géologiques, avec la reconnaissance fréquente de tels dépôts dans l'ancien, comme évolution naturelle d'une pente rocheuse. Les études de tous ces mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses constituent une base de données conséquente. La synthèse de toutes ces informations, réalisée en seconde partie de ce travail, apporte de nombreux enseignements sur les notions et les processus associés au déplacement rapide du versant.

La méconnaissance scientifique des processus à l'origine de la génération, du transport et du dépôt de ces grandes masses rocheuses, nécessite une étude approfondie de terrain et de synthèse des informations. L'objectif principal de ce travail est de fournir les clés pour une éventuelle modélisation future du phénomène dans un but évidemment préventif. Les études réalisées jusqu'alors se contentent d'une rapide description des dépôts, sans analyse détaillée de l'ensemble de la masse rocheuse. Dans ce but, trois sites ont été choisis pour leur accessibilité et leurs exceptionnelles conditions d'affleurement. Le glissement rocheux de Flims, dans le canton suisse des Grisons, a mobilisé une masse calcaire de 12 milliards de m^3. L'avalanche de roches de La Madeleine, dans le département français de la Savoie, résulte du glissement d'un dièdre de calcschistes de 100 millions de m^3. Le glissement rocheux de Köfels, dans la région autrichienne du Tyrol, représente une masse de 3 milliards de m^3 de gneiss. Ces trois événements se sont produits suite à la dernière glaciation du Würm. La reconnaissance géologique de nombreuses structures, couplée à l'analyse géomécanique des matériaux, a mis en évidence une transformation du matériau selon des processus de réduction granulométrique. La troisième partie de ce travail est consacrée à la description de ces trois cas, par une analyse multidisciplinaire, avec une comparaison des différents processus mis en évidence. On prend garde en particulier à toujours avoir une vision spatiale et temporelle multi-échelles.

Suite aux observations de terrain, comparées à la synthèse issue de la base de données, la dernière partie de ce travail est consacrée à la description d'un mouvement gravitaire rapide d'une grande masse rocheuse et à l'analyse des différents processus explicatifs. Le mouvement est décomposé en étapes : la déstabilisation, la rupture, le transport et le dépôt. A chaque étape, les facteurs et les propriétés physiques responsables des processus et du comportement de la masse rocheuse sont décrits et analysés. On s'intéresse en particulier à l'étape complexe et rapide de propagation, sur la base des indices-clés pour la modélisation du phénomène. Partant du simple modèle de friction, de type Mohr-Coulomb, on se rend compte que le comportement de la masse rocheuse hétérogène est en fait régi par des processus complexes issus de la mécanique des milieux granulaires et des fluides. La réduction granulométrique intervenant au cours du parcours paraît être la notion primordiale conditionnant la transformation du ma-

tériau et, de fait, l'évolution du mode de transport. Un certain nombre de perspectives est avancé, comme illustration du début des recherches en ce domaine.

Les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses mettent en évidence un continuum de transformations physiques et rhéologiques du matériau. Il devient possible de proposer une classification de ce type de phénomène, sur la base de scénarios-types identifiés en conclusion.

Chapitre I : Description phénoménologique des « Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses »

"Mal nommer les choses, c'est ajouter au malheur du monde."
Albert Camus

1.1. Introduction

L'étude des mouvements gravitaires, rapides et de grande ampleur, nécessite une approche multidisciplinaire touchant à la géomorphologie, à la géologie, à la mécanique des roches et des sols, à la volcanologie, *etc* … C'est la raison qui explique l'utilisation par la suite de termes précis propres à chaque discipline. On se propose dans un premier temps de caractériser le phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses », sur la base de quelques définitions.

1.1.1. L'expression "Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses"

Le terme générique "glissement de terrain" ou "*landslide*" définit le mouvement d'une masse de roches, de terre ou de débris sur une pente (Cruden 1991), et donc une multitude de phénomènes. Parmi eux on trouve les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses qui sont une classe bien particulière. Chaque terme de l'expression a son importance.

a) Définitions

- Le mouvement gravitaire

Le moteur principal du déplacement est la gravité. Le poids du corps, auquel peut s'ajouter une impilsion sismique, apporte la force motrice pour la rupture et la propagation. La gravité a un effet à peu près constant à l'échelle du globe. Mais il faut en tenir compte si on tente des comparaisons avec d'autres planètes (Mc Ewen 1989). Le mouvement fait intervenir la notion de déplacement. Les processus peuvent être très variés depuis le glissement, jusqu'aux écoulements complexes.

- Rapide

La vitesse de déplacement est généralement considérable, mais très variable suivant les cas et les processus impliqués. Hsü (1969a, 1969b) cite des vitesses fantastiques dépassant les 100 $m.s^{-1}$, en rapport avec une énergie énorme et un effet explosif. La mise en place peut se faire dans un laps de temps allant de quelques secondes à la minute (Antoine 1992). La durée totale du mouvement, dans la plupart des cas étudiés, ne dépasse pas quelques minutes (Heim 1932, Kent 1966, Shaller 1991a, Voight et Sousa 1994). Le choix d'une limite pour les vites-

ses se fait de manière arbitraire, en se plaçant dans la catégorie des phénomènes extrêmement rapides de la classification de Varnes (1978), soit **dépassant les 5 m.s^{-1}**.

- Masses rocheuses

Le terme « masse » signifie qu'un corps fini continu de solides bouge à l'unisson (Iverson et Vallance 2001). En l'occurrence, cette masse rocheuse peut être un assemblage de blocs plus ou moins jointifs (comme le massif rocheux) ou de grains hétérogènes en taille (comme le dépôt). Le corps fini est néanmoins en relation avec l'environnement, en particulier avec l'air et le substratum sur lequel la masse rocheuse se déplace. Le frottement s'accompagne parfois d'une extraction ou d'une assimilation de matériaux à la masse rocheuse.
Tout versant de montagne montre la succession complète ou partielle depuis le substratum rocheux jusqu'aux formations superficielles.

- Le **substratum rocheux** est caractérisé par sa lithologie et ses structures, jouant un rôle essentiel dans le jeu des processus de déformation. Le massif rocheux doit être considéré comme un assemblage, le plus souvent très irrégulier, de blocs élémentaires plus ou moins parfaitement individualisés. Toute déformation s'accompagne d'une dilatance par ouverture des discontinuités le long des blocs élémentaires.
- Les **formations superficielles** comprennent les altérites, les divers débris d'érosion plus ou moins allochtones, et le sol. Les altérites forment le premier niveau sur le substratum rocheux, et résultent de la fragmentation sur place de la roche par des processus physiques (thermiques) ou chimiques (dissolution). Ce niveau subit l'effet de l'érosion et de la gravité, à l'origine de la mobilisation. Des éboulis et autres dépôts de pente peuvent donc se former. Le sol est le résultat de l'altération sur place de la roche, principalement par l'eau. Le sol constitue la partie superficielle plus ou moins décomprimée du massif rocheux. Cette décompression définit en fait la perte de cohésion du substratum rocheux.
- On s'intéresse aux mouvements de grandes masses rocheuses. Par conséquent, la majeure partie du matériau mobilisé provient d'un substratum rocheux. L'étude de ces matériaux s'appuie sur la mécanique des roches. Il faut ajouter également les formations superficielles, de volume assez modeste par rapport au volume de roches, mais avec une influence sur le phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses ». Les concepts de base de la mécanique des sols sont donc nécessaires pour connaître le rôle réel joué par les formations superficielles.

- Grandes

Le volume représenté par ces masses rocheuses est le second facteur défini arbitrairement après la rapidité. Un mouvement de grande ampleur affecte une partie importante d'un versant, voire sa totalité. Une définition à impact anthropique voudrait que le volume soit supérieur à 10 millions de m^3 et les conséquences socio-économiques régionales (Antoine 1992). De tels processus évoquent des événements rapides, de grande ampleur, à faible fréquence de retour, provoquant des modifications, voire des bouleversements dans la morphologie des versants, mais également des fonds de vallée (Ballandras et Jaillet 1996). Le terme majeur

pour qualifier l'événement devrait être mis en évidence ici parce qu'il est ni possible, ni faisable, ni même désirable, de prévenir tous les glissements de terrain (Popescu 2001).
Suivant les auteurs, la grande ampleur est placée à 10^5 m^3 (Scheidegger 1973, Tianchi 1983), 5.10^6 m^3 (Hsü 1975) et 10.10^6 m^3 (Davies 1982). On se place par commodité, et suivant les relations statistiques étudiées par la suite, **au-delà du million de m^3** (Pollet *et al.* 2002).
De fait, la notion de grande ampleur amène l'idée d'effet d'échelle, grandement référencé dans la bibliographie. Le nombre de facteurs impliqués augmente avec la taille du mouvement. Les méthodes classiques d'analyse mécanique, essentiellement basées sur le calcul à la rupture, se trouvent très rapidement prises en défaut. Il s'agit donc, de part leur vitesse et leur taille importantes, de phénomènes bien particuliers. Le rôle de l'eau est également limité devant la quantité de roches mobilisées. Seuls quelques cas (notamment Huascaran au Pérou, Ericksen et Plafker 1970) ont révélé une teneur en eau importante, responsable d'une mobilité accrue et d'une transformation finale du mode de propagation en lave torrentielle. Plus souvent, on considère un **déplacement à sec** de particules de roches.

b) Terminologie

Les différents termes utilisés témoignent d'une diversité de phénomènes dans la classe des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses. Cette diversité est encore accentuée par l'absence d'un langage universel dans ce domaine. Aucun terme n'existe pour qualifier en un seul mot ces phénomènes gravitaires, malgré les différentes appellations en fonction de l'origine géographique des termes employés.
Afin de qualifier l'événement de Elm, en Suisse, du 11 septembre 1881 (**Fig. 1.01**), Heim (1932, Hsü 1975, 1978) emploie un certain nombre de termes allemands (**Tableau 1.01**).
Le terme *Trümmerstrom* est le plus fréquemment utilisé, et pourrait être traduit par "*debris flow*" ou lave torrentielle, déjà utilisé pour qualifier un autre phénomène gravitaire plus lent (Hsü 1978). **Sturzstrom** est le terme le plus adapté, faisant référence à l'étape de génération (par effondrement ou *collapse, sturz*) et à la phase de propagation (par écoulement ou *flow, strom*). Le principe est de parler de phénomènes à processus multiples de propagation. Le terme sturzstrom a depuis été largement repris (Heim 1932, Hsü 1975, 1978, 1990, Eisbacher 1979, Davies 1982, Melosh 1987, Yarnold 1993, Rightmer et Abbott 1996, Hungr et Evans 1996, Shaller et Smith-Shaller 1996, Schneider *et al.* 1999, ...).
Hungr *et al.* (2001) proposent une traduction de sturzstrom en **avalanche de roches**. Une définition stricte serait un écoulement extrêmement rapide de débris rocheux secs (Hutchinson 1988), initié par glissement ou écroulement, et formant des masses lobées ou allongées nécessitant des millions de tonnes de roches fragmentées (Varnes 1958, Hungr *et al.* 2001). Cela rejoint les observations faites à Elm (Hsü 1990) :

La montagne chute et génère une coulée de débris.

Figure 1.01 Carte illustrée du sturzstrom de Elm (11 septembre 1881, Suisse) avec les caractéristiques de l'écoulement rocheux dessiné par Heim (1932).

Tableau 1.01 Termes utilisés par Heim (1932) pour décrire le sturzstrom de Elm (Suisse), et leurs traductions en anglais et en français.

Termes allemands	Traduction anglaise	Traduction française
Trümmerstrom	*Debris flow* (Hsü 1978)	Lave torrentielle
Sturzstrom	*Collapse stream*	Effondrement-coulée
Schussstrom	*High speed stream*	Coulée rapide
Fallstrom	*Fall stream*	Ecroulement-coulée
Wurfstrom	*Jump stream*	Saut-coulée
Steinstrom	*Rock stream*	Coulée rocheuse
Blockstrom	*Block stream*	Coulée de blocs

L'avalanche de roches ne définit strictement que la phase d'écoulement. C'est pourquoi Mudge (1965) utilise les termes de *rockfall-avalanche* (écroulement-avalanche de roches) et *rock-slide-avalanche* (glissement-avalanche de roches). Référence est faite cette fois-ci aux étapes de génération et de propagation. Ces termes sont utilisés dans les références américaines (Mudge 1965, Cruden et Krahn 1978, Kojan et Hutchinson 1978, Voight 1978, …). L'écroulement (*rockfall*) est une chute libre d'un volume de roches détaché d'un escarpement, d'un versant ou d'une excavation (Sharpe 1938). Le glissement (*rockslide*) est un déplacement vers le bas, souvent rapide, d'un volume détaché de roches glissant le long d'une surface stratigraphique, d'un joint, d'une faille ou tout autre plan de séparation (Sharpe 1938).

Apparemment, la roche ne glisse pas – elle s'écoule
Heim (1932) à propos du cas de Elm, Suisse.

La **notion d'écoulement** est très importante. Elle indique que le corps fluide granulaire se déforme de manière irréversible lorsqu'il se déplace vers le bas (Iverson et Vallance 2001). Le matériau au cours du mouvement forme des structures fluides, ou a la possibilité de prendre la forme du réceptacle dans lequel il se déplace ou se dépose tel un liquide, néanmoins très visqueux. Ainsi, la mécanique des milieux granulaires et la mécanique des fluides sont utilisées pour comprendre, caractériser et modéliser la propagation de ces masses rocheuses.

Un mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses peut maintenant être décrit par un ensemble de caractéristiques :

- un matériau rocheux,
- un volume supérieur au million de m^3,
- une vitesse moyenne supérieure à 5 $m.s^{-1}$,
- un processus de génération,
- des processus de propagation, avec importance d'une possible étape en écoulement,
- une phase de dépôt.

1.1.2. Place des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses dans la classification des mouvements de versants

Il existe un certain nombre de classifications des mouvements de terrain, utilisant des critères différents. Une classification est définie pour réduire une multitude de phénomènes différents, mais apparentés, en quelques groupes facilement reconnaissables et utilisables sur la base d'attributs communs (Crozier 1986). Une bonne classification sera déterminée avec précision par ses paramètres dans des termes universels et non ambigus pour permettre une reproduction standardisée des résultats (Crozier 1986). Pour cette raison, aucun classement simple et idéal n'existe, car la plupart des instabilités de pente observées montrent des déformations complexes. Les classifications existantes sont très souvent focalisées sur une partie ou l'autre du mouvement, selon que l'on s'intéresse aux processus de rupture ou aux phénomènes sédimentologiques. La classification des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur est rendue difficile par les phases multiples de propagation.

Ce travail n'a pas pour but de critiquer les classifications existantes. On se contente de placer les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses dans les 3 classifications les plus couramment utilisées.

- **Classification de Varnes** (1978, Cruden et Varnes 1996)

La classification de Varnes (1958, 1978), la plus communément employée, présente deux entrées : le matériau mobilisé et le mode de génération (**Tableau 1.02**). On distingue pour les matériaux : la roche, les débris (sols grossiers) ou les sols fins. Le mouvement se fait par chute, basculement, glissement (en rotation ou en translation), expansion latérale, écoulement ou de manière plus complexe.

On se positionne dans la colonne consacrée aux mouvements de roches. Tous les types de déplacement sont envisageables à condition que la vitesse dépasse les 5 $m.s^{-1}$ (**Tableau 1.03**). Cette classification très simple et universelle ne tient compte que du processus de rupture. Ce mode de génération ne perdure pas forcément durant la propagation. Dans la majorité des cas, les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses doivent être classés dans la catégorie des mouvements complexes de la classification de Varnes (1978). L'absence d'évolution possible du mode de transport est l'aspect contraignant de cette classification, ne permettant pas de distinguer les différents types de mouvements de versant de grande ampleur.

On peut envisager une terminologie fonction de la finalité de l'étude, mettant l'accent sur la détermination du risque dans l'une des trois phases du transport : la génération, la propagation ou le dépôt.

Tableau 1.02 Classification de Varnes (1978).

Type de mouvement			Type de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossiers	Fins
Chutes			Écroulement rocheux *Rock fall*	Écroulement de débris *Debris fall*	Écroulement de terrain *Earth fall*
Basculements			Basculement rocheux *Rock topple*	Basculement de débris *Debris topple*	Basculement de terrain *Earth topple*
Glissements	rotation	Peu d'unités	Affaissement rocheux *Rock slump*	Affaissement de débris *Debris slump*	Affaissement de terrain *Earth slump*
	translation	Peu d'unités	Masse rocheuse en glissement *Rock block slide*	Débris en glissement *Debris block slide*	Terrain en glissement *Earth block slide*
	translation	Unités multiples	Glissement rocheux *Rock slide*	Glissement de débris *Debris slide*	Glissement de terrain *Earth slide*
Etalements latéraux			Etalement de roches *Rock spread*	Etalement de débris *Debris spread*	Etalement de terrain *Earth spread*
Écoulements			Avalanche de roches *Rock flow*	Lave torrentielle *Debris flow*	Coulée de terrain *Earth flow*
Complexes			Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux		

Tableau 1.03 Échelle de vitesse pour les mouvements de versant (d'après Varnes 1978, Cruden et Varnes 1996).

Classe de vitesse	Description	Vitesse ($m.s^{-1}$)	Vitesse typique
7	Extrêmement rapide	> 5	5 $m.s^{-1}$
6	Très rapide	> 0,05	3 $m.min^{-1}$
5	Rapide	> 5.10^{-4}	1,8 $m.h^{-1}$
4	Modéré	> 5.10^{-6}	13 $m.mois^{-1}$
3	Lent	> 5.10^{-8}	1,6 $m.an^{-1}$
2	Très lent	> 5.10^{-10}	16 $mm.an^{-1}$
1	Extrêmement lent		

- **Classification géotechnique de Hutchinson** (1977, 1988)

Cette classification est basée principalement sur la morphologie, avec prise en compte des processus, du matériau et du taux de déplacement (Hutchinson 1988). L'objectif immédiat est l'analyse de la stabilité (Crozier 1986). Distinction est faite entre 8 grandes catégories de mouvements de versants (**Tableau 1.04**) : le rebond, le fluage, l'affaissement, le glissement, les mouvements de débris, le basculement, la chute, et les mouvements de pente complexes. La multiplicité de catégories proposées par Hutchinson (1988) fait que les phénomènes gravitaires qui nous intéressent sont dispersés dans la classification. On relève notamment les glissements rocheux dans la catégorie "glissement de terrain", les sturzstroms dans la catégorie "mouvement de débris", ou encore les chutes de blocs.

Cette classification est donc difficilement utilisable dans le cas présent, inadaptée aux phénomènes rocheux de grande ampleur.

Tableau 1.04 Classification de Hutchinson (1988).

A. Rebond isostatique (*Rebound*)
   mouvements associés à
   1. l'excavation par l'homme
   2. l'érosion naturelle

B. Fluage (*Creep*)
   1. superficiel, principalement saisonnier
      - sol ou talus (non périglaciaire)
      - associé au gel ou à la gélifluction de débris granulaires
   2. profond, continu
   3. progressif, avant rupture
   4. après rupture

C. Affaissements de versants de montagne (*Sagging*)
   1. simples associés à la génération d'un glissement
      - rotationnels (essentiellement circulaire)
      - composés non circulaires (type listrique ou bi-planaire)
   2. multiples associés à la génération de deux glissements
      - rotationnels (essentiellement circulaire)
      - composés non circulaires (type listrique ou bi-planaire)
   3. associés à un basculement multiple

D. Glissements (*Landslides*)
   1. rupture confinée
      - de pentes naturelles
      - de talus artificiels
   2. rupture en rotation
      - glissements rotationnels simples
      - glissements rotationnels successifs
      - glissements rotationnels multiples
   3. ruptures composées (listrique ou bi-planaire)
      - rétrogressives (masse faiblement à très cassante)
      - progressives (rotation à l'arrière et translation au front)
   4. rupture en translation
      - de feuillets
      - de couches
      - de tourbes
      - rocheux (planaires, bloc, dièdre)
      - de débris (avalanches de débris, non périglaciaire)
      - de couches actives (périglaciaires)
      - ruptures soudaines en extension

E. Mouvements de débris de type écoulement (*flow-like form*)
   1. coulées de boue (mudslides)
      - feuillets
      - lobes (forme lobée ou allongée)
   2. coulées de boue périglaciaire (gélifluction des argiles)
      - feuillets
      - lobes (forme lobée ou allongée, actifs et anciens)
   3. glissements-coulées
      - matériaux sans cohésion
      - silts à forte porosité et faible cimentation
      - roches fragiles à forte porosité
   4. laves torrentielles (debris flows), débris humides
      - débris rocheux altérés non volcaniques
      - associées à des tourbières ou des marécages
      - associées aux volcans : lahars chauds ou froids
   5. sturzstroms, débris secs

F. Basculements (*Topples*)
   1. limités par des discontinuités pré-existantes
      - basculements simples
      - basculements multiples
   2. résultats de rupture en tension

G. Chutes (*Falls*)
   1. primaires, détachement de matériaux frais, chutes de roches ou de sols
   2. secondaires, remobilisation

H. Mouvements complexes de pente
   1. bombements de vallée (*cambering and bulging*)
   2. mouvements de pente de type bloc
   3. escarpements argileux abandonnés
   4. glissements évoluant vers le bas en coulées de boue ou écoulements
      - slump-glissements de terre
      - glissements argileux rotationnels et multiples
      - slumps dus au gel
   5. glissements causés par ruissellement
   6. glissements multiples en gradins
   7. glissements anciens avec plusieurs évolutions

- **Classification de Hungr et al. (2001)**

Plus récemment, Hungr *et al.* (2001) ont proposé une classification des mouvements de masse en écoulement, s'appuyant sur la classification de Varnes (1978). Leur principe est que le phénomène Mouvement de versant peut être divisé en un certain nombre de classes détaillées, dont l'une d'elle est la classe des mouvements en écoulement. Sur la base des vitesses, et du type de matériau, un certain nombre de termes sont proposés (**Tableau 1.05**). Pour les écoulements de roches, l'expression « avalanche de roches » est retenue, avec sturzstrom pour synonyme (Hungr *et al.* 2001). La roche initialement intacte est fragmentée, le matériau princi-

palement sec, et le volume supérieur à 10 000 m^3. La vitesse de déplacement est extrêmement rapide (>5 $m.s^{-1}$).

Il ne fait aucun doute que les avalanches de roches font partie intégrante des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses, mais loin d'être les seules. Il faut y ajouter les processus de glissement, d'écroulement, … non pris en compte par la classification de Hungr *et al.* (2001). Cette classification est donc insuffisante pour définir les phénomènes qui nous intéressent.

Tableau 1.05 Classification de Hungr *et al.* (2001).

Matériau	Teneur en eau	Conditions spéciales	Vitesse	Nom
Silt, sable, gravier, débris	Sec, humide ou saturé	- pas de pression interstitielle en excès - volume limité	Variable	Écoulement non liquéfié de silt, sable, graviers, débris
Silt, sable, débris, roche fragile	Saturé à la rupture	- matériau liquéfiable - eau constante	Extrêmement rapide	Glissement-coulée de silt, sable, débris, roche
Argiles sensibles	A la limite ou au-delà de la limite de liquidité	- liquéfaction in situ - teneur en eau constante	Extrêmement rapide	Glissement-coulée argileuse
Tourbe	Saturé	- pression interstitielle en excès	Lent à très rapide	Coulée de tourbe
Terre ou argile	Près de la limite de plasticité	- mouvements lents - écoulement cohésif (type glissement)	< Rapide	Coulée de terrain
Débris	Saturé	- chenal établi - teneur en eau en augmentation	Extrêmement rapide	Lave torrentielle
Boue	A la limite ou au-delà de la limite de liquidité	- coulée de débris à grains fins	> Très rapide	Coulée de boue
Débris	Présence d'eau libre	- inondation	Extrêmement rapide	
Débris	Partiellement ou totalement saturé	- chenal non établi - zone source superficielle	Extrêmement rapide	Avalanche de débris
Roche fragmentée	Variable, principalement sec	- roche intacte à la source - volumes très grands	Extrêmement rapide	**Avalanche de roches**

Un des objectifs de ce travail sera de proposer une classification propre aux mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.

1.2. Le phénomène "Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses"

1.2.1. Introduction

Le mouvement gravitaire rapide d'une grande masse rocheuse consiste en un déplacement d'un volume rocheux défini depuis la zone-source (future « niche » d'arrachement) jusqu'à la zone d'arrêt (dépôt). Le bilan d'énergie se calcule en terme de consommation d'énergie poten-

tielle disponible au départ, et transformée tout au long du parcours en frottements, fragmentation, etc … Le mouvement peut être décomposé en trois étapes : **la génération** (mise en route du système), **la propagation** (phases d'accélération et de décélération) et **le dépôt** (arrêt de la masse rocheuse). Plusieurs facteurs interviennent tout au long de ces trois étapes, favorisant l'instabilité du versant, sa mobilité et son dépôt en fond de vallée.

1.2.2. La génération

La génération d'un mouvement gravitaire fait passer la masse rocheuse de l'état stable à celui d'instabilité active (**Fig. 1.02**). Ce passage du versant vers le mouvement résulte de l'action de **facteurs de préparation**, disposant la pente à la rupture. Par la suite, le mouvement s'initie par action de **facteurs déclenchants**. Tout au long de l'étape de génération, les **facteurs de prédisposition** conditionnent le mouvement en contrôlant sa forme, sa durée et son extension, mais également la première phase de la propagation.

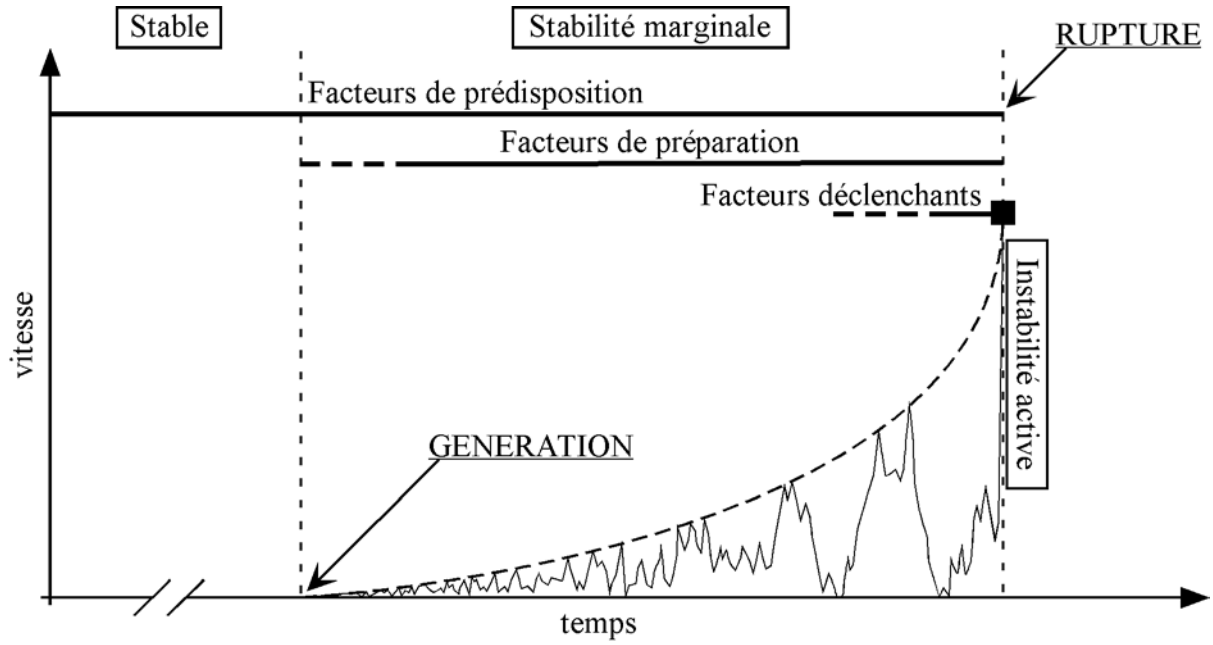


Figure 1.02 Illustration de l'étape de génération par un graphique des vitesses de déplacement en fonction du temps.

L'instabilité du versant (voir **Fig. 1.03**) est régie par les forces qui tendent à engendrer le mouvement (ex : le poids de la roche) et les forces d'opposition au déplacement (ex : le frottement). D'où l'expression du facteur de sécurité (F) pour le glissement plan (pour des mécanismes géométriquement plus complexes, on peut définir d'autres types de coefficients de sécurité) :

$$\mathrm{F} = \frac{\text{Force résistante maximum}}{\text{Force motrice}} = \frac{C \cdot L + (W \cdot \cos\beta - U) \cdot \tan\varphi}{W \cdot \sin\beta + k \cdot W} \qquad [1\text{-}1]$$

Si F>1, on a la stabilité. Si F<1, la rupture se produit. W, β et L sont respectivement le poids de la colonne de roches, l'angle de la pente et la longueur de l'interface entrant en rupture. L'**angle de frottement** φ joue un rôle essentiel, il dépend de la qualité de la roche mobilisée.

La **cohésion** *C* apporte une résistance supplémentaire, mais sa contribution aux forces résistantes est faible lorsque l'épaisseur du bloc glissant est importante. L'**action de l'eau** est très fortement déstabilisatrice en apportant une force résultante des pressions hydrauliques *U* et diminuant en conséquence la résistance par frottement. Une **action dynamique** liée à un séisme ou à un tir de mine peut être très déstabilisatrice, tout spécialement pour des petits volumes pour lesquels des amplifications sismiques en rapport avec des effets de sites de nature topographique peuvent justifier des coefficients sismiques *k* élevés (Cojean 1998).

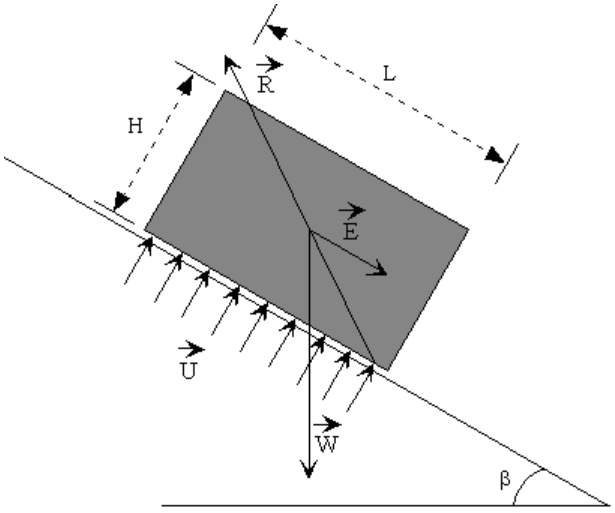


Figure 1.03 Équilibre d'un bloc sur une pente. W est le poids du système, R est la réaction du support et E est l'accélération sismique. U est la force résultante des pressions hydrauliques aux limites du système.

Les processus de déstabilisation peuvent également être groupés en :

- **phénomènes lents**, nécessitant une longue période de temps pour affecter le versant (altération, tectonique, …). Ce sont les facteurs de préparation.
- **phénomènes rapides**, à temps d'action très court prenant part à la rupture (séismes, fortes pluies, surcharge, …). Ce sont les facteurs déclenchants.

A ces facteurs externes inhérents au climat, à la zone géographique, etc … s'ajoutent des facteurs internes, propres au massif rocheux et aux caractéristiques le prédisposant au mouvement.

a) Facteurs de préparation

Les mouvements gravitaires ne se font pas instantanément, mais résultent d'une longue et intensive préparation progressive de la pente (Heim 1932). Dans le cas des roches indurées, les facteurs qui régissent le passage à la rupture sont différents de ceux observés dans le cas des matériaux non consolidés. La structure géologique du massif rocheux est susceptible d'isoler un volume de roches. L'action des facteurs de préparation sur ce volume de roches le fait passer à un état de stabilité précaire. Il s'agit de diminuer la cohésion de la roche le long des discontinuités pré-existantes, ou d'affecter la structure même du massif rocheux.

- Facteurs géologiques

Les facteurs géologiques, intrinsèques au massif rocheux, affectent sa stabilité et son évolution par la présence de matériaux fragiles, sensibles, altérés, cisaillés ou fissurés.

Les formations salifères, argileuses ou marneuses sont sensibles aux variations excessives de teneur en eau ou aux sollicitations dynamiques. Ces matériaux faisant partie intégrante du massif rocheux présentent des contrastes de perméabilité ou de rigidité, concentrant les déformations. Ce sont des **matériaux favorables** à la rupture des instabilités de pente avec de nombreux exemples dans les Alpes en France (Pilot et Durville 1988), en Italie (Govi 1988) ou en Suisse (Schindler 1988). Les terres noires forment également de grands glissements-coulées près de Barcelonnette en France (Le Mignon et Cojean 2002).

L'altération est un processus lent, faisant intervenir les conditions climatiques, et en particulier l'eau, affectant les minéraux. Tous les types de roches peuvent être altérés au cours des temps géologiques. La production d'argiles est un exemple d'altération des roches avec un impact négatif sur la stabilité des pentes. Les matériaux pyroclastiques, initialement fragiles, subissent une altération météorique rapide en smectites (Siebert 1984), dont les niveaux sont sensibles à tout apport d'eau. De nombreuses ruptures de flancs de volcans résultent de l'apparition d'un niveau sensible.

La tectonique modifie les caractéristiques de la roche par le jeu de failles ou la formation de plis. Ces déformations de la roche conduisent à l'apparition de zones de cisaillement ou de simples fractures réduisant la taille moyenne des blocs. La conséquence directe est une transformation du comportement du matériau, avec déplacements possibles le long de ces niveaux particuliers. C'est l'exemple des mylonites dans le versant du Vaïont en Italie (Semenza et Ghirotti 2000).

- Facteurs géomorphologiques

La stabilité d'un versant découle également de la zone géographique où il se situe, et de son histoire quaternaire. Ces facteurs sont responsables de la morphologie du versant, notamment de sa pente. Il s'agit de phénomènes tectoniques et volcaniques, glaciaires ou d'érosion superficielle, voire profonde. Ils influent sur le poids de la masse rocheuse, par surcharge, ou sur sa résistance par frottement, en rapport avec la pente du versant.

Le **soulèvement tectonique** apparaît au niveau des zones de compression, aux frontières ou au sein de plaques lithosphériques, en formant des chaînes de montagne. L'amplitude du soulèvement est plus ou moins importante en fonction des vitesses de rapprochement. Ces vitesses sont estimées à 1,5 mm par an pour la surrection des Alpes, et jusqu'à 5 cm pour l'Himalaya.

Les processus d'érosion et de dénudation sont d'autant plus intenses que les vitesses de soulèvement sont élevées (Habib 1990). Le soulèvement continu a pour principal effet de rendre les pentes de plus en plus fortes. Sous certaines conditions, une déformation purement tectonique (nappe de charriage) peut évoluer en effondrement gravitaire, avec une limite floue entre ces deux processus (Hsü 1969a, 1969b, Dramis et Sorriso-Valvo 1994). Le retour aux pentes d'équilibre est par conséquent un phénomène plus ou moins rapide, continu et constant.

Concernant les volcans, l'arrivée de magma dans la chambre amène un gonflement des versants, passant d'une forme concave à convexe avec augmentation des pentes et surcharge gravitaire. Il en résulte une déstabilisation du matériau souvent très fragile.

La dernière glaciation du Würm (80 000 à 10 000 ans BP) est responsable de la morphologie actuelle de beaucoup de régions, en particulier les grandes vallées en auge des Alpes. La disparition des glaciers enlève un appui aux pentes devenues raides, autorisant le **rebond post-glaciaire**. Des diaclases s'ouvrent à cause de la détente de la montagne, avec une intensification de la sismicité locale et régionale. Le résultat est une période très accentuée d'instabilités de pente vers la fin de l'ère glaciaire. On note que la plupart des produits résultant de cas similaires antérieurs ont été érodés (Ballantyne 2002).
Le versant, siège de l'écroulement de Randa (avril-mai 1991, Suisse), présentait des parois parmi les plus raides, les plus massives et apparemment les plus proches du modelé glaciaire (**Fig. 1.04**) de toute la vallée de Zermatt. Noverraz et Bonnard (1991) ne notent pas de facteur déclenchant ou de cause directe, mais sans doute une lente progression de l'altération fissurale dans les gneiss, phénomène retardé de la fin du Würm. La déformation du versant sud du Mont-Sec à l'origine des Ruines de Séchilienne (**Fig. 1.05**) témoigne plus d'une rupture interne du massif rocheux que d'un glissement général du versant (Rochet *et al.* 1994). Ces déformations sont à mettre sur le compte des épisodes glaciaires, en particulier les étapes successives d'avancées et de reculs du glacier du Würm. L'effet conjugué, mais non simultané, de la suppression de butée latérale, de l'augmentation des pressions interstitielles liées à la fusion de la glace et de l'augmentation de la **fatigue des massifs** donne naissance aux instabilités qui se développent par la suite au sein du versant.

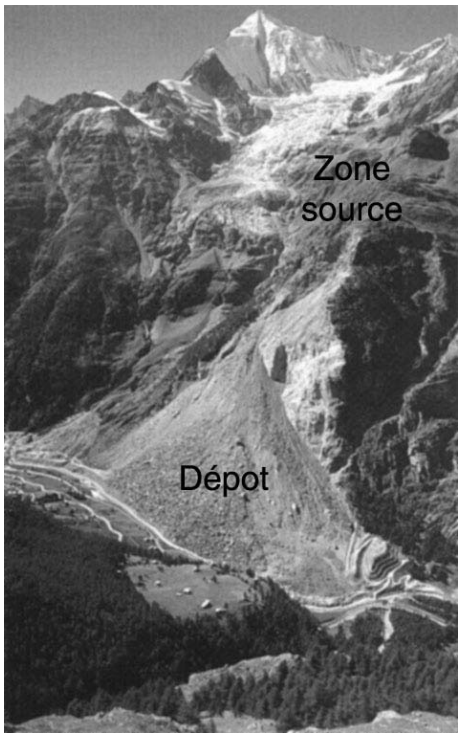


Figure 1.04 Vue de l'écroulement de Randa (Photographie tirée du site du Crealp : *www.crealp.ch*).

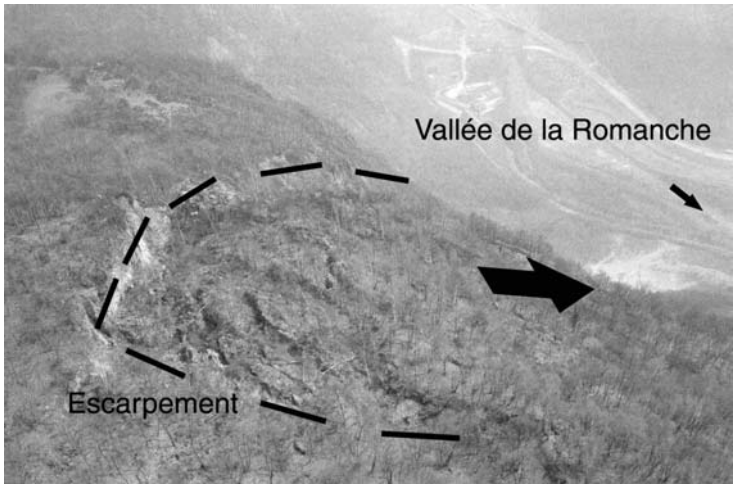


Figure 1.05 Vue des désordres au sommet des Ruines de Séchilienne (Anonyme 2001).

L'érosion du versant, d'origine climatique, ameublit la structure du massif rocheux ou sa forme (Palmquist et Bible 1980). L'eau est le principal agent destructeur de la roche, par des actions climatiques (dissolution) ou physiques (chenalisation). Peuvent également se créer des

surcharges, par dépôt de matériaux sur la pente (l'avancée d'un glacier, de sa moraine) ou par dépôt de matériaux juvéniles sur les flancs d'un volcan (van Wyk de Vries *et al.* 2001).
A la suite du dernier épisode glaciaire, les fleuves, les rivières et les torrents ont repris les produits d'érosion glaciaire et érodé à nouveau les versants et les fonds de vallée. La soustraction de matériaux en bas de pente modifie les contraintes au sein du versant, affectant sa stabilité. Les phases successives d'incision par les rivières prédisposent donc le versant à la rupture (Palmquist et Bible 1980). Cela se caractérise par une perte de butée frontale érodée par les fleuves ou les vagues d'un plan d'eau. On peut citer l'exemple du glissement ancien (Pléistocène) de Craigieburn en Nouvelle-Zélande, réactivé par l'érosion du pied de pente par la rivière Mantaro (Whitehouse 1981). Les torrents sur les pentes peuvent éroder les bordures latérales, en formant un volume susceptible de devenir instable (Rochet *et al.* 1994).
L'eau de surface affecte certains minéraux de la roche, aboutissant à une hydrolyse ou à une transformation minéralogique dont le produit est mécaniquement faible (argiles), donc à une déstructuration profonde de la roche. Un exemple célèbre est celui du massif calcaire du Platé (Haute-Savoie, France). Cette vallée a depuis longtemps subi les mouvements de versant sur la totalité de son talus jurassique, avec infiltration des eaux dans un réseau karstique où les fissures calcaires sont les conséquences normales de la distribution des contraintes (Goguel et Pachoud 1978). Cela aboutit à une ouverture des diaclases, de nombreux lapiaz, une infiltration de toutes les eaux, une évolution discontinue des parois avec de grands écroulements multiséculaires, mais aussi à des glissements continus et à des coulées boueuses (Goguel et Pachoud 1978).
Le retrait de la végétation par sécheresse, incendie ou déforestation a un rôle limité sur la stabilité d'un massif rocheux. Cependant, l'absence de végétation favorise l'écoulement de l'eau et favorise son action destructrice. L'Asie du Sud-Est est affectée par de nombreuses instabilités de pente en période de mousson, suite à une déforestation accrue de la forêt tropicale (Paul *et al.* 2000).

- Facteurs physiques

Les facteurs physiques préparant le massif rocheux à la rupture peuvent également être des facteurs déclenchants de la rupture. La difficulté de compréhension des processus de rupture fait que la limite est encore floue entre ces deux types de facteurs.
Les facteurs physiques résultent de phénomènes climatiques extrêmes (pluies intenses, fonte rapide des neiges, crue, grande marée) ou d'activités géologiques de grande ampleur (éruption volcanique, tremblement de terre). Une succession de ces phénomènes prépare le versant à la rupture sans l'induire. Par la suite, ce même phénomène, parfois d'intensité moindre, engendre la rupture. Mais sans la préparation, la rupture n'aurait pas pu avoir lieu. C'est l'effet répété qui agit sur la masse vulnérable au point d'amener la rupture (Pariseau et Voight 1978), par **effet de fatigue**.
Les facteurs physiques de préparation étant de nature identique aux facteurs déclenchants, leur description sera faite ultérieurement.

- Facteurs anthropiques

Les cas où l'activité humaine est la cause principale ou unique des mouvements de terrain sont plutôt exceptionnels, surtout lorsque de grandes masses rocheuses sont mobilisées. L'instabilité est généralement préexistante, ranimée par des interventions à conséquences défavorables. Des cas tristement célèbres existent pourtant, résultat de l'excavation de la pente ou de son pied, d'une surcharge, d'une descente rapide du niveau d'un lac, d'une déforestation, de l'irrigation, de l'exploitation minière (vibrations artificielles) ou de l'écoulement des eaux usées (Cruden et Varnes 1996).

Le 10 septembre 1881, 10 millions de m^3 de schistes ont enseveli une partie du village de Elm et tué 115 personnes (voir **Fig. 1.01**). L'ardoise était exploitée imprudemment. **L'excavation** avait atteint 50 m de profondeur lorsque les désordres apparurent. Un expert rassura la population après une inspection rapide, mais la montagne s'effondra le jour suivant (Hsü 1978). **L'exploitation minière** est également à l'origine de l'événement de Frank (**Fig. 1.06**) au Canada le 29 avril 1903 (McConnell et Brock 1904, Cruden et Hungr 1986).

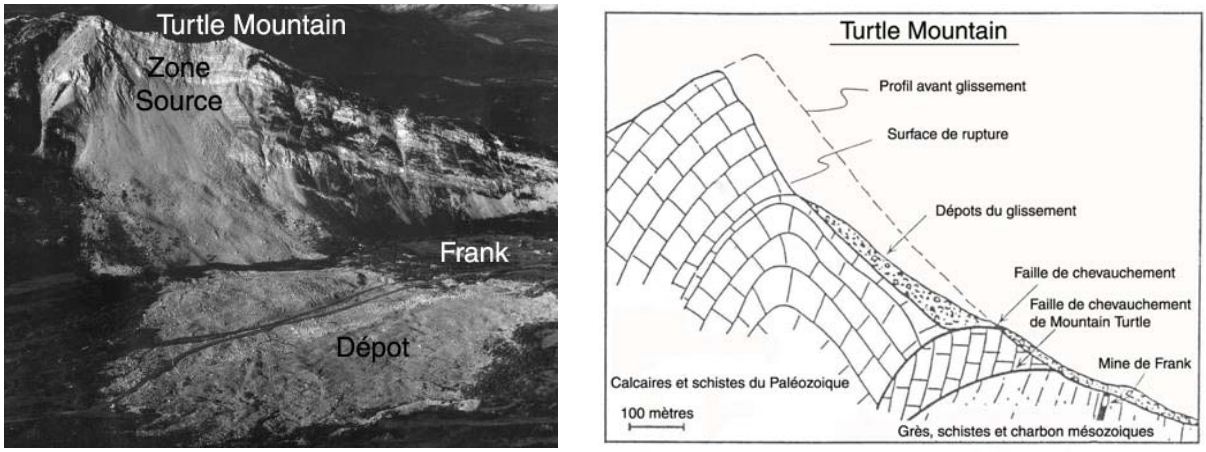
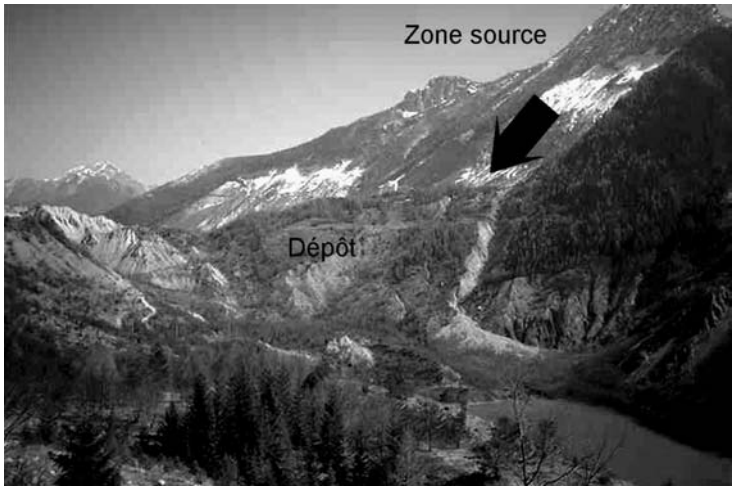


Figure 1.06 Vue (photographie Oldrich Hungr : *www.science.ubc.ca/~geol351/imgset.html*) et coupe (Benko et Stead 1998) de la zone source et des dépôts du glissement rocheux de Frank (29 avril 1903, Canada).

Le glissement du Vaiont en Italie (**Fig. 1.07**) le 9 octobre 1963 est le résultat de la réactivation d'un ancien glissement, par la **montée du niveau des eaux d'une retenue artificielle** (Müller 1964, Semenza et Ghirotti 2000). Dès 1960 et la mise en eau du barrage, les déplacements du versant avaient été mesurés. Le 4 novembre 1960, un premier glissement de 700 000 m^3 avait alerté les responsables. Une vidange partielle du lac fut décidée. Lors de la remise en eau, l'année suivante, on crut avoir maîtrisé les vitesses de déplacement. Mais le versant de 250 millions de m^3 céda à l'automne 1963 (Müller 1964).

Le glissement de Mayunmarca au Pérou a mobilisé 1 km^3 de grès en avril 1974, tuant environ 451 personnes. Au vu de la grande taille du bassin versant et des nappes souterraines connectées sous l'altiplano, **l'irrigation, l'agriculture et les exploitations du sol** ont eu un effet générateur du glissement à la fin de la saison des pluies (Kojan et Hutchinson 1978).



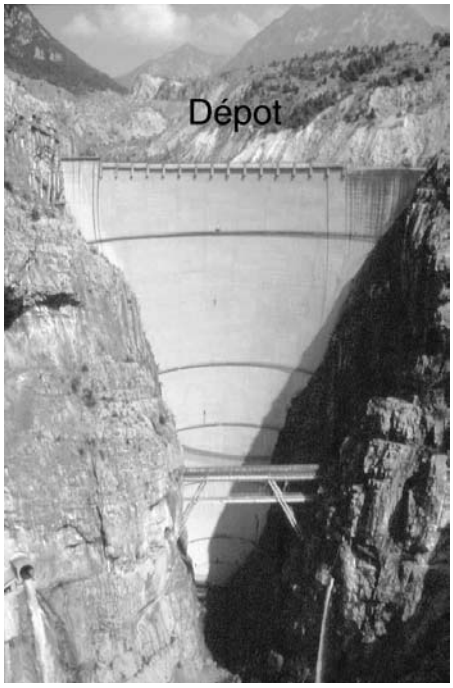


Figure 1.07 Vues du glissement du Vaiont et du barrage préservé (photographies de E. Bromhead : *www.sci.port.ac.uk/geology/stuff/ dpetley/images/enggeolprac,* et R. Cojean).

b) Facteurs déclenchants (et/ou facteurs physiques de préparation)

Les mouvements de terrain peuvent avoir plusieurs causes (Alexander 1992, Cruden et Varnes 1996), mais ne résultent que d'une action déclenchante (Varnes 1978). Par définition, le déclenchement est lié à un stimulus externe (pluie intense, tremblement de terre, éruption volcanique, ou érosion rapide) à l'origine d'une réponse presque immédiate du versant par augmentation rapide des contraintes ou par réduction de la résistance du matériau (Wieczorek 1996). Une cohésion substantielle est nécessaire pour supporter une masse rocheuse reposant sur une discontinuité inclinée. La destruction de cette cohésion par altération de la roche induit la rupture (Cruden 1985).

- Éruption volcanique

L'évolution historique d'un volcan est une succession de phases de croissance et de phases d'érosion plus ou moins catastrophiques. 3 catégories de phénomènes peuvent générer ces effondrements volcaniques (Siebert 1984, Ui 1985, Francis et Self 1987).

Les renflements et l'activité hydrothermale fragilisent la roche, augmentent le taux de déformation et permettent la rupture en modifiant la pression de pores de l'édifice et en altérant la roche en argiles (Stoopes et Sheridan 1992, Kerle et van Wyk de Vries 2001, van Wyk de Vries *et al.* 2001).

Les explosions et les séismes déforment le cœur de l'édifice volcanique en provoquant une fragmentation, pouvant aboutir à l'éjection de matériaux anciens hors du cône (Siebert 1984), ou à une possible éruption volcanique (Francis et Self 1987).

L'effondrement peut être purement gravitaire, de type graben ou caldeira, ayant les mêmes causes qu'un mouvement de versant non volcanique, et dépressurisant le cône volcanique.

Il semblerait que les effondrements gravitaires de volcan soient les phénomènes les plus courants, mais que les explosions produisent les cas les plus volumineux (Siebert 1984). Les dépressions obtenues ont une grande profondeur, formant un rentrant important comparé à la

longueur relative de la dépression (Siebert 1984). L'intrusion de magma dans le cryptodôme a un effet néfaste sur la stabilité en dilatant le versant et en réduisant sa résistance. C'est l'exemple de l'éruption du Mont St-Helens le 18 mai 1980 au USA (Voight *et al.* 1983, Donnadieu *et al.* 2001, **Fig. 1.08**).

Figure 1.08 Vue du volcan et d'une partie des débris de l'avalanche de roches du Mont St-Helens (photographie du site de l'USGS : *www.vulcan.wr.usgs.gov/volcanoes/MSH*).

- Secousses sismiques

Suscitant depuis longtemps l'interrogation des scientifiques, il est à présent clairement établi que les **tremblements de terre** sont à l'origine de mouvements gravitaires (Keefer 1984, 1994). Certaines corrélations montrent en effet l'activation catastrophique de glissements lents lors d'un séisme (Pariseau et Voight 1978). Un groupe de mouvements de terrain en Nouvelle Zélande, par exemple, suivant une large répartition géographique, montre une synchronisation étonnante (Crozier *et al.* 1995). La seule hypothèse valable est celle du séisme.

Dans un sol avec cohésion, il apparaît que l'augmentation de la pression de pores due aux tremblements de terre diminue la résistance au cisaillement du sol. Cette augmentation de la pression interstitielle tend à répondre fortement aux sollicitations dynamiques apportées par les ondes S (Ochiai *et al.* 1985). Plusieurs paramètres doivent être pris en considération : **la profondeur du foyer, la magnitude, l'angle d'incidence par rapport au versant, etc …** (Tibaldi *et al.* 1995).

Le 17 août 1959, le tremblement de terre du lac Hebgen aux USA, de magnitude 7.1, a engendré beaucoup de petits glissements, d'avalanches de débris et des écroulements. Le grand glissement de Madison (20 millions de m^3 de schistes, gneiss et dolomite, **Fig. 1.09**) est associé à ce séisme (Hadley 1978). Selon les témoins, le glissement s'est initié soudainement et immédiatement après la première et plus forte vibration du tremblement de terre. La subsidence tectonique semble avoir contribué à générer le glissement (Hadley 1978).

Le 9 janvier 1965, un glissement de 47 millions de m^3 de roches sédimentaires a détruit une partie de l'autoroute, au sud de la ville de Hope au Canada (**Fig. 1.10**). Les conditions météorologiques et hydrologiques ne semblent pas avoir eu une grande importance. Mais deux tremblements de terre de magnitude 3.2 et 3.1 ont été enregistrés au moment du déclenchement d'avalanches de neige et du glissement majeur. Ils sont considérés comme le facteur principal de déclenchement de ces phénomènes (Matthews et McTaggart 1978).

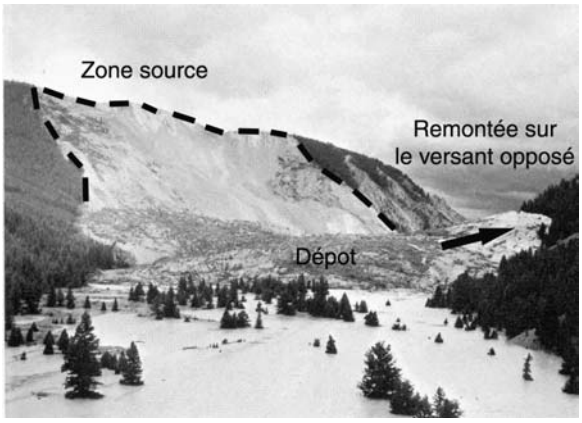


Figure 1.09 Vue du glissement rocheux de Madison Canyon aux Etats-Unis (photographie de l'U.S.Forest Service, Hadley 1978).

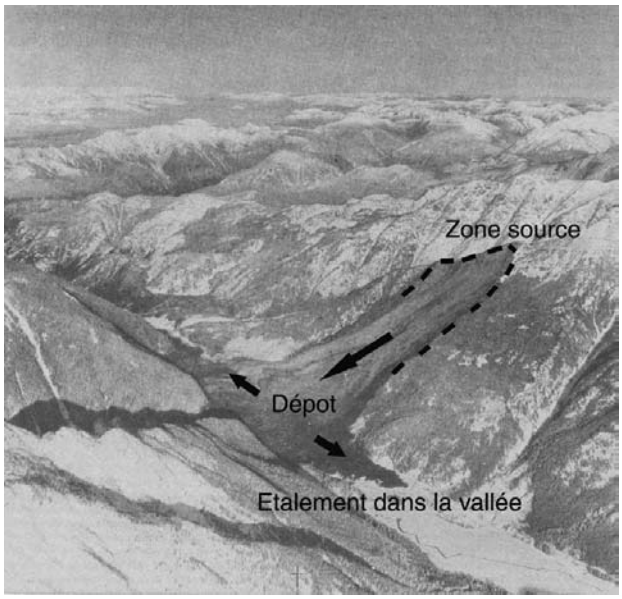


Figure 1.10 Vue aérienne oblique du glissement de Hope au Canada (photographie du Département des Autoroutes de Colombie Britannique, Bruce et Cruden 1977).

D'autres nombreux exemples peuvent être cités comme Nevado Huascaran au Pérou (Ericksen et Plafker 1970), Craigieburn (Whitehouse 1981) ou Mont Cook (McSaveney *et al.* 1992) en Nouvelle Zélande, Sherman Glacier en Alaska (McSaveney 1978), Ontake au Japon (Sassa 1987), Mont Colonel Foster au Canada (Evans 1989a), …

Une dernière question subsiste concernant les vibrations induites par le mouvement gravitaire rapide de grande ampleur. Le séisme peut être responsable de l'effondrement, mais celui-ci est aussi à l'origine de vibrations (Matthews et McTaggart 1978, Voight *et al.* 1983).

- Rôle de l'eau

Le rôle de l'eau comme déclencheur est prépondérant dans la plupart des cas, mais reste difficile à mettre en évidence. L'activité sismique régulière a déstabilisé fortement le versant de Gros Ventre aux USA, mais insuffisamment pour enclencher la rupture. Ce n'est pas le cas le 25 juin 1925 lorsque les argiles étaient saturées (Voight 1978). Aucun facteur direct n'a été mis en évidence pour l'écroulement de Randa (Suisse), mais l'eau semble avoir joué un rôle important (Noverraz et Bonnard 1991).

L'eau affecte la stabilité du versant par la pression interstitielle, par une saturation des niveaux sensibles, aboutissant ainsi à une perte de cohésion. Il convient d'analyser les processus hydrologiques dépendant du régime pluviométrique et de la fonte des neiges, du taux d'eau s'échangeant au niveau des dépôts superficiels et des formations rocheuses, ainsi que l'évapotranspiration.

On note un certain temps de latence entre les pluies et la rupture des versants d'un jour à de nombreux mois. Il s'agit d'un problème de saturation du versant, et de son temps de réponse face à la mise sous pression. **Les précipitations** sur les deux précédentes années peuvent avoir leur importance.

La fonte des neiges peut avoir un rôle dans la saturation du versant, mais également être le moteur du mouvement par les importantes circulations d'eau qu'elle entraîne (Vibert *et al.*

1988). On peut reprendre l'exemple du Mont St-Helens aux USA où une forte teneur en eau, résultat de la fonte des neiges, existait au moment de la rupture (Voight *et al.* 1983). La variation saisonnière des vitesses en fonction de la fonte des neiges est mise en évidence à La Clapière (Blanc et al. 1987, **Fig. 1.11**).

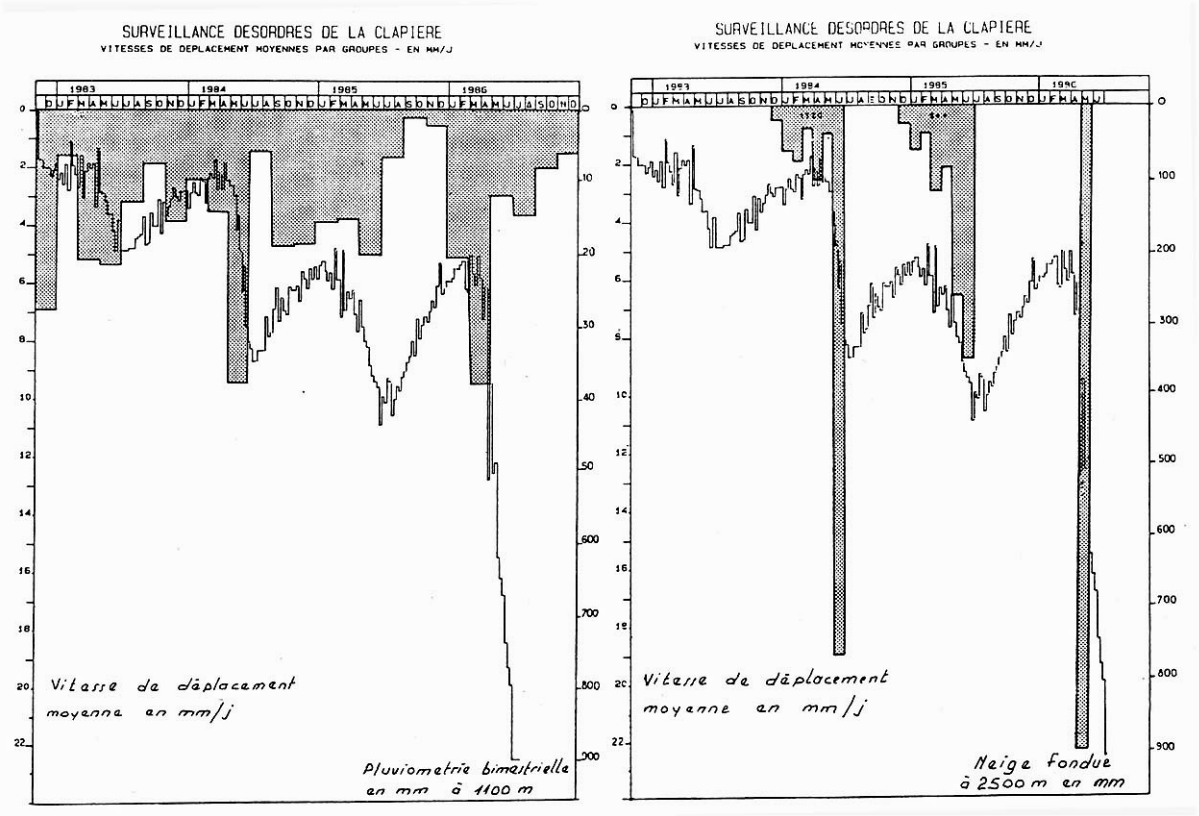


Figure 1.11 Graphiques illustrant les corrélations entre les vitesses de déplacement des désordres du versant de La Clapière (France) et la pluviométrie ou la fonte des neiges (d'après Rochet *et al.* 1994).

Les tempêtes produisent des pluies intenses sur une courte période de temps, ou des pluies d'intensité limitée sur une longue durée (Wieczorek 1996). 3 facteurs sont importants : l'intensité de la tempête, la quantité de pluies et la durée de la période de tempête (Paul et al. 2000). L'effet ne sera pas le même si la tempête intervient après une longue période de pluies ou au début de la saison pluvieuse. L'écroulement du Val Pola en Italie fait suite à 5 jours de pluies soutenues (Govi 1989). L'ouragan Mitch, qui a affecté l'Amérique Centrale en 1998, accompagné de nombreuses précipitations, est à l'origine de l'avalanche de débris de Casita au Nicaragua (Kerle et van Wyk de Vries 2001).

L'eau produit également des **effets physiques** directs et indirects sur la stabilité des pentes et sur la rupture. L'érosion du pied de pente ou la variation du niveau d'un plan d'eau (exemple du Vaïont en Italie) ont des effets directs aboutissant à la rupture. Les cycles gel-dégel et gonflement-rétrécissement des roches entraînent une perte substantielle de cohésion (Cruden 1985), avec une fatigue des matériaux et la circulation d'eau (Rochet *et al.* 1994).

- Surcharges

Le déclenchement peut intervenir en jouant directement sur la force motrice par effet de surcharge gravitaire. Cette surcharge résulte d'un **stockage naturel** de matériaux sur le versant

instable (dépôts torrentiels, glaciaires, …) ou de **l'activité anthropique** (constructions, mise en eau de barrage, …). Les effets de surcharge sont courants en domaine volcanique avec apport de matériaux juvéniles sur les flancs de l'édifice volcanique.

c) Facteurs de prédisposition

Les facteurs de prédisposition sont inhérents au massif rocheux, à sa structure et à ses caractéristiques lithologiques. Ils affectent le versant sur une période de temps très longue. Ainsi, ces facteurs prédisposent la pente au mouvement lent ou à la rupture. Leur description aurait pu être faite avant les facteurs de préparation.

Tous les versants fluent sous l'effet de la gravité, à une vitesse plus ou moins importante. Le cas le plus favorable est celui de la réactivation d'un mouvement de versant avorté (Matthews et McTaggart 1978, Voight 1978, Whitehouse 1981, Azzoni *et al.* 1992).

Tous les versants sont donc susceptibles d'aboutir à une rupture brutale. Cependant, les structures particulières du massif rocheux autorisent cette rupture. Des secteurs précis de fronts de montagne présentent des caractéristiques topographiques, géomorphologiques, pétrologiques et structurales distinctes qui, individuellement ou en combinaison, favorisent la rupture des versants et la génération de mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses. C'est l'existence de **structures particulières inclinées favorablement par rapport à la pente** qui permettent ces déplacements (Cruden 2000, **Fig. 1.12**). Il peut s'agir de la stratification, de la schistosité, de la foliation, de joints, de diaclases ou de failles. Ces discontinuités majeures conditionnent la plupart du temps le processus de génération. L'action des facteurs de préparation, le long de ces discontinuités ou, la plupart du temps, sur la roche elle-même, induit une déformation interne du massif rocheux, disposant peu à peu le versant à la rupture.

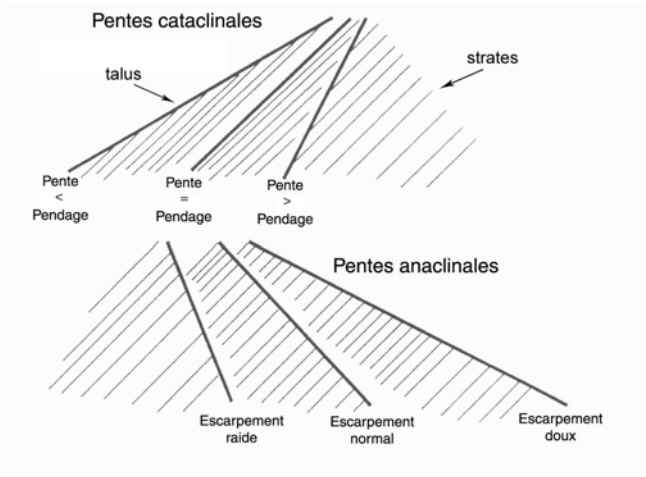
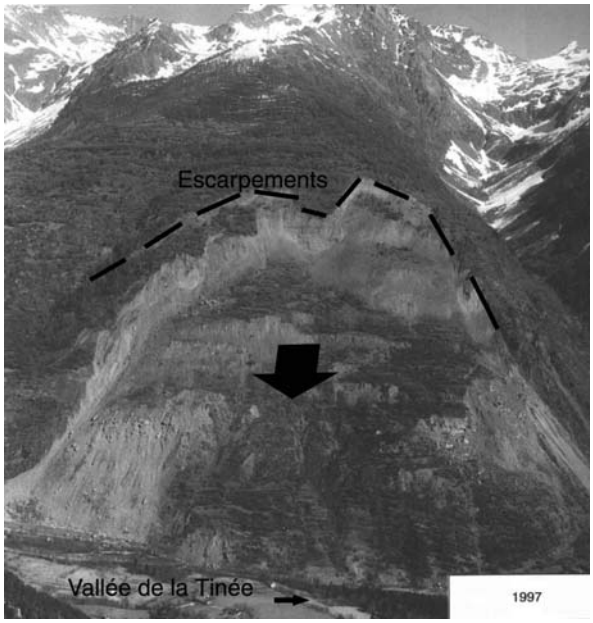


Figure 1.12 Illustrations des relations entre le pendage des discontinuités et la pente des versants (d'après Cruden 2000).

La disparition naturelle (ex : dissolution du gypse) ou artificielle (exploitation souterraine totale type charbon) d'un niveau rocheux sous-jacent peut induire des **affaissements** (Antoine 1992). Le basculement ou la torsion des blocs rocheux incline les têtes de couches en direction de la vallée, par un mécanisme dit de **fauchage gravitaire** (Antoine 1992, **Fig. 1.13**). Il en résulte une dislocation complète du versant susceptible d'induire à long terme un glissement plan ou circulaire. Une perte de butée a des effets dilatants sur un versant, avec pour

conséquence un **tassement** en partie sommitale du versant sans surface de rupture nette au sein de la masse déstabilisée (Antoine 1992, voir **Fig. 1.05**).



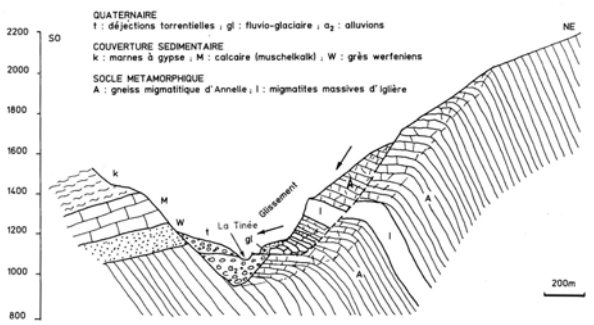


Figure 1.13 Vue et coupe interprétative des déformations du versant de La Clapière dans la vallée de la Tinée en France (d'après Follacci 1987, 1999).

Cela signifie une perte totale de cohésion, et donc un mouvement lent plus ou moins continu du massif rocheux. On peut observer une rotation de blocs fracturés à la base (Eisbacher 1979, Pariseau et Voight 1978, **Fig. 1.14**). Ce **fluage** (*creep*) se produit sur une période de temps très longue, avec une vitesse dépendant des apports d'eau, qui vont provoquer des fissures, et aboutir à la rupture (Mahr et Nemcok 1977, Voight 1978, Voight *et al.* 1983, Chigira 1985, Shaller 1991a, Chigira et Kiho 1994, Evans *et al.* 1996).

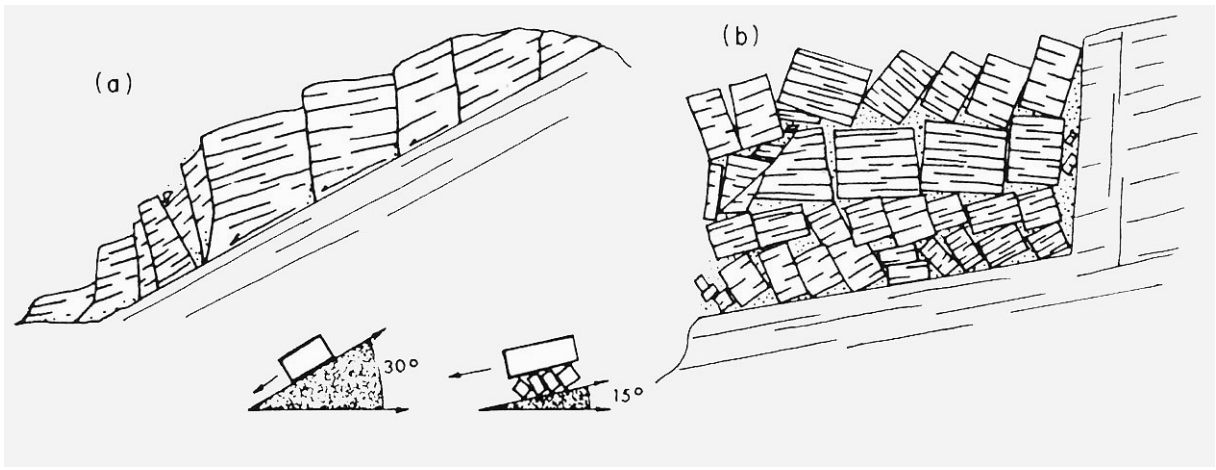


Figure 1.14 Illustrations de deux modes de rupture de versant. (a) le glissement plan ; (b) le basculement d'un massif fracturé avec glissement de la partie supérieure (d'après Eisbacher 1979).

1.2.3. Phase de propagation

La génération fait passer le massif rocheux d'un état stable à l'état d'instabilité active (voir **Fig. 1.02**). La propagation est l'étape suivante, une fois la rupture produite. Les effets du déplacement sur la masse rocheuse vont entraîner une modification de ses caractéristiques, en

particulier la **transformation du massif rocheux d'un état cohérent semi-rigide en un assemblage de grains hétérogènes en taille**. Il en résulte une modification du comportement (mode de transport) au cours du parcours. La rhéologie nouvelle est généralement de type fluide (avalanche de roches) avec une moindre consommation d'énergie. Les irrégularités de la topographie et les relations avec le substratum influent directement sur la capacité de la masse rocheuse à parcourir de grandes distances. Ce sont, avec l'aspect comportemental de la masse rocheuse, les **facteurs de mobilité**. L'effet de volume joue également un rôle sur le développement du phénomène, en permettant la mise en place de **processus de réduction granulométrique** au cours du déplacement.

a) Processus de propagation

La masse rocheuse mobilisée subit les nombreux obstacles rencontrés sur son parcours. De nombreux facteurs doivent être pris en compte lors de l'analyse de la propagation d'un événement gravitaire rapide de grande ampleur, pour l'estimation de sa distance de parcours. La morphologie du corridor d'écoulement, la nature du substratum, l'incorporation d'eau ou de débris, les phénomènes d'érosion ou de dépôt, la composante rigide, la déformabilité, … (Couture *et al.* 1997, 1998b) sont autant de critères pouvant intensifier ou réduire la mobilité de ces masses rocheuses. De manière générale, on note une augmentation de la distance de parcours avec l'augmentation de l'énergie par unité de volume (Couture *et al.* 1998b). Plus la hauteur de chute est grande, plus la quantité d'énergie disponible est élevée, plus la distance parcourue sera importante (**Fig. 1.15**).

$$\Delta E_T(t) = \Delta E_p(t) + \Delta E_k(t) + \Delta E_F(t) + \Delta E_{IF}(t) + \Delta E_D(t) = 0 \qquad [1\text{-}2]$$

(modifié de Müller, d'après Heim 1932)

E_T énergie totale
E_p énergie potentielle
E_k énergie cinétique
E_F énergie consommée par frottement basal
E_{IF} énergie consommée par frottement interne
E_D énergie utilisée par la réduction granulométrique
t temps

Si l'on considère qu'entre la zone source et la zone de dépôt, l'énergie potentrielle est principalement consommée par frottement basal, alors le travail du poids m.g.H, au cours du trajet, est équilibré par le travail des forces de frottement : m.g.cos α.tan.ϕ.H/sin α (où α est la pente moyenne et ϕ l'angle de frottement interne). D'où m.g.H = m.g.H.tan ϕ/tan α et H/L = tan α = tan ϕ. Le rapport H/L est nommé coefficient de frottement (cf p48).

Le trajet apporte ensuite des changements complexes et une fragmentation de la masse en mouvement (Shaller 1991a). La désintégration dynamique est une fracturation nouvelle induite par le mouvement et réduisant la taille des fragments rocheux. Cette désintégration ne doit pas être confondue avec la fracturation de la masse rocheuse elle-même existant initialement. Ces deux phénomènes expliquent l'augmentation du taux de matrice vers les parties distales des dépôts de mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.

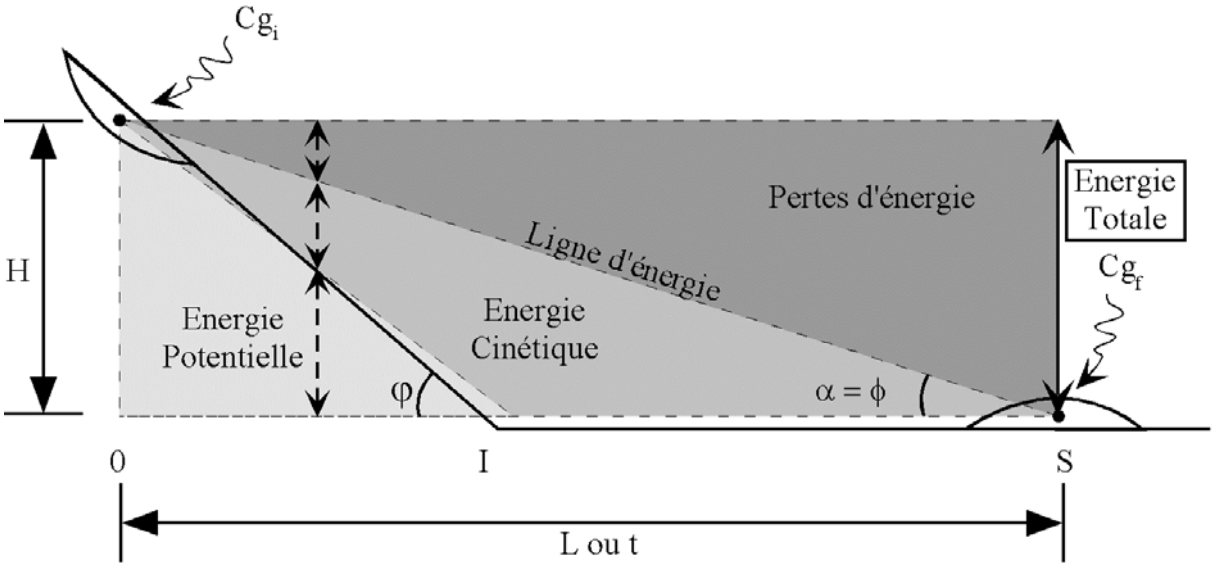


Figure 1.15 Illustration de la notion de perte d'énergie pour un élément rocheux, simple ou composé, de centre de gravité Cg (i : position initiale, f : position finale).

La propagation est l'étape de transformation de la masse rocheuse en un état granulaire et quasi-fluide. Le mode de transport évolue par conséquent du glissement ou de l'écroulement vers l'avalanche de roches. L'écoulement facilite considérablement le transport des débris sur de longues distances. Son étude est une clé à la compréhension de la mobilité. Il ne faut toutefois pas oublier la modification du mode de transport, résultat de la transformation des propriétés de la masse rocheuse.

b) Facteurs de mobilité

Les masses rocheuses ont leur mobilité qui dépend de l'énergie potentielle, et surtout des contraintes géomorphologiques (Eisbacher 1979) et de la friction sur les plans de discontinuités (Erismann 1979), donc de la structure de fissuration du massif. Les frottements interviennent entre la masse rocheuse et le substratum, mais également au sein même de la masse rocheuse, entre les grains. On relève donc 3 facteurs principaux à prendre en compte (Pollet *et al.* 2002).

La **contrainte topographique** tient compte de la forme du corridor de déplacement (phénomènes de chenalisation), et des obstacles pouvant s'opposer au parcours (colline ou versant opposé à la vallée). L'absence d'expansion maintient élevé le niveau d'énergie au cœur de la masse rocheuse. Les impacts avec la topographie consomment au contraire beaucoup d'énergie, ce qui a pour conséquence une action sur le comportement interne de la roche en déplacement.

La **friction basale** concerne l'ensemble des relations entre la semelle de la masse rocheuse en déplacement, et le substratum. Ce substratum peut être varié d'un cas à l'autre, mais également tout au long du parcours de la roche. La glace et la neige réduisent fortement la consommation d'énergie, tandis que les contacts eau-roche sont très résistants et produisent la chaleur.

Un même type de phénomène prend place au cœur de la roche en mouvement, et induit un **changement de comportement de la masse rocheuse**. L'ouverture et la décohésion de dis-

continuités potentielles, ainsi que la création de nouvelles discontinuités, induit une réduction granulométrique du massif rocheux. Cette désintégration dynamique consiste en un processus de réduction granulométrique, aboutissant au comportement quasi-fluide de la masse rocheuse avec une faible consommation d'énergie. Ces processus sont encore mal perçus, et font l'objet d'une partie de ce travail.

c) Lois de comportement, caractéristiques rhéologiques et théories proposées

Une caractéristique majeure de ces mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses est la transformation possible du glissement (ou écroulement) en avalanche de roches. Mais ce phénomène ne se produit pas toujours. La description de mouvements gravitaires rapides de grande ampleur produits a conduit divers auteurs à proposer des modèles appliqués de transport.

Dans le cas du glissement, la mobilité doit être expliquée sur le principe d'une réduction du frottement basal, par des **phénomènes de lubrification ou de vaporisation d'eau interstitielle** (Habib 1967, Shreve 1968a, Erismann 1979, Heuberger *et al.* 1984). La masse rocheuse reste rigide. On la compare à un bloc glissant sur un plan incliné. Une réduction de la consommation d'énergie à la base du glissement induit une augmentation de la distance de parcours. Plusieurs processus sont ainsi invoqués, par eau, air, fusion de la roche, couche de sédiments saturés ou particules en mouvement.

Dans le cas de l'avalanche rocheuse, l'assemblage granulaire fait que la consommation d'énergie se produit principalement entre les grains en contact. L'écoulement est alors induit par des **phénomènes de fluidification** (Kent 1966, Hsü 1975, McSaveney 1978, Melosh 1979). La production de poussières, l'assimilation d'air ou les vibrations résultant d'un tremblement de terre pourraient favoriser le déplacement par une fluidification mécanique. Dans le cas où la modification du mode de transport a bien été perçue, les phénomènes de lubrification et de fluidification sont pris en compte.

Il semble toutefois que l'on puisse parler du phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses » dans son ensemble, avec un comportement évolutif à plusieurs stades, et des propriétés rhéologiques adaptées. Cela constitue l'objectif de ce travail.

1.2.4. Phase de dépôt

La dernière étape du mouvement gravitaire est celle de l'arrêt de la masse rocheuse. Cette étape est à rapprocher de la propagation. Les facteurs de mobilité ont pour effet de favoriser le déplacement de la masse rocheuse sur de longues distances lors de la propagation. Inversement, les **facteurs de dépôt** jouent le rôle de consommateur d'énergie entraînant l'arrêt de la masse rocheuse.

a) Caractéristiques des dépôts

Les dépôts de mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses révèlent des caractéristiques particulières, résultat des processus de transport et des propriétés rhéologiques du matériau. On note une géométrie particulière, des structures en surface et en coupe. Cela

dépend du matériau, de sa granulométrie, des modes de transport et des processus de réduction granulométrique.
Des témoignages font état d'un arrêt soudain du mouvement de la roche (Heim 1932, Shreve 1968a, Hsü 1978, Davies 1982). D'autres rapportent une durée plus longue (Shaller 1991a). De même, certains rapportent un arrêt par l'avant avec compression par l'arrière (Locat *et al.* 1991), comme un atterrissage (Krumdieck 1984), avec dépôt total et une perte de dilatance de la masse rocheuse (Davies *et al.* 1999), ou dépôt continu tout au long du parcours (Cannon et Savage 1988). Il semble qu'un impact final induise une grande perte d'énergie (Shreve 1968b). La complexité des processus de dépôt résulte surtout de la phase en écoulement (Sousa et Voight 1995), et des caractéristiques du fond de vallée (Voight et Sousa 1994). L'entretien de cet écoulement nécessite une certaine énergie. Lorsque la quantité d'énergie disponible passe sous ce seuil, la masse rocheuse doit se déposer brutalement.

b) Facteurs de dépôt

Les obstacles topographiques sont les principales causes d'arrêt de ces masses rocheuses, avec une brusque consommation d'énergie lors de l'impact (Strom 1996). Est décrit aussi le déplacement dans une vallée très large ou un bassin (Kerr et Abbott 1996) autorisant une expansion augmentant la surface de contact avec le substratum. L'aire des dépôts est dans ce cas un indice de l'importance de cette friction basale, et de son rôle sur la réduction de mobilité. Enfin, l'état de désintégration et le mode de transport ont une influence sur la capacité de la masse rocheuse à continuer son parcours après l'impact contre un obstacle. Un bloc glissant peut être stoppé par une colline, ou un versant de vallée. Un écoulement granulaire se réoriente ou présente une remontée topographique considérable (Evans 1989b, Evans *et al.* 1994, **Fig. 1.16**). Le cas d'Avalanche Lake (Canada) est un très bon exemple du transport d'une masse rocheuse faisant fi de l'obstacle topographique représenté par le versant opposé de la vallée. La distance de parcours ne tient pas compte d'un effet-retour d'une partie des débris rocheux.

On constate que les relations sont étroites entre processus de propagation et processus de dépôt. Dans le premier cas, cela consiste en des facteurs favorisant le parcours de la roche, et dans le second cas à des facteurs similaires s'y opposant. Ces facteurs s'appliquent à une masse rocheuse en déplacement, avec un volume évoluant au cours du transport par assimilation de matériaux ou dépôt progressif. Il faut donc introduire la notion de système de transport et système de dépôt avec une limite floue entre les actions réduisant la consommation d'énergie et celles l'augmentant de façon brutale. La grande ampleur est sans doute responsable de ces comportements extrêmes. En appréhender l'intensité permet de comprendre la notion de mobilité.

1.3. L'aléa Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses

Les grands mouvements rocheux constituent un type de risques naturels particulièrement fréquent en montagne. La mémoire collective et la toponymie en gardent de nombreuses traces

qui attestent de la permanence de ces phénomènes. Les instabilités de versants ou d'escarpements participent à l'évolution naturelle des pentes à laquelle ils contribuent de façon particulièrement spectaculaire et brutale. Si ces événements sont perçus comme localement peu fréquents à l'échelle de temps de la vie humaine, ils n'en constituent pas moins une conséquence normale du processus d'évolution naturelle des massifs rocheux, et il convient d'en tenir compte lors de l'appréciation des risques vis-à-vis de l'occupation des sols, des travaux d'aménagement futurs ou de la protection des infrastructures existantes (Rochet 1987).

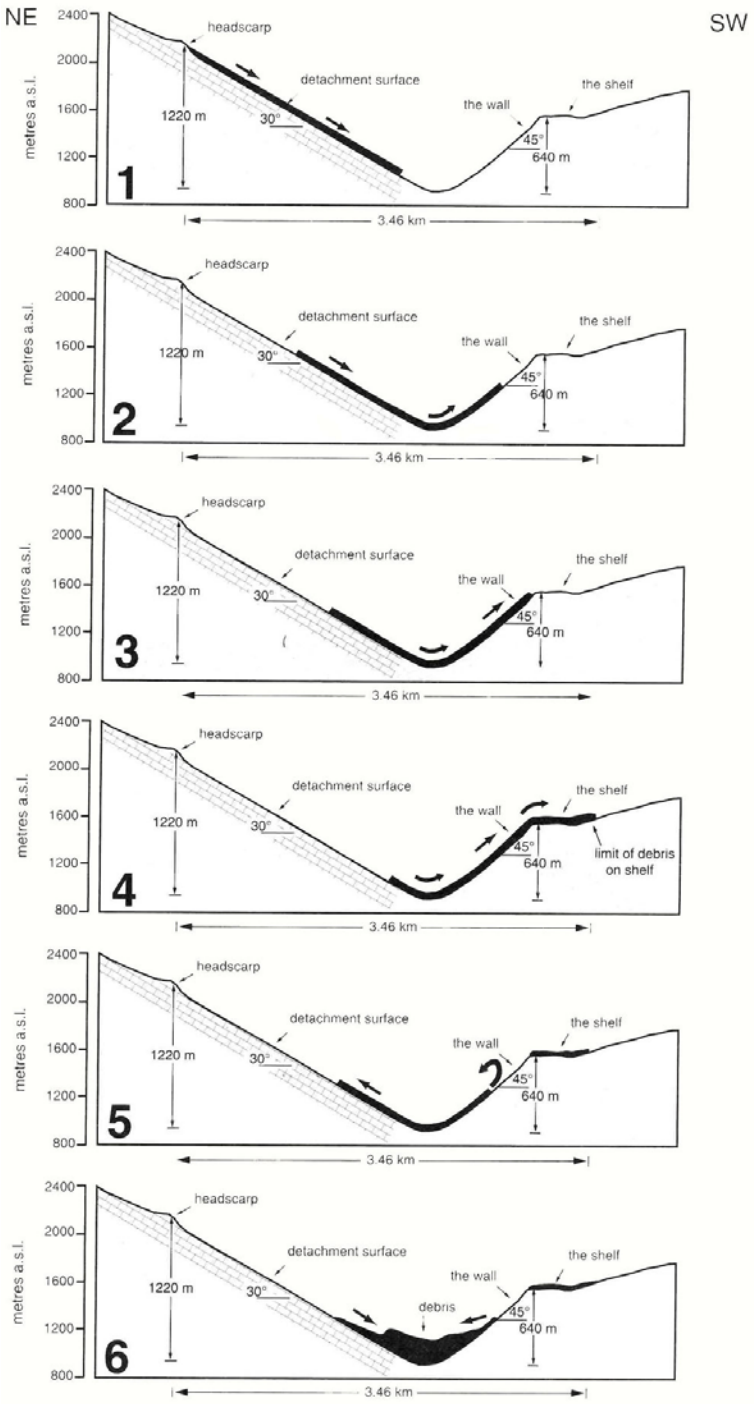


Figure 1.16 Illustrations séquentielles du glissement rocheux d'Avalanche Lake au Canada, avec phénomène de remontée topographique (*run up*) sur le versant opposé de la vallée (d'après Evans *et al.* 1994).

1.3.1. Le mouvement gravitaire de grande masse rocheuse en montagne

a) La grande ampleur

Le déplacement de la masse rocheuse est le premier phénomène marquant dans l'évaluation de l'aléa. Les spécialistes des instabilités de pente ont une bonne connaissance des processus lorsque les volumes n'excèdent pas 10 000 de m^3. Ces phénomènes sont nombreux et peuvent être maîtrisés par des travaux ou des ouvrages. Par contre, les mouvements de versant de grande ampleur, plus rares, sont moins bien connus et surtout non maîtrisables par des interventions humaines (Besson 1996). De plus, après quelques mètres de déplacement, le mouvement peut devenir absolument incontrôlable. Il devient alors illusoire d'espérer maîtriser l'évolution des vitesses et des déplacements (Habib 1988).

Le mouvement de la masse rocheuse étant inéluctable, la seule réponse face à l'aléa est une cartographie des zones à risque, et un plan d'évacuation des zones susceptibles d'être ensevelies par les débris rocheux. Là encore, la méconnaissance du phénomène permet difficilement de proposer un zonage justifié du point de vue sécurité, mais également politique et économique. Le phénomène de mobilité dite "excessive" (Hsü 1975) est mal compris. Le déplacement de ces masses rocheuses est conditionné par un certain nombre de facteurs de mobilité (Pollet *et al.* 2002), qui rend chaque cas unique. L'incertitude demeure très forte quant à la détermination de l'aire de dépôt. La fluidité de l'écoulement granulaire rend le phénomène encore plus aléatoire.

b) Le souffle associé et le nuage de poussière

« La poussière grise que provoquaient la chute et l'éclatement des blocs fut prise pour de la fumée par les habitants qui crurent à un volcan. »
V. Donati (Goguel et Pachoud 1978)

La masse rocheuse se déplaçant à une vitesse considérable (> 5 $m.s^{-1}$) génère un déplacement d'air à l'origine d'un souffle parfois violent (*airblast*). De nombreux cas rapportent ce phénomène (Kent 1966, Ericksen et Plafker 1970, Fahnestock 1978, Hadley 1978, Kojan et Hutchinson 1978, Matthews et McTaggart 1978, Evans *et al.* 1989, Voight et Faust 1992), aux conséquences parfois sérieuses. Cela a été le cas à Attachie au Canada où l'onde de choc a détruit les arbres sur l'autre versant (Evans *et al.* 1996). Le souffle d'air lors du mouvement gravitaire de Lower Gros Ventre (25 juin 1925, USA) a fait remonter la rivière et emporté un pont (Voight 1978). A Madison Canyon (18 août 1959, USA), une voiture et ses deux occupants ont été poussés par le souffle associé au déplacement de la masse rocheuse (Hadley 1978).

En domaine volcanique, ce souffle peut être induit par le gaz volcanique suite à une éruption (écoulement pyroclastique), ou emprisonné dans les débris rocheux mobilisés. En domaine non volcanique, l'augmentation de température pourrait atteindre la calcination de certains matériaux. Hewitt (1988) rapporte un nuage caustique ayant tué les mousses autour des dépôts de Bualtar (Karakorum, Pakistan). Ce souffle caustique serait le résultat de la calcination des

carbonates, générant du dioxyde de carbone. Ce gaz chaud et acide expulsé de la masse rocheuse aurait conduit à la mort des végétaux aux alentours.

Plus généralement, le souffle d'air emporte une grande quantité de poussières et de particules fines (Shreve 1968a, Goguel et Pachoud 1978, Hadley 1978, Voight 1978, Paul *et al.* 2000). Cette poussière peut être soulevée par le vent, devant ou autour de la masse rocheuse. Il s'agit le plus souvent de particules fines fragmentées expulsées de la masse rocheuse au cours du mouvement. Cela a été particulièrement observé au cours de l'événement de Randa en Suisse (Noverraz et Bonnard 1991, **Fig. 1.17**), ou du Val Pola en Italie où le déplacement du nuage a duré 20 secondes (Azzoni *et al.* 1992). Les particules sont éjectées dès les premiers instants du mouvement, avant même la propagation, par les nombreuses fissures ouvertes du massif rocheux en déformation rapide. Ce nuage de poussières devient important, et se propage grâce au déplacement de la masse rocheuse. Par la suite, une couche de plusieurs centimètres d'épaisseur de particules fines se dépose dans la vallée (**Fig. 1.18**). Ces poussières de roche se font facilement lessiver par les précipitations.

Figure 1.17 Vue du phénomène de souffle d'air et nuage de poussières associé à l'écroulement de Randa en Suisse (photographie du site du Crealp : *www.crealp.ch*).

Figure 1.18 Vue des dépôts de poussières aux alentours de l'écroulement de Randa en Suisse (photographie du site du Crealp : *www.crealp.ch*).

c) Effets secondaires

Le déplacement de la masse rocheuse induit d'autres effets secondaires plus ou moins importants. Un bruit sourd a été par exemple entendu lors de l'écroulement de Frank au Canada (McConnell et Brock 1904, Cruden et Hungr 1986). Le bruit est le résultat du choc de la masse rocheuse sur son environnement géographique, ou il peut être induit par la désintégration de la roche. Ce mouvement rapide génère également des vibrations (Ericksen et Plafker 1970, Voight 1978), dont des enregistrements existent : comme celles induites par le glissement de Rio Toro au Costa Rica. Ces vibrations mesurées par 15 sismographes dans un rayon de 110 km autour du glissement ont duré 110 secondes (Mora *et al.* 1993). La difficulté est de savoir si le séisme est à l'origine ou s'il découle du glissement (Voight *et al.* 1983).

D'autres phénomènes sont rapportés comme des éclairs et de la vapeur sulfurée (Voight et Faust 1992), indices d'effets explosifs (Fahnestock 1978, Hsü 1978) mettant en évidence les interactions de la masse rocheuse avec le substratum. Des blocs peuvent se faire également

éjecter de la masse rocheuse en mouvement (Noverraz et Bonnard 1991), effet *luftsprung* observé à Elm en Suisse (Heim 1932).

1.3.2. La période post-dépôt

Après le dépôt de la masse rocheuse, des réajustements interviennent au niveau de la zone source. Le massif rocheux fracturé et décomprimé est sujet à des instabilités actives le long de ses parois, jusqu'à atteindre un niveau d'équilibre quelques jours ou quelques mois après la rupture majeure. Ces réajustements ont généralement une ampleur moindre. L'écroulement de Randa en Suisse s'est déroulé en 3 étapes de 6 millions de m^3, puis 100 000 m^3 et 10 millions de m^3 de roches sur 1 mois (Noverraz et Bonnard 1991). Trois glissements successifs ont également eu lieu à Bualtar au Pakistan (Hewitt 1988). L'écroulement de Fidaz en Suisse du 10 avril 1939 a mobilisé 0,1 million de m^3 de calcaires et provoqué la mort de 18 personnes. Il s'agit d'un réajustement tardif de la niche d'arrachement du grand glissement de Flims intervenu 8000 ans plus tôt (Eisbacher et Clague 1984), par évolution normale de l'escarpement sous l'effet du vide.

Les dépôts, souvent meubles, sont le siège de phénomènes de stabilisation pouvant durer de nombreuses années. Des effondrements et des glissements affectent les bordures latérales pentues. Un tassement et une perte de dilatation peuvent se produire lors du dépôt et perdurer quelques temps. Un dépôt de sturzstrom peut même être à l'origine d'une nouvelle avalanche de roches (Hermanns et Strecker 1999). La circulation d'eau peut emporter la matrice et générer des laves torrentielles comme au Mont Cayley au Canada en 1984 (Evans *et al.* 2001) ou des lahars comme au Mont St-Helens (Voight *et al.* 1983).

De manière générale, les masses rocheuses déposées sont facilement érodables et altérables par les circulations d'eau (Asanza *et al.* 1991). Le matériau ne peut résister au passage d'un glacier, ce qui explique l'absence de cas connus anté-würmiens dans les Alpes.

La présence d'eau dans les dépôts lors de l'arrêt de la masse rocheuse est à l'origine de phénomènes de liquéfaction avec formation de volcans de sable et de silt. La mise en pression de l'eau de sols saturés sous l'effet de la sollicitation dynamique explique ces phénomènes. Ceci est le cas quand la teneur en eau a été importante, comme au Nevado Huascaran (Ericksen et Plafker 1970), ou à Mayunmarca (Kojan et Hutchinson 1978) au Pérou.

1.3.3. Risques hydrologiques associés et induits

a) Présentation

Les mouvements de versant affectent des vallées pentues et étroites bordées par de hautes montagnes, dans des zones géologiques actives où séismes, volcans et glaciers prennent place. De petits volumes de roches sont suffisants pour former des barrages s'opposant à l'écoulement de l'eau (Costa et Schuster 1988). Les barrages les plus grands sont le résultat de mouvements de terrain complexes, telles que les avalanches de roches. C'est tout un système hydrologique qui se trouve perturbé par un obstacle majeur, modifiant la circulation de l'eau mais également la sédimentation. Cela entraîne des inondations à la fois en amont, mais éga-

lement en aval dans le cas d'une rupture brutale. Ces fluctuations du niveau d'eau peuvent avoir un impact négatif sur la stabilité des versants, souvent précaires en montagne. Il en résulte des mouvements de versant sur un plan d'eau. Du mouvement de versant rapide à l'origine du barrage, phénomène local, on passe à des conséquences devenant régionales lorsque de grandes surfaces sont susceptibles d'être inondées. Plus que le phénomène gravitaire, ce sont souvent les risques associés et induits qui ont les conséquences les plus graves.

Le cas du grand glissement de Yi Gong au Tibet peut illustrer ce propos. Le 9 avril 2000, 300 millions de m^3 de calcaires, schistes et granites ont été mobilisés en moins de 10 minutes dans la vallée de Yi Gong (Zhou *et al.* 2001). 5 jours après le glissement, la moitié du bassin en amont de ce qui devient un barrage naturel est rempli d'eau (**Fig. 1.19**). Plus le niveau d'eau monte, plus les infiltrations et le ruissellement au sein des dépôts du glissement sont importants. Une partie des dépôts est emporté par érosion interne (*seepage*). Le 11 juin 2000, soit 63 jours après la rupture du versant, le barrage s'effondre, libérant l'eau du lac. La rivière Yi Gong s'est élargie de 4 à 5 fois sa largeur habituelle, détruisant un pont et 4,5 km d'autoroutes, 17 km en aval du glissement (Zhou *et al.* 2001). Cette crue catastrophique a provoqué 20 glissements sur les pentes de la vallée en aval. La crue s'est poursuivie en Inde, inondant la large plaine du haut Brahmapoutre. Les conséquences des mouvements gravitaires peuvent être régionales, avec des répercussions politiques et économiques sur plusieurs pays.

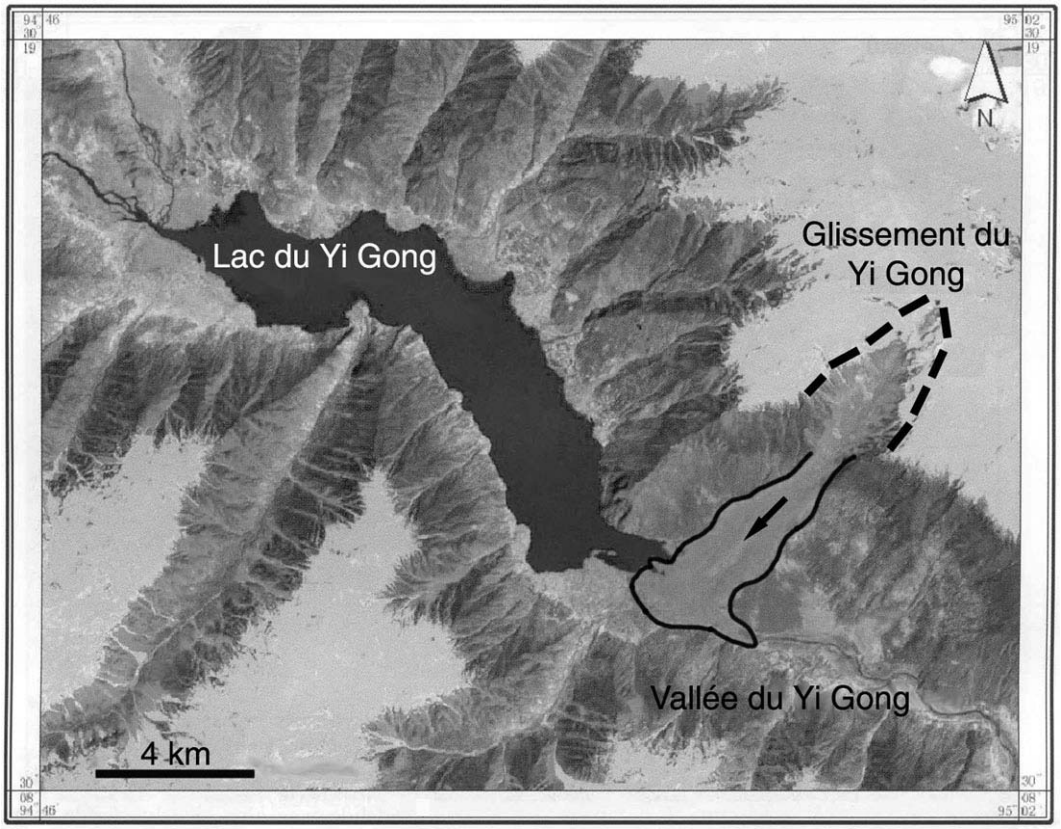


Figure 1.19 Image SPOT prise le 4 mai 2000 illustrant le site du Yi Gong au Tibet 26 jours après le glissement qui a induit un lac de barrage (d'après Zhou *et al.* 2001).

b) Les lacs de barrage naturel

Les barrages naturels peuvent être classés suivant les relations géomorphologiques entre les dépôts de mouvements de versant et la vallée (Costa et Schuster 1988 ; **Fig. 1.20**). La morphologie des barrages a une influence directe sur la taille des lacs de barrage induits, et sur leur stabilité à court terme. Les trois types principaux sont une masse rocheuse formant un barrage sur une partie de la largeur de la vallée (Type I, 11 %), sur toute la largeur de la vallée (Type II, 44 %) ou sur toute la largeur de la vallée avec une remontée en aval et en amont des débris rocheux suivant l'axe de la vallée (Type III, 41 %). D'autres cas plus rares mobilisent deux glissements de part et d'autre de la vallée pour former le barrage (Type IV, moins de 1 % des cas). Les dépôts peuvent également former plusieurs lobes bloquant l'écoulement de la rivière (Type V, moins de 1 %). Le dernier cas est un glissement progressif et parfois multiple, atteignant le versant opposé de la vallée, et induisant une montée progressive du plan d'eau (Type VI, 3 %).

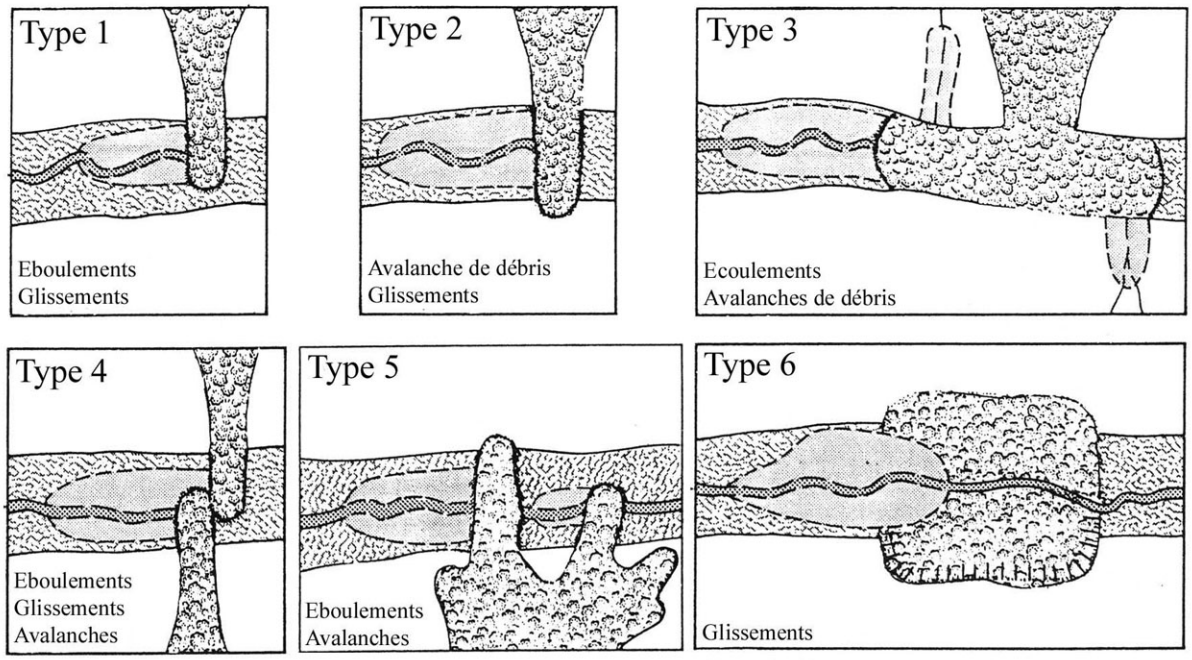


Figure 1.20 Classification des lacs de barrage induits par des glissements de terrain (d'après Costa et Schuster 1988).

Les barrages de Type I créent de petits lacs, étroits, avec peu de risques associés. Les barrages de Type II forment des lacs de plus grandes dimensions, et donc beaucoup plus dangereux. Les barrages de Type III peuvent bloquer, en plus de la vallée principale, de petites vallées latérales en créant plusieurs lacs. Les trois autres catégories de barrages sont plus exceptionnelles, avec des risques variables suivant l'étroitesse de la vallée et l'épaisseur des dépôts formant le barrage.

c) Déstabilisation des rives des lacs de barrage naturel

Quand une pente en glissement est submergée par la montée d'un plan d'eau (type lac de barrage), le facteur de sécurité de la pente, très généralement, diminue jusqu'à atteindre un certain niveau où le facteur recommence à augmenter (Cojean et Fleurisson 1990). Cette varia-

tion de niveau du plan d'eau est une cause principale d'instabilité des berges, avec l'érosion par les vagues du pied du versant. Le glissement entrant dans le lac engendre une vague de crue pouvant déborder par-dessus le barrage, et même causer sa rupture. De manière générale, les glissements affectés par la montée du plan d'eau étaient auparavant des versants instables.
Le glissement rocheux de La Josefina en Equateur (29 mars 1993) est à l'origine d'un lac de barrage sur la rivière Paute (Sevilla 1994). Le barrage a fini par rompre au bout de 33 jours, et après avoir inondé approximativement 1 000 ha (Plaza-Nieto et Zevallos 1994). De nombreux glissements ont affecté les berges du lac de barrage, générant des ruptures de versant. La propagation de l'onde d'inondation le long de la vallée de la rivière Paute a induit des processus d'érosion avec également de nombreux glissements en aval (Canuti *et al.* 1994).
Après le dépôt du mouvement gravitaire de Gros Ventre aux USA, le lac de barrage a déstabilisé les versants amonts, provoquant d'autres glissements. Le premier est intervenu 6 jours après la montée du plan d'eau (Voight 1978).
Le principal danger d'une rupture de berge dans un plan d'eau est la formation d'une vague. On peut citer l'exemple du Val Pola en Italie. En remontant la vallée, la masse rocheuse est entrée dans une retenue naturelle, générée quelques jours auparavant par des laves torrentielles, provoquant une vague. Le plan d'évacuation de la population n'avait pas pris en compte l'arrivée de cette vague d'eau (initialement de 95 m, Govi 1989) jusqu'au village d'Aquilone situé à plus de 2 km en amont (**Fig. 1.21**). 27 victimes de cette vague d'eau furent dénombrées (Azzoni *et al.* 1992).

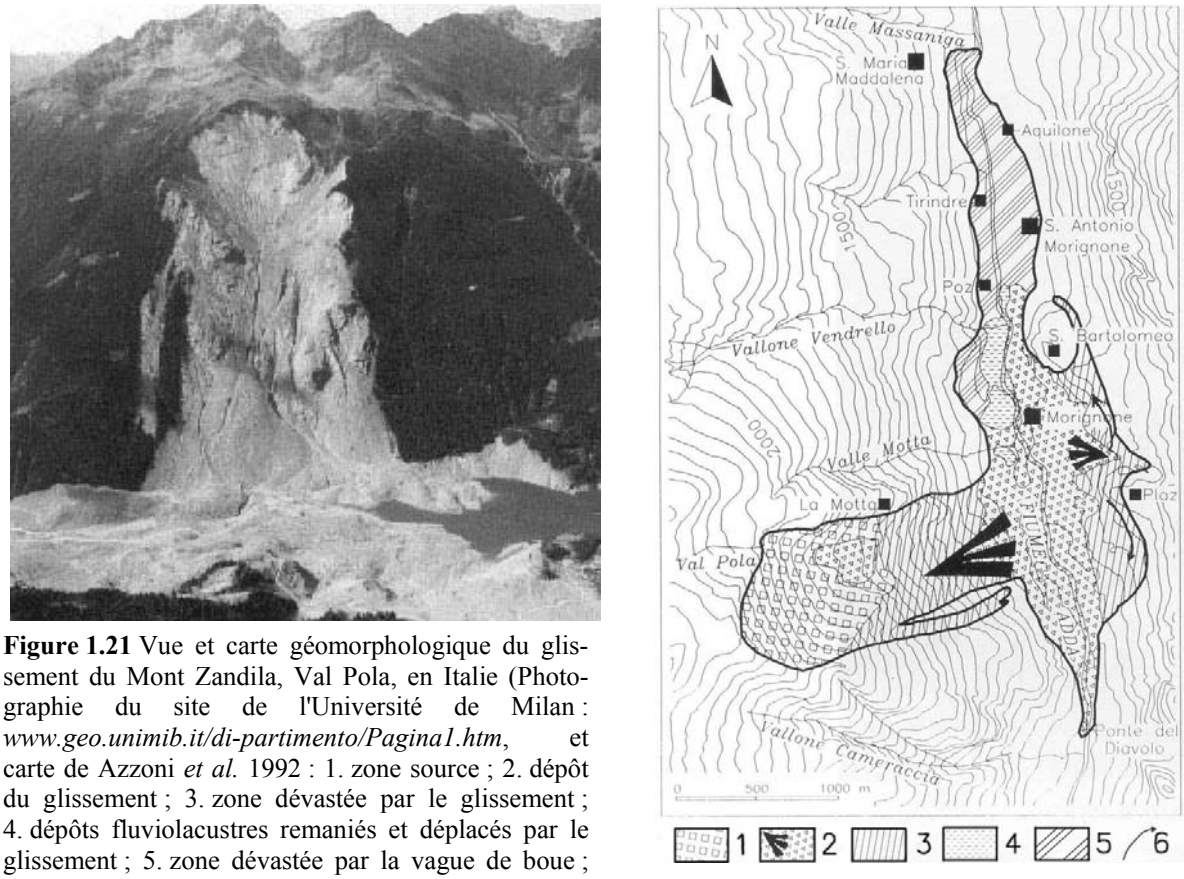


Figure 1.21 Vue et carte géomorphologique du glissement du Mont Zandila, Val Pola, en Italie (Photographie du site de l'Université de Milan : *www.geo.unimib.it/di-partimento/Pagina1.htm*, et carte de Azzoni *et al.* 1992 : 1. zone source ; 2. dépôt du glissement ; 3. zone dévastée par le glissement ; 4. dépôts fluviolacustres remaniés et déplacés par le glissement ; 5. zone dévastée par la vague de boue ; 6. directions d'écoulement après impact contre le versant de Plaz).

d) Rupture du barrage naturel

Un barrage dans son état naturel diffère d'un barrage construit par l'homme par le fait qu'il est constitué d'une masse hétérogène de matériaux faiblement ou non consolidés, sans barrière contre les infiltrations, ni drain pour contrôler la pression interstitielle (Costa et Schuster 1988). Le réservoir, résultat des dépôts du glissement, est souvent transitoire. La rupture du barrage mobilise une grande quantité d'eau et de matériaux rocheux. Cette érosion peut être très rapide, avec une vidange totale en quelques heures ayant pour conséquence de désastreuses inondations (Schuster 1985).

La rupture de ces barrages naturels se produit principalement par débordement, lorsque le plan d'eau arrive à la hauteur maximale des dépôts du mouvement gravitaire (**Fig. 1.22**). La circulation d'eau en surface des dépôts meubles a pour effet de creuser un chenal d'écoulement de plus en plus large. La vidange du lac prend alors une grande ampleur.

Les infiltrations et les circulations d'eau au sein de la masse rocheuse peuvent également occasionner une érosion interne. Ceci est source de déstabilisation, et à terme de rupture (Costa et Schuster 1988), notamment par effondrement des flancs abrupts du barrage. La pression interstitielle joue également un rôle majeur. Dans d'autres cas, la circulation d'eau dans les dépôts peut cimenter les espaces entre les blocs, stabilisant le barrage (Weidinger *et al.* 2002). Cela n'a pas été le cas pour le glissement-barrage de Rio Toro (Costa Rica), déstabilisé par les infiltrations d'eau au sein des dépôts (Mora *et al.* 1993). La rupture s'est produite par érosion régressive avec des glissements successifs affectant le barrage.

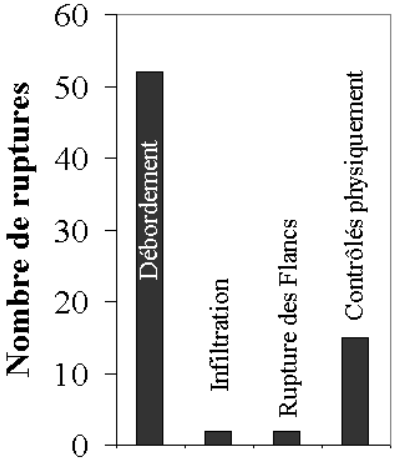


Figure 1.22 Histogramme statistique des différents types de rupture de lac de glissements-barrages (d'après Costa et Schuster 1988).

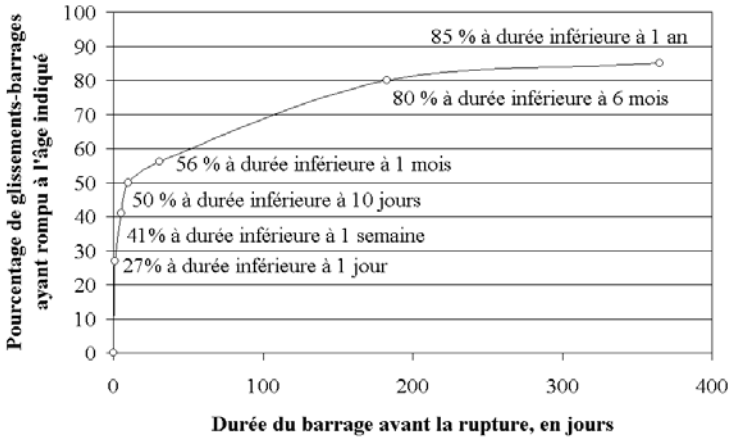


Figure 1.23 Graphique statistique de la durée de vie des lacs de glissements-barrages (d'après Costa et Schuster 1988).

La longévité d'un barrage naturel est très variable, dépendant de nombreux facteurs, comme le volume, la taille, la forme et le classement des matériaux du barrage, le taux d'infiltration de l'eau au travers des dépôts, le taux de sédimentation et le débit d'eau entrant dans le lac de barrage. On note par ailleurs que ces glissements-barrages, associés à un climat défavorable, sont responsables d'une modification complète de la sédimentation dans les vallées, comme cela a été montré en Argentine (Trauth et Strecker 1999). Le temps de rupture dépend de la capacité

du lac et du débit de la rivière. Rares sont les barrages stables, la rupture intervenant à plus ou moins brève échéance. Les facteurs les plus importants sont le débit de la rivière, la taille et la forme du barrage, ainsi que les caractéristiques géotechniques du matériau du barrage (Costa et Schuster 1988). Pour les glissements-barrages étudiés par Costa et Schuster (1988) et ayant abouti à la rupture (**Fig. 1.23**), 56 % n'ont pas résisté un mois, et 85 % ont rompu au bout d'un an. Néanmoins, certains barrages persistent comme celui de Cui Hua en Chine (Weideinger *et al.* 2002). L'écroulement en trois étapes de 350 millions de m^3 de roches, il y a près de 2780 ans, a formé un lac de barrage qui perdure. Ce lac a permis l'installation de la population dans une région montagneuse aride. Néanmoins, il semble que le lac de barrage ait un volume modeste en comparaison avec celui du barrage.

Une crise catastrophique en Equateur a déplacé un versant, bloquant la rivière. Devant l'impossibilité de vidanger le lac, il est décidé d'en limiter la hauteur par formation d'un canal de débordement. Le glissement semble être le résultat d'un séisme. Le barrage stable 24 jours finit par rompre engendrant une crue catastrophique. Le glissement avait résulté d'une augmentation de l'humidité dans le versant, dû à l'irrigation (Asanza *et al.* 1991).

Le débordement étant le risque principal de rupture du barrage naturel, il convient de construire un chenal de débordement permettant d'évacuer l'eau parvenant à la surface des dépôts. Une autre méthode de stabilisation du barrage naturel est de favoriser l'infiltration par construction de tunnels de vidange. La rupture d'un barrage est un phénomène hydrologique, hydraulique et géologique complexe par les processus de rupture évoqués, les caractéristiques et les propriétés du barrage (Costa et Schuster 1988).

e) Inondation et crue de vidange

Deux types de phénomènes peuvent résulter d'un barrage naturel dû à un glissement : inondation en amont lors de la montée du plan d'eau, et crue en aval lors de la rupture du barrage (Costa et Schuster 1988). La crue de vidange est le résultat de la rupture du lac de barrage, libérant rapidement une grande quantité d'eau. Cela a pour conséquence une érosion brutale des matériaux meubles du barrage, et l'apparition de laves torrentielles en plus de l'inondation.

En Papouasie-Nouvelle Guinée, le 11 mai 1985, un séisme de magnitude 7.1 a généré un glissement-avalanche de roches (**Fig. 1.24**). Les 180 millions de m^3 de matériaux calcaires ont bloqué l'écoulement de la rivière Bairaman sur 3 km de large, sur une hauteur de 200 m (King *et al.* 1988, 1989). L'excavation à la dynamite d'un canal de débordement a échoué en raison de l'instabilité des berges du chenal. Le 12 septembre 1986, lorsque le lac a atteint le volume maximal de 50 millions de m^3 d'eau, la rupture du barrage débuta par débordement. L'inondation extrême vidangea, en 2 heures, 40 millions de m^3 d'eau, emportant 80 millions de m^3 de matériau calcaire, générant des laves torrentielles, détruisant le village de Bairaman sans faire de victime (évacuation préalable), et finissant en courant de turbidité dans l'océan.

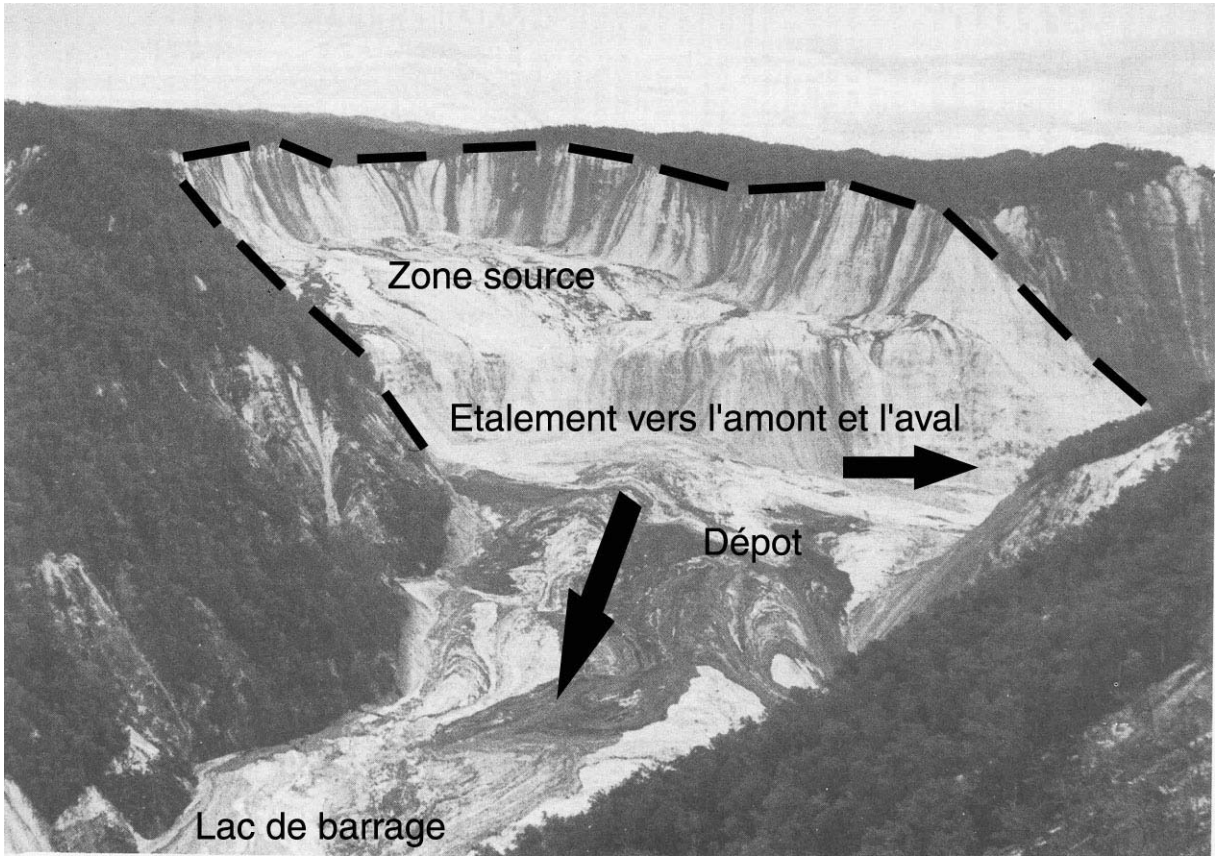


Figure 1.24 Vue du glissement de Bairaman du 12 mai 1985 en Papouasie Nouvelle-Guinée, en regardant vers l'aval (d'après King *et al.* 1989).

Chapitre II : Analyse statistique des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses dans le monde

"A single step had saved me. During the last jump I noticed that small stones were whirling around my legs like leaves in the wind. The house crunched, moved and seemed to be breaking apart. I fled on hands and knees through the garden until I got to the street. I was then safe. I had no pain anywhere and no stones had hit me."

Kaspar Zentner, habitant et survivant de Elm, 9 septembre 1881
Heim (1882, p.94-95) traduit par Hsü (1978)

2.1. Introduction

Le phénomène Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses a été étudié précédemment dans sa globalité, en particulier ses conséquences associées et induites.
On s'intéresse maintenant au déplacement de la masse rocheuse sur la base des différents cas produits sur Terre, sur Mars ou sur la Lune. Un recensement détaillé des différents mouvements de versant de grande ampleur permet une confrontation qualitative des données. Un certain nombre de relations statistiques sont discutées afin d'aborder les notions d'effet d'échelle, de mobilité ou de conditions particulières. De premières conclusions, résultats des informations obtenues par ce travail bibliographique, peuvent être retirées avant d'aborder les processus de transport.

2.2. Base de données

La mise en œuvre d'une base de données sur les glissements de terrain ("landslide") n'est pas une idée nouvelle. De nombreuses tentatives d'uniformisation des informations n'ont pas abouti (UNESCO Working Party on World Landslide Inventory 1990). Legros (2001) a récemment proposé une étude de la mobilité de ces masses rocheuses. Cette étude bibliographique a mis en évidence la nécessaire révision des données existantes, avec une source de renseignements à la clé. La thèse de Shaller (1991a) demeure la référence, mais nécessite une mise à jour des 215 cas recensés de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.
La base de données proposée (**Annexe A**) s'appuie sur le travail de Shaller (1991a), avec l'ajout de nouveaux cas suivant les références disponibles. 316 produits gravitaires sont ainsi décrits. De nombreux cas ne sont volontairement pas pris en compte par manque d'informations ou trop d'incertitudes quant au phénomène. Les cas « en gestation » (comme Séchilienne ou La Clapière) ne sont bien entendus pas référencés, même s'ils sont importants pour l'étude du phénomène mouvement de versant. Le but étant l'étude des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses, seuls les cas ayant dépassé le million de m^3 sont

retenus. Quelques cas de volume moindre font exception afin de discuter du phénomène de mobilité.

Un certain nombre de paramètres sont utilisés par la base de données, décrivant le mouvement (hauteur apparente de chute H, distance apparente de parcours L, coefficient apparent de frottement H/L), la masse rocheuse (volume V, type de roches par catégories) et le dépôt (aire représentée par les débris A).

Chaque cas est défini par son nom usuel, l'indice donné par Shaller (1991a) s'il existe, et l'indice de la base de données en rapport avec le type de roches. 11 catégories sont distinguées dans le but d'une distinction en sous-populations, suivant le type de matériau et/ou d'environnement :

A : artificiels (résultats des essais nucléaires russes)
C : calcaires (sédimentaires ou métamorphisés)
D : roches volcaniques (type basalte et andésite)
F : schistes et marnes (roches sédimentaires ou métamorphisées)
G : granites
Gn : gneiss
ML : dépôts martiens et lunaires
S : dépôts sous-marins
Sv : dépôts sous-marins volcaniques (associés à un complexe volcanique aérien)
V : dépôts pyroclastiques et roches volcaniques altérées
? : matériau non référencé

Pour chaque cas présenté, sont indiquées les sources où de plus amples informations sont disponibles. Les valeurs des différents paramètres sont celles données par les auteurs ou estimées à partir des cartes et coupes disponibles.

Une description rapide de la base de données peut être faite à partir de l'âge des différents cas produits. Les exemples « récents » ont une importante bibliographie disponible, d'où une source considérable d'informations. Les cas dits « historiques » ont marqué la mémoire collective, mais n'ont pas toujours été décrits en détail. Les cas « préhistoriques » modèlent le paysage et ont été fortement érodés. Des rétro-analyses apportent de riches renseignements sur le mode de transport. Un certain nombre d'observations communes à de nombreux cas produits permet de caractériser le phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses ».

2.2.1. Les cas récents

Les cas récents ont permis l'utilisation de moyens d'investigations modernes, tout au long de leur développement, avant et après la rupture. Leur étude cinématique est précise, sur la base d'observations visuelles et de tracés cartographiques. Des traces fraîches sont visibles le long du parcours. Le contexte climatique est connu avec précision.

Tableau 2.01 Présentation de quelques cas récents (références complètes en **Annexe A**).

Nom	Pays	Date	Roche	H[a]	L[a]	V[b]	Victimes[c]
Mont St-Helens	USA	18/05/1980	Volc.	2550 m	24 km	2,8	1 à 4 ?
Mayunmarca	Pérou	25/04/1974	Grès	1870 m	8,25 km	1	451
Vaiont	Italie	09/10/1963	Calc. Marn.	540 m	1,6 km	0,25	2000
Bairaman	P.-N.G.	11/05/1985	Calcaires	720 m	3,5 km	0,18	0
Huascaran	Pérou	31/05/1970	Granodiorite	3850 m	18 km	0,075	18000
Val Pola	Italie	28/07/1987	Diorite et gneiss	1390 m	3,95 km	0,04	27
Hope	USA	09/01/1965	Méta. Volc.	730 m	3 km	0,047	4
Ontake	Japon	14/09/1984	Volc.	1900 m	10 km	0,036	15
Madison	USA	17/08/1959	Gneiss, Sch., Dior.	340 m	1,3 km	0,028	0
Sherman	USA	27/03/1964	Grès et argilites	1100 m	6 km	0,0256	0
Pisque River	Equateur	02/01/1990	Sédim. et volc.	500 m	1,125 km	0,0036	0

[a] H : hauteur de chute en m, L : distance de parcours en m
[b] V : volume en km^3
[c] Victimes : associées à l'événement gravitaire ou à ses conséquences

2.2.2. Les cas historiques

A la différence des cas récents, les observations visuelles de cas historiques ne sont pas aussi abondantes. La qualité et le nombre des témoignages dépendent des personnes affectées par l'événement et des rapporteurs de l'époque. Une remarque toutefois à propos du cas de Elm, l'ingénieur Albert Heim a été appelé suite à la rupture du versant pour réaliser un rapport d'expertise. Le travail produit est une source exceptionnelle d'informations pour l'étude des mouvements de versant de grande ampleur. Peu de cas ont été aussi détaillés du point de vue cinématique et observations. Il s'agit sans aucun doute de l'instigateur de l'étude moderne des mouvements de versants.

Tableau 2.02 Présentation de quelques cas historiques (références complètes en **Annexe A**).

Nom	Pays	Date	Roche	H[a]	L[a]	V[b]	Victimes[c]
Grand-Banc	Canada	1929	Sédiments sous-marins	365 m	110 km	76	-
Mont Granier	France	1248	Marnes et calcaires	1600 m	7,5 km	0,5	4 à 9000
Gros Ventre	USA	23/06/1925	Grès et calcaires	590 m	3,45 km	0,038	6
Frank	Canada	29/04/1903	Calcaires	830 m	3 km	0,0365	70
Goldau	Suisse	02/09/1806	Molasse	1265 m	6,025 km	0,035	457
Diablerets 2	Suisse	23/07/1749	Calcaires	1900 m	5,45 km	0,03	5
Elm	Suisse	11/09/1881	Schistes	613 m	2,017 km	0,01	115
Claps de Luc	France	1442-1447	Calcaires	370 m	0,8 km	0,002	?
Pandemonium	Canada	1959	Diorite	2000 m	8,6 km	0,0055	0
Monbiel	Suisse	17/06/1770	Gneiss et calcaires	400 m	1,3 km	0,00007	17

[a] H : hauteur de chute en m, L : distance de parcours en m
[b] V : volume en km^3
[c] Victimes : associées à l'événement gravitaire ou à ses conséquences

2.2.3. Les cas préhistoriques

La géomorphologie des zones montagneuses, sur lesquelles interviennent les phénomènes tectoniques, est généralement complexe, combinant au fil des temps géologiques les processus d'érosion et de sédimentation. Les torrents et les glaciers laissent des traces évidentes, par des dépôts en fond de vallées ou sur les flancs. C'est le cas également des mouvements de versant de grande ampleur, dont les produits sont abondants dans les différentes chaînes de montagne du globe. L'incision profonde de ces masses rocheuses expose des figures témoins des processus de transport, figés lors de l'arrêt rapide des débris.

Tableau 2.03 Présentation de quelques cas préhistoriques (références complètes en **Annexe A**).

Nom	Pays	Âge	Roche	H[a]	L[b]	V[c]
Saidmarreh	Iran	>2000 ans	Calcaires	1200 m	15 km	20
Mont Shasta	USA	350 000 ans	Volc.	3550 m	49 km	45
Socompa	Chili	7200 ans	Volc.	2950 m	40 km	20
Langtang	Népal	>16 000 ans BP	Gneiss	3400 m	30 km	15
Flims	Suisse	8365±85ans BP	Calcaires	2080 m	16,5 km	12
Colima	Mexique	18 500 ans BP	Volc.	4000 m	120 km	10
Köfels	Autriche	7800±100 ans BP	Gneiss	600 m	5400 km	3
Blackhawk	USA	18 000 ans BP	Calcaires	1200 m	9 km	0,3
Avalanche Lake	Canada	>1440	Calcaires	1220 m	3,46 km	0,155
La Madeleine	France	7625±65ans BP	Calcschistes	1300 m	4,7 km	0,125

[a] H : hauteur de chute en m
[b] L : distance de parcours en m
[c] V : volume en km^3

On comprend l'intérêt d'étudier les mouvements de versant de grande ampleur, qu'ils soient récents, anciens ou préhistoriques. Les cas les plus récents ont pu être observés durant le mouvement, avec une approche cinématique précise (exemple du Vaïont, **Tableau 2.01**). Les cas plus anciens ont affecté la mémoire collective, avec de multiples approches (exemple du Mont Granier, **Tableau 2.02**). Les cas préhistoriques offrent d'excellentes conditions d'affleurement au sein de la masse rocheuse déposée, d'où de nouvelles informations sur les processus de transport (exemple de Flims, **Tableau 2.03**). L'ensemble de ces données participe à la compréhension du phénomène général.

2.2.4. Principales observations

Que le mouvement gravitaire soit récent ou ancien, un certain nombre de caractéristiques communes peuvent être relevées. Ces observations mettent en évidence le déroulement du phénomène (aspect cinématique, **Tableau 2.04**), la forme des dépôts (aspect géomorphologique, **Tableau 2.05**), ou encore la structure des débris du mouvement gravitaire (aspect géologique et mécanique, **Tableau 2.06**).

a) Le phénomène

La vitesse de la masse rocheuse a été définie précédemment comme extrêmement rapide. Rares sont les mesures faites in situ, seules des estimations existent et font état de vitesses dépassant les 100 $km.h^{-1}$ (Heim 1932, Hsü 1978), et pouvant atteindre les 300 $km.h^{-1}$ (exemple du Nevado Huascaran, Ericksen et Plafker 1970). A cela s'ajoute une courte durée de transport, inférieure à 10 minutes (Voight et Sousa 1994), de 1 à 3 minutes en moyenne (**Tableau 2.04**).

Les nombreuses descriptions du comportement de ces masses rocheuses rapportent un déplacement fluide, assimilant le mouvement de la masse rocheuse à l'écoulement d'une lave ou d'un glacier. Heim (1932) dessine ainsi la propagation des débris schisteux de Elm (voir **Fig. 1.01**). Les survivants de cette catastrophe rapportent l'écoulement des débris dans le village, voire entre leurs jambes (voir citation au début du chapitre). La masse rocheuse a tendance à ignorer les obstacles, avec de possibles remontées topographiques (Evans 1989b).

Le déplacement rapide de la masse rocheuse s'accompagne d'un violent souffle d'air. Une grande quantité de poussières, dégagées par la masse rocheuse ou présente au sol, est emportée par le souffle violent. A cela s'ajoute un bruit sourd, résultat de la rupture ou de la désintégration de la roche.

Tableau 2.04 Caractéristiques communes au phénomène Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses (ADV signifie Avalanches de Débris Volcaniques).

Caractéristiques	Lieux	Références
- Bruit sourd	Frank (Canada), Gros Ventre (Etats-Unis), Huascaran (Pérou)	McConnell & Brock 1904 ; Kent 1966 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Voight 1978 ; Melosh 1979
- Dégagement de poussières	Elm (Suisse), Blackhawk (Etats-Unis), Gros Ventre (Etats-Unis), Le Dérochoir (France), Randa (Suisse), Val Pola (Italie), ADV	Heim 1932 ; Shreve 1968 ; Fahnestock 1978 ; Goguel et Pachoud 1978 ; Hsü 1978 ; Voight 1978 ; Eisbacher et Clague 1984 ; Noverraz et Bonnard 1991 ; Azzoni *et al.* 1992 ; Voight et Faust 1992
- Nuage caustique	Bualtar (Pakistan), Elm (Suisse)	Hewitt 1988 ; Voight et Faust 1992
- Souffle d'air violent	Attachie (Canada), Frank (Canada), Gros Ventre (Etats-Unis), Hope (Canada), Huascaran (Pérou), Madison (Etats-Unis), Mayunmarca (Pérou), Pandemonium (Canada), Randa (Suisse)	Kent 1966 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Hadley 1978 ; Kojan & Hutchinson 1978 ; Mathews & McTaggart 1978 ; Voight 1978 ; Eisbacher et Clague 1984 ; Cruden et Hungr 1986 ; Evans et al. 1986 ; Noverraz et Bonnard 1991
- Dilatation	Madison (USA), McKenzie (Canada)	Hadley 1978 ; Eisbacher 1979 ; Eisbacher et Clague 1984
- Ecoulement type lave ou glacier	Beaver Flats (Canada), Craigieburn (Nouvelle-Zélande), El Capitan (Etats-Unis), Elm (Suisse), Jonas Creek (Canada), Kearnie (Etats-Unis), Maligne Lake (Canada), Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), Saidmarreh (Iran), ADV	Heim 1932 ; Harrison et Falcon 1938 ; Cruden 1976 ; Krieger 1977 ; Hsü 1978 ; Erismann 1979 ; Whitehouse 1981 ; Eisbacher et Clague 1984 ; Ui *et al.* 1986 ; Shaller & Smith-Shaller 1996 ; Evans *et al.* 2001
- Saut par dessus un obstacle	Elm (Suisse), Huascaran (Pérou)	Heim 1932 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Hsü 1978
- Remontée sur un versant	Avalanche Lake (Canada), Beaver Flats (Canada), Huascaran (Pérou), Jonas Creek (Canada), Le Dérochoir (France), Maligne Lake (Canada), Martiens, Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), Pandemonium (Canada), Sawtooth (Etats-Unis), Val Pola (Italie), ADV	Mudge 1965 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Cruden 1976 ; Goguel et Pachoud 1978 ; Voight *et al.* 1983 ; Eisbacher et Clague 1984 ; Cruden et Hungr 1986 ; Naranjo et Francis 1987 ; Evans 1989c ; Govi 1989 ; McEwen 1989
- Arrêt brusque	Blackhawk (USA), Elm (Suisse)	Heim 1932 ; Shreve 1968b ; Hsü 1978 ; Davies 1982 ; Eisbacher et Clague 1984
- Courte durée totale	Carlson (Etats-Unis), Elm (Suisse), Frank (Canada), Gros Ventre (Etats-Unis), Madison (Etats-Unis), Mayunmarca (Pérou), Ontake (Japon), Sale (Chine)	1 à 2 minutes : Hadley 1978, Fang et Zhang 1988 ; Hewitt 1998 ; 3 minutes : Heim 1932 ; Kent 1966 ; Hsü 1978 ; Kojan & Hutchinson 1978 ; Voight 1978 ; Shaller 1991b ; <10 minutes : Voight et Sousa 1994
- Vitesses très élevées	Avalanche Lake (Canada), Elm (Suisse), Frank (Canada), Huascaran (Pérou), Madison (Etats-Unis), Mayunmarca (Pérou), NW Argentine, Ontake (Japon), Vaïont (Italie), ADV	Heim 1932 ; Kent 1966 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Hsü 1975 ; Hsü 1978 ; Kojan & Hutchinson 1978 ; Voight et Faust 1982 ; Inokuchi 1985 ; Stoopes et Sheridan 1986 ; Naranjo et Francis 1987 ; Evans 1989b ; Shaller & Smith-Shaller 1996 ; Couture *et al.* 1997 ; Hermans et Strecker 1999
- Gradient de vitesse vertical	Elm (Suisse)	Heim 1932 ; Hsü 1978

b) La morphologie des dépôts

La morphologie des dépôts est en relation directe avec le mode de transport de la masse rocheuse. Le comportement fluide caractérisant le phénomène induit un rôle non négligeable de la forme du réceptacle dans lequel la masse rocheuse se dépose. L'absence de toute contrainte topographique facilite l'expansion des débris. Le dépôt prend alors une forme lobée (**Tableau 2.05**).

La surface de la masse déposée est très irrégulière avec des rides allongées suivant le sens du déplacement. Des hummocks sont également observés pour les avalanches de débris volcani-

ques ou non. Ce terme d'origine japonaise définit les buttes de matrice et blocs que l'on retrouve au sommet des dépôts. Pour les cas non volcaniques, il peut s'agir simplement de gros blocs présents dans la partie supérieure des dépôts (Goguel et Pachoud 1972). Des levées latérales sont aussi couramment observées sur les bordures. Ces caractéristiques pourraient résulter de la canalisation des débris rocheux, avec un ralentissement sur les côtés provoquant l'arrêt d'une partie de la masse rocheuse.

Tableau 2.05 Caractéristiques morphologiques communes aux dépôts de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses (ADV signifie Avalanche de Débris Volcaniques).

Caractéristiques	Lieux	Références
- Crevasses en chevrons	Mayunmarca (Pérou), ADV	Kojan & Hutchinson 1978 ; Naranjo et Francis 1987 ; Wadge et al. 1995
- Surface des dépôts irrégulière	Beaver Flats (Canada), Huascaran (Pérou), Jonas Creek (Canada), Maligne Lake (Canada), Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), Saidmarreh (Iran), ADV	Harrison et Falcon 1938 ; Kent 1966 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Cruden 1976 ; Siebert 1984
- Mollards	Avalanche Lake (Canada), Frank (Canada), Mont Granier (France), Slide Mountain (Canada)	Goguel et Pachoud 1972 ; Kaiser et Simmons 1990 ; Evans et al. 1994 ; Couture *et al.* 1998b
- Hummocks	Avalanche Lake (Canada), Beaver Flats (Canada), Blackhawk (Etats-Unis), Craigieburn (Nouvelle-Zélande), Jonas Creek (Canada), Maligne Lake (Canada), Martiens, Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), Muztagata (Tibet), Ontake (Japon), Sawtooth (Etats-Unis), Sous-marins, ADV	Mudge 1965 ; Shreve 1968b ; Cruden 1976 ; Lucchitta 1978 ; Whitehouse 1981 ; Voight *et al.* 1983 ; Siebert 1984 ; Inokuchi 1985 ; Ui 1985 ; Ui et Glicken 1986 ; Ui *et al.* 1986 ; Crandell 1988 ; McEwen 1989 ; Stoopes et Sheridan 1992 ; Evans *et al.* 1994 ; Voight et Sousa 1994 ; Fort et Peulvast 1995 ; Sousa et Voight 1995 ; Schneider 1997 ; Deplus *et al.* 2001
- Volcans de sable et silt, fumeroles	Huascaran (Pérou), Mayunmarca (Pérou), ADV	Ericksen et Plafker 1970 ; Kojan & Hutchinson 1978 ; Voight et al. 1983
- Levées latérales	Altyn Tagh (Tibet), Avalanche Lake (Canada), Beaver Flats (Canada), Blackhawk (Etats-Unis), Bualtar (Pakistan), Carlson (Etats-Unis), Chaos Jumble (Etats-Unis), Craigieburn (Nouvelle-Zélande), Elm (Suisse), Flims (Suisse), Frank (Canada), Hope (Canada), Jonas Creek (Canada), Maligne Lake (Canada), Martiens, McKenzie (Canada), Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), Muztagata (Tibet), NW Argentine, Pandemonium (Canada), Queen Elizabeth (Canada), Ontake (Japon), Sawtooth (Etats-Unis), ADV	Heim 1932 ; Mudge 1965 ; Shreve 1968 ; Cruden 1976 ; Hsü 1978 ; Johnson 1978 ; Lucchitta 1978 ; Mathews et McTaggart 1978 ; Eisbacher 1979 ; Whitehouse 1981 ; Davies 1982 ; Voight et al. 1983 ; Eisbacher et Clague 1984 ; Siebert 1984 ; Inokuchi 1985 ; Ui 1985 ; Cruden et Hungr 1986 ; Eppler *et al.* 1987 ; Naranjo et Francis 1987 ; Hewitt 1988 ; Crandell 1988 ; Campbell 1989 ; McEwen 1989 ; Shaller 1991b ; Evans *et al.* 1994 ; Fort et Peulvast 1995 ; Wadge *et al.* 1995 ; Schneider 1997 ; Couture *et al.* 1998b ; Hermans et Strecker 1999
- Rides de retour, de compression ...	Avalanche Lake (Canada), Mayunmarca (Pérou), Ontake (Japon)	Kojan & Hutchinson 1978, Inokuchi 1985 ; Evans *et al.* 1994
- Empilement frontal	Blackhawk (Etats-Unis), NW Argentine	Shreve 1968 ; Campbell 1989 ; Hermans et Strecker 1999
- Forme générale lobée	Altyn Tagh (Tibet), Beaver Flats (Canada), Blackhawk (Etats-Unis), Bualtar (Pakistan), Carlson (Etats-Unis), Elm (Suisse), Huascaran (Pérou), Jonas Creek (Canada), Maligne Lake (Canada), Martiens, Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), Muztagata (Tibet), NW Argentine, Pandemonium (Canada), Sawtooth (Etats-Unis)	Heim 1932 ; Mudge 1965 ; Shreve 1968b ; Ericksen et Plafker 1970 ; Cruden 1976 ; Hsü 1978 ; Johnson 1978 ; Lucchitta 1978 ; Voight *et al.* 1983 ; Cruden et Hungr 1986 ; Hewitt 1988 ; Shaller 1991b ; Fort et Peulvast 1995 ; Schneider 1997 ; Hermans et Strecker 1999

c) Les caractéristiques des dépôts

L'état de fraîcheur des dépôts de cas récents ou anciens n'autorise que des observations géomorphologiques, d'où l'intérêt que peuvent susciter les dépôts de cas préhistoriques incisés par les rivières. On relève un certain nombre de caractéristiques au sein de ces masses rocheuses, en particulier concernant la granulométrie. La taille des fragments rocheux est généralement très variable, allant des fines (classe des silts aux argiles) jusqu'aux blocs de la taille d'une maison (**Tableau 2.06**). Certaines observations font état d'un granoclassement inverse.

Il semble plus précis de parler d'une concentration des blocs de grandes dimensions dans la partie supérieure des dépôts.

Tableau 2.06 Caractéristiques texturales communes aux dépôts de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses (ADV signifie Avalanche de Débris Volcaniques).

Caractéristiques	Lieux	Référence
- Proportion importante de fines	Blackhawk (Etats-Unis), Bualtar (Pakistan), Gros Ventre (Etats-Unis), Mayunmarca (Pérou), Val Pola (Italie), ADV	Johnson 1978 ; Kojan & Hutchinson 1978 ; Voight 1978 ; Ui 1985 ; Ui et Glicken 1986 ; Hewitt 1988 ; Azzoni *et al.* 1992
- Granulométrie hétérogène	Blackhawk (Etats-Unis), Carlson (Etats-Unis), Craigieburn (Nouvelle-Zélande), Gros Ventre (Etats-Unis), Huascaran (Pérou), Madison (Etats-Unis), Muztagata (Tibet), Saidmarreh (Iran), Sawtooth (Etats-Unis), Val Pola (Italie), ADV	Harrison et Falcon 1938 ; Mudge 1965 ; Kent 1966 ; Shreve 1968b ; Ericksen et Plafker 1970 ; Fahnestock 1978 ; Hadley 1978 ; Johnson 1978 ; Voight 1978 ; Whitehouse 1981 ; Voight *et al.* 1983 ; Siebert 1984 ; Ui 1985 ; Ui et Glicken 1986 ; Ui *et al.* 1986 ; Govi 1989 ; Shaller 1991b ; Stoopes et Sheridan 1992 ; Fort et Peulvast 1995 ; Sousa et Voight 1995 ; Schneider 1997
- Blocs de très grande taille (taille d'une maison)	Beaver Flats (Canada), El Capitan (Etats-Unis), Flims (Suisse), Gros Ventre (Etats-Unis), Huascaran (Pérou), Jonas Creek (Canada), Kearnie (Etats-Unis), Maligne Lake (Canada), Medicine Lake (Canada), Mont Granier (France), Mount Kitchener (Canada), Muztagata (Tibet), NW Argentine, Pandemonium (Canada), Randa (Suisse), Saidmarreh (Iran), Sawtooth (Etats-Unis), ADV	Mudge 1965 ; Kent 1966 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Goguel et Pachoud 1972 ; Cruden 1976 ; Krieger 1977 ; Voight 1978 ; Siebert 1984 ; Cruden et Hungr 1986 ; Ui et Glicken 1986 ; Crandell 1988 ; Noverraz et Bonnard 1991 ; Fort et Peulvast 1995 ; Wadge *et al.* 1995 ; Poschinger et Haas 1997 ; Schneider 1997 ; Hermans et Strecker 1999
- Blocs à la surface des dépôts	Bualtar (Pakistan), Hope (Canada), Madison (Etats-Unis), Usoy (Tadjikistan)	Hadley 1978 ; Mathews & McTaggart 1978 ; Hewitt 1988 ; Strom 1994
- Granoclassement inverse	Avalanche Lake (Canada), Bualtar (Pakistan), Frank (Canada), La Madeleine (France), ADV	Cruden & Hungr 1986 ; Hewitt 1988 ; Campbell 1989 ; Evans *et al.* 1994 ; Shaller & Smith-Shaller 1996 ; Couture *et al.* 1997, 1998a, 1998b ; Evans *et al.* 2001
- Séquence stratigraphique conservée	Bualtar (Pakistan), Elm (Suisse), Flims (Suisse), Frank (Canada), Köfels (Autriche), Madison (Etats-Unis), McKenzie (Canada), Usoy (Tadjikistan), Waikaremoana (Nouvelle-Zélande), ADV	Heim 1932 ; Kent 1966 ; Hadley 1978 ; Hsü 1978 ; Eisbacher 1979 ; Erismann 1979 ; Davies 1982 ; Eisbacher et Clague 1984 ; Heuberger et al. 1984 ; Siebert 1984 ; Ui 1985 ; Ui *et al.* 1986 ; Hewitt 1988 ; Read *et al.* 1991 ; Yarnold 1991 ; Strom 1994 ; Campbell *et al.* 1995 ; Sousa et Voight 1995 ; Poschinger et Haas 1997 ; Schneider 1997
- Assimilation de matériaux (alluvions, débris, etc …)	Avalanche Lake (Canada), Bualtar (Pakistan), Flims (Suisse), Gros Ventre, Madison (Etats-Unis), NW Argentine, Pandemonium (Canada), Sous-marins, ADV	Kent 1966 ; Voight 1978 ; Voight et al. 1983 ; Cruden et Hungr 1986 ; Ui *et al.* 1986 ; Crandell 1988 ; Hewitt 1988 ; Evans 1989c ; Evans *et al.* 1994 ; Poschinger et Haas 1997 ; Hermans et Strecker 1999 ; Deplus *et al.* 2001
- Eléments anguleux	Beaver Flats (Canada), Carlson (Etats-Unis), Craigieburn (Nouvelle-Zélande), Frank (Canada), Huascaran (Pérou), Jonas Creek (Canada), Maligne Lake (Canada), Medicine Lake (Canada), Mount Kitchener (Canada), NW Argentine, Pandemonium (Canada), Saidmarreh (Iran), Sawtooth (Etats-Unis), Val Pola (Italie), ADV	Harrison et Falcon 1937 ; Mudge 1965 ; Kent 1966 ; Ericksen et Plafker 1970 ; Cruden 1976 ; Whitehouse 1981 ; Cruden et Hungr 1986 ; Ui et Glicken 1986 ; Shaller 1991b ; Azzoni *et al.* 1992 ; Stoopes et Sheridan 1992 ; Schneider 1997 ; Hermans et Strecker 1999
- Fracturation	Blackhawk (Etats-Unis), Köfels (Autriche), McKenzie (Canada), Val Pola (Italie), ADV	Shreve 1968b ; Eisbacher 1979 ; Azzoni et al. 1992 ; Leroux & Doukhan 1993 ; Leroux 1994 ; Shaller et Smith-Shaller 1996 ; Schneider et Fisher 1998
- Phénomène « puzzle » en 3D (Jigsaw)	Blackhawk (Etats-Unis), El Capitan (Etats-Unis), Kearnie (Etats-Unis), NW Argentine, Sherman (Etats-Unis), ADV	Shreve 1968b ; Krieger 1977 ; Johnson 1978 ; McSaveney 1978 ; Davies 1982 ; Siebert 1984 ; Ui 1985 ; Ui et Glicken 1986 ; Ui *et al.* 1986 ; Campbell *et al.* 1995 ; Sousa et Voight 1995 ; Shaller et Smith-Shaller 1996 ; Schneider 1997 ; Schneider et Fisher 1998 ; Hermans et Strecker 1999
- Imbrications	Sawtooth (Etats-Unis), ADV	Mudge 1965 ; Voight *et al.* 1983
- Niveaux de gros blocs	Hope (Canada), ADV	Mathews et McTaggart 1978 ; Ui et Glicken 1986
- Couche basale fine	Blackhawk (Etats-Unis), NW Argentine	Johnson 1978 ; Davies *et al.* 1999 ; Hermans et Strecker 1999
- Surfaces de cisaillement	Bualtar (Pakistan), Flims (Suisse), Madison (Etats-Unis), ADV	Hadley 1978 ; Ui 1985 ; Erismann 1988 ; Hewitt 1988 ; Schneider *et al.* 1999
- Frictionite et calcination	Bualtar (Pakistan), Flims (Suisse), Köfels (Autriche), Palisade (Etats-Unis)	Erismann 1979 ; Heuberger *et al.* 1984 ; Masch *et al.* 1985 ; Hewitt 1988 ; Leroux et Doukhan 1993 ; Leroux 1994 ; Anders *et al.* 2000
- Structures « fluides »	Blackhawk (Etats-Unis)	Johnson 1978 ;Eisbacher et Clague 1984

La préservation de la stratigraphie originelle, donc l'absence de mélange au sein de la masse rocheuse durant le déplacement, induit par conséquent l'absence de ségrégation des fragments rocheux suivant leur taille. Ces fragments présentent une forme anguleuse, induisant un blocage les uns par rapport aux autres. Ce schéma est à l'origine de figures de type jigsaw (puzzle). L'assemblage de ces fragments permet de reconstituer la forme d'un bloc initial désintégré au cours du transport.

Cette analyse bibliographique détaillée de la base de données permet de faire le point sur le phénomène Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses, de ces caractéristiques communes devant être prises en compte lors de toute tentative de modélisation. Un certain nombre de paramètres physiques sont disponibles, et autorisent une confrontation des différents types d'événements entre eux sur la base de relations statistiques.

2.3. Relations statistiques

La base de données s'appuie sur un certain nombre de paramètres directement mesurés sur le terrain, ou résultat du calcul.

2.3.1. Les paramètres

- paramètres mesurés

Le parcours des masses rocheuses de grande ampleur est représenté par leur état initial au sein de la zone source, et leur état final par les dépôts (**Fig. 2.01**). Il est donc envisageable d'estimer **la hauteur de chute et la distance horizontale** parcourue par les débris. Du point de vue physique, on doit considérer la translation du centre de masse. Les distances verticales et horizontales du parcours (H' et L') sont alors mesurées entre les centres de gravité de la masse rocheuse dans sa position initiale et finale. Heim (1932) a mis en évidence la difficulté de placer avec précision le centre de gravité de masses rocheuses dont la forme dépend beaucoup de la topographie. La niche d'arrachement est hypothétique, tandis que les dépôts ont une géométrie complexe. On mesure par conséquent les distances apparentes, verticales et horizontales, du parcours (**H et L**), avec pour référence le point le plus haut de la niche d'arrachement et le point le plus éloigné atteint par les débris. D'un usage plus simple, ces paramètres peuvent être source d'erreurs lorsque, par exemple, le point le plus éloigné des dépôts n'est pas le point le plus bas. On sous-estime alors la hauteur de chute réelle. De même, un étirement important des débris induit une sur-estimation non négligeable de la distance de parcours.

Face au rôle majeur joué par la topographie, Nicoletti et Sorriso-Valvo (1991) proposent la mesure de la **distance horizontale perpendiculaire à la niche d'arrachement** (voir **Fig. 2.01**). En comparant ce paramètre à la distance apparente horizontale du parcours, on visualise et on quantifie la déviation subie par la masse rocheuse au cours de son déplacement. L'absence de contrainte topographique se caractérise par une égalité entre L et **D**. Une déviation entre ces deux paramètres témoigne du rôle important joué par la topographie tout au long du parcours, du ralentissement par des obstacles à une accélération par canalisation. Ce

paramètre demeure difficile à évaluer pour l'ensemble de la base de données, et ne sera utilisé qu'au cas par cas.

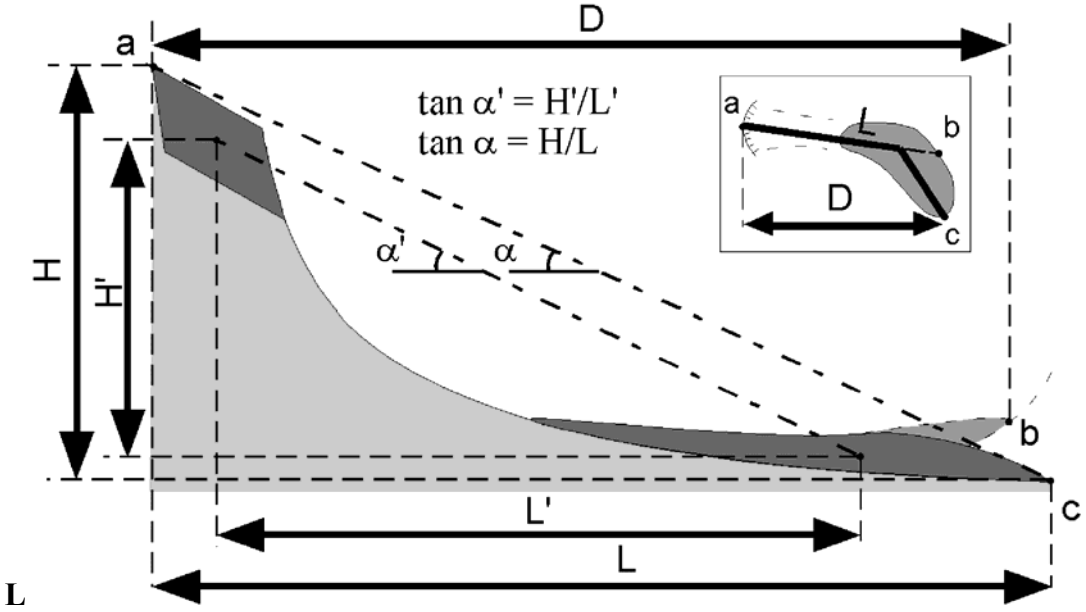


Figure 2.01 Schéma représentant les différents paramètres du parcours mesurés entre l'état initial et les dépôts. Deux couples de points attirent notre attention : les centres de masse dans un premier temps, le point le plus haut de la niche d'arrachement et le point le plus éloigné des dépôts dans un second temps.

L'aire A représentée par les dépôts n'est pas toujours mesurée. Ce paramètre est en effet difficile à estimer, surtout lorsque de nombreuses interférences avec la topographie existent. Les mesures se font par triangulation cartographique, ou par analyse d'images. Ce paramètre est une indication de l'expansion des débris, et sert au calcul du volume. On comprend qu'un relevé précis du contour des dépôts soit nécessaire, conditionnant la précision du paramètre. Une comparaison entre l'aire représentée par les dépôts et le volume revient à étudier l'épaisseur moyenne des dépôts, comme indice de l'étalement des débris rocheux. Une très large gamme d'aire apparaît dans la base de données, de 0,12 km^2 pour Pisque River (Asanza *et al.* 1991) à 4716 km^2 pour Mars19 (McEwen 1989).

- paramètres calculés

Le **volume** représenté par les masses rocheuses est sur-estimé en multipliant l'aire représentée par les dépôts avec leur épaisseur moyenne (Legros 2001). Il faut pour cela étudier la morphologie de la vallée, afin de connaître au mieux la forme du réceptacle. Devant la difficulté représentée par cette tâche, l'épaisseur et le volume des masses rocheuses sont généralement sous-estimés. Les logiciels de Modèles Numériques de Terrain (MNT), à partir d'hypothèses géomorphologiques, permettent maintenant de simuler la forme originelle de la vallée. Par soustraction à l'état actuel des dépôts non érodés, il devient possible de calculer le volume représenté par les débris. Pour les cas extraterrestres et sous-marins, les estimations des volumes se font à partir de cartes sonar et d'images satellites, d'où de grandes incertitudes concernant les épaisseurs. Les volumes des cas recensés oscillent entre 10^6 m^3 pour la limite basse imposée, à 17 880 km^3 pour Mars19 (McEwen 1989).

Le **coefficient de frottement** (tan α') équivaut au rapport entre les distances verticales et horizontales du parcours (H'/L', Scheidegger 1973, Straub 1996). Ce rapport est défini comme étant la mobilité du matériau qui constitue l'écoulement rocheux. Les mesures sont faites entre les centres de masse de l'état initial et final. Devant la difficulté de positionner avec précision les centres de gravité des masses rocheuses avant et après rupture, Heim (1932) propose de calculer le ***Fahrböschung***. Ce coefficient apparent de frottement (tan α) est le rapport entre les distances verticales et horizontales apparentes du parcours (H/L), comme une valeur relative de la mobilité ou de l'efficacité du mouvement (**Fig. 2.01**). Les lignes d'énergie (réelle ou apparente), dont les angles sont respectivement α' et α, sont relativement proches, avec cependant une sur-estimation de la distance de parcours. Davies (1982) insiste sur ce point, en précisant que la forte mobilité mise en évidence par le fahrboschung, résulte en partie d'un étalement des débris rocheux avec un coefficient de frottement "normal" H'/L'. Le coefficient de frottement d'un tas de sable sec pulvérulent vaut 0,6. Le *Fahrböschung* des cas recensés dans la base de données présente une gamme large de 0,002 pour le glissement sous-marin de Rockall (Hampton *et al.* 1996, Legros 2001) à 0,67 pour l'écroulement de Randa (Noverraz et Bonnard 1991), si on considère uniquement les cas de volume supérieur à 10^6 m^3.

Utilisant les deux coefficients de frottement, Hsü (1975) propose de calculer **la distance excessive de parcours Le**. En considérant un coefficient de frottement "normal" de 0,62 (tan 32°), on devrait obtenir une distance horizontale de parcours "normale" (**Fig. 2.02**). La différence entre la distance de parcours L et cette distance "normale" vaut la distance excessive de parcours :

$$Le = L - H/\tan 32° \qquad [2\text{-}1]$$

Cette soustraction caractérise la distance parcourue « en excès » par la masse rocheuse, si on considère un coefficient de frottement dit "normal". Le terme « excessive » avancé par Hsü (1978) implique une notion de mobilité exceptionnelle par rapport à la réalité physique jusqu'alors admise. Des phénomènes particuliers de transport limitant la perte d'énergie sont donc invoqués. Cependant, Voight (1978) pense que des H/L de 0,2 à 0,3 sont courant dans les roches, signifiant un angle de frottement de 15 à 30° par polissage de la roche (Cruden 1985). Ce paramètre n'est pas pris en considérant dans la base de données, mais son calcul est rapide.

En sédimentologie, on parle de phénomènes événementiels pour caractériser les processus instantanés à l'échelle des temps géologiques. La vitesse maximale atteinte par les débris est un paramètre intéressant, difficile à estimer du fait de la complexité du phénomène. Rares sont les témoignages humains, photographiques ou vidéos permettant un calcul assez précis de la rapidité du déplacement. Cela a été le cas à Elm (**Fig. 2.03**, Heim 1932), ou encore à Ontake (Inokuchi 1985, Moriwaki *et al.* 1985, Sassa 1987). Pour les cas plus anciens, on doit se contenter d'une estimation grossière à partir du théorème de l'énergie cinétique et de la chute libre :

$$v = \sqrt{2g.H} \qquad [2\text{-}2]$$

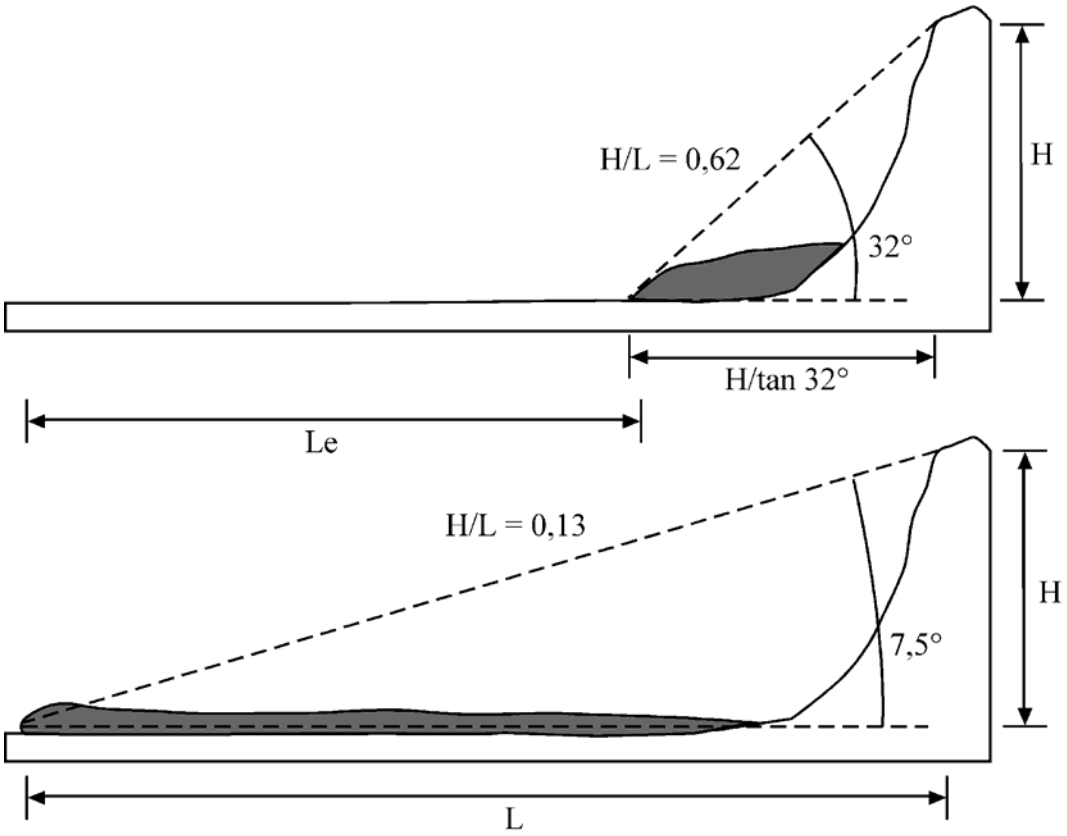


Figure 2.02 Schéma de présentation de la distance excessive de parcours Le par rapport à un cas de référence au coefficient de frottement de 0,62 (tan 32°).

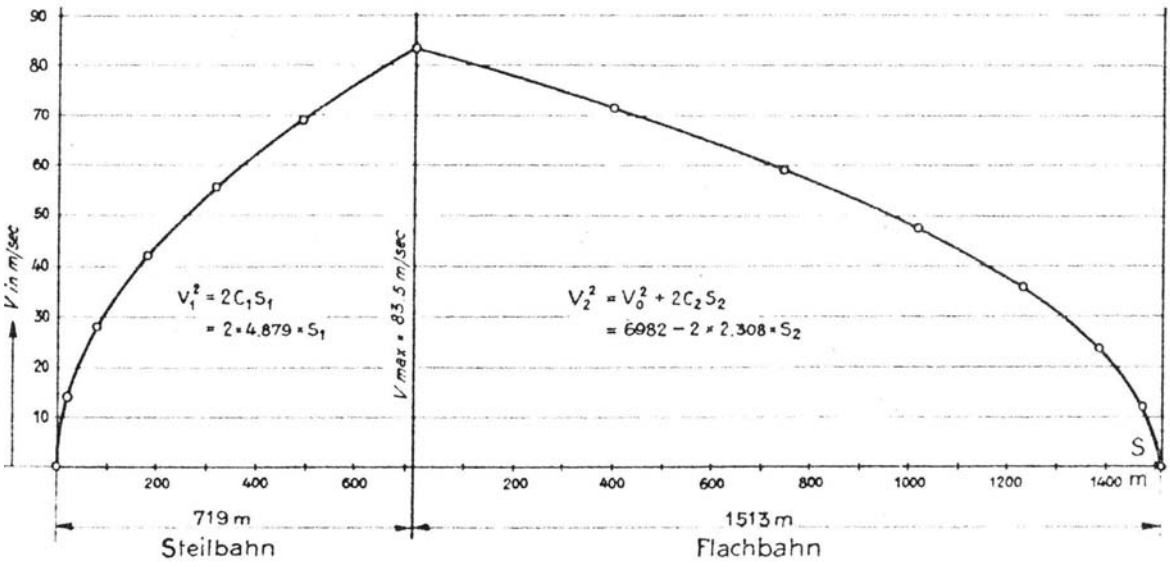


Figure 2.03 Profil des vitesses estimées par Heim (1932) pour le sturzstrom de Elm (11 septembre 1881).

L'énergie potentielle résulte directement de la hauteur de chute H et de la masse m mise en jeu. La perte d'énergie se fait de façon multiple, en particulier par frottement. L'énergie consommée par friction n'est pas négligeable, induisant une vitesse maximale beaucoup moins élevée par rapport aux estimations. Il faut pour cela agir sur le coefficient de frottement qui,

comme on l'a vu précédemment, est également sujet à discussion sur sa réalité. On estime donc la vitesse réelle en bas de pente :

$$v = \sqrt{2g.H(1-k)} \qquad [2\text{-}3]$$

Le paramètre k caractérise la perte d'énergie par frottement sur la pente, dépendant à la fois du matériau (coefficient de frottement) et de la pente du versant. Ce paramètre est par conséquent difficile à estimer.

2.3.2. Les différentes relations proposées et obtenues

- Introduction

Dès 1932, Heim mit en évidence une diminution du rapport H/L avec l'augmentation du volume de ces masses rocheuses (cf **Fig. 2.04**). Cette relation a été largement reprise par d'autres auteurs (Scheidegger 1973, Hsü 1975, Tianchi 1983, Evans et Clague 1988, Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991, Hayashi et Self 1992, Legros 2001), servant de base à la notion de mobilité. Des relations associant d'autres paramètres ont également été proposées (Shaller 1991a, Legros 2001), comme la corrélation décrite par Hsü (1975) entre la distance excessive de parcours et le volume. Ces différentes relations ont une signification qu'il convient de définir.

- Coefficient apparent de frottement et Volume

En utilisant des échelles logarithmiques, le coefficient de frottement et le volume des masses rocheuses étudiées montrent une corrélation linéaire négative (**Fig. 2.04**). Cette corrélation souffre cependant d'une réelle dispersion des données.

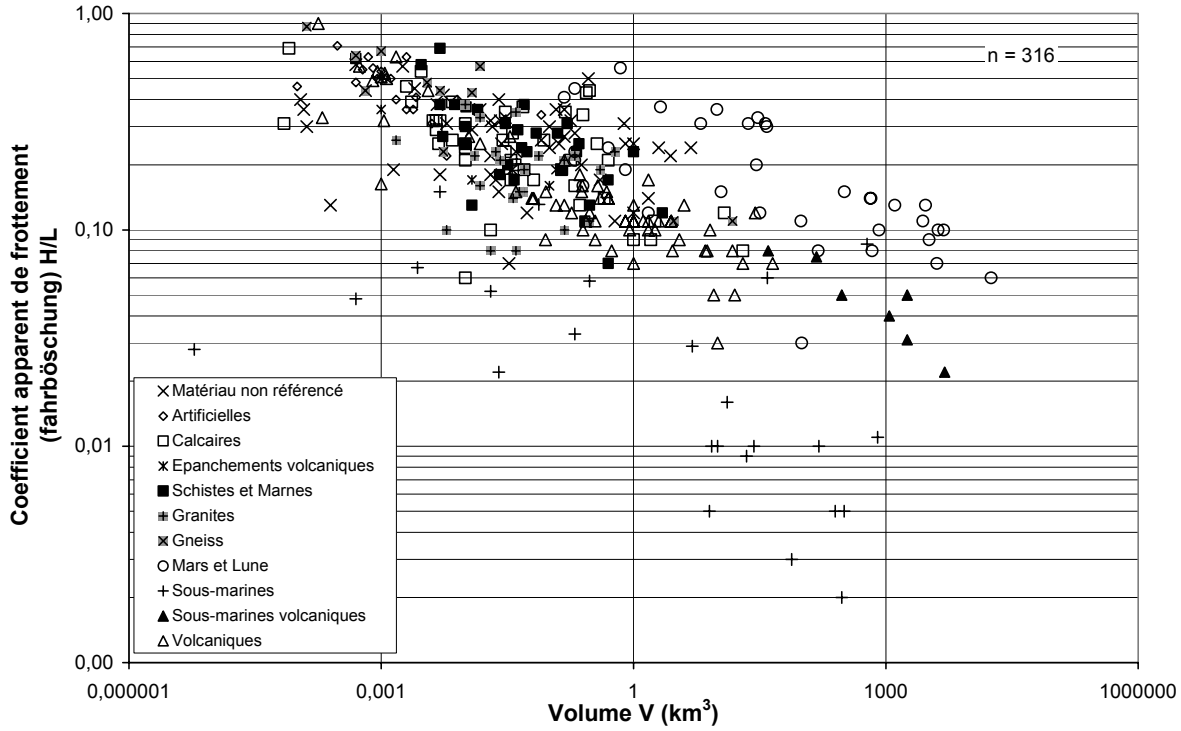


Figure 2.04 Relation entre le coefficient apparent de frottement et le volume des 316 cas de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses recensés dans la base de données.

Différentes catégories de données peuvent être distinguées sur la base du type de roches ou d'environnement affecté : volcanique (Voight *et al.* 1985, Hayashi et Self 1992, Legros 2001) ou non volcanique (Scheidegger 1973, Hsü 1975, Li 1983, Voight *et al.* 1984, Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991, Hayashi et Self 1992, Legros 2001), glaciaire ou non glaciaire (Evans et Clague 1988). On réalise également des comparaisons avec les coulées pyroclastiques (Hayashi et Self 1992), des glissements sous-marins (Legros 2001), extraterrestres (Legros 2001) ou artificiels (Shaller 1991a). Le but est de marquer les différences et de caractériser les facteurs influençant la mobilité. La liste des références n'est pas exhaustive car seules ont été retenues les études les plus développées (**Tableau 2.07**).

Tableau 2.07 Les relations statistiques proposées entre H/L et V.

log H/L = A.log V + B	N[a]	V limite[b]	A[c]	B[d]	r[e]	r^{2e}
Scheidegger (1973)						
Non volcanique	33	10^5 m^3	-0,157	0,624	-0,82	0,672
Hsü (1975)						
Non volcanique	35	10^5 m^3	-0,150	0,566	-0,83	0,694
Tianchi (1983)						
Non volcanique	35	10^5 m^3	-0,153	0,664	-0,778	0,605
Voight *et al.* (1985)						
Non volcanique	39	10^6 m^3	-0,086	0,030	-0,392	0,154
Volcanique	32	10^6 m^3	-0,103	-0,055	-0,624	0,389
Combiné	71	10^6 m^3	-0,162	0,572	-0,667	0,445
Evans et Clague (1988)						
Glaciaire	17	10^5 m^3	-0,106	0,140	-0,491	0,241
Non glaciaire	16	10^5 m^3	-0,126	0,421	-0,702	0,493
Nicoletti et Sorriso-Valvo (1991)						
Non volcanique	40	5.10^6 m^3	-0,085	-0,019	-0,37	0,137
Hayashi et Self (1992)						
Non volcanique	34	5.10^5 m^3	-0,151	0,574	-0,784	0,615
Volcanique	40	40.10^6 m^3	-0,089	-0,166	-0,551	0,304
Coulée pyroclastique	15	10^3 m^3	-0,124	0,143	-0,683	0,466
Legros (2001)						
Non volcanique	32	5.10^5 m^3	-0,150	0,751	-0,9	0,81
Volcanique	50	10^5 m^3	-0,190	0,554	-0,79	0,63
Martien	29	7.10^8 m^3	-0,190	1,333	-0,85	0,73
Sous-marin	47	6.10^3 m^3	-0,090	-0,713	-0,41	0,17
Résultats						
Non volcanique	115	7.10^4 m^3	-0,148	0,483	-0,62	0,391
Volcanique	67	$1,79.10^5$ m^3	-0,188	0,734	-0,89	0,788
Combiné	316	6.10^3 m^3	-0,148	0,443	-0,63	0,392
Martien et Lunaire	35	$1,5.10^8$ m^3	-0,123	0,524	-0,67	0,452
Sous-marin	31	6.10^3 m^3	-0,075	-0,887	-0,34	0,114
Artificielles	19	10^5 m^3	-0,124	0,418	-0,61	0,374

[a] nombre de données utilisées
[b] volume limite de l'étude
[c] coefficient directeur de la courbe de tendance
[d] abscisse à l'origine de la courbe de tendance
[e] coefficients de corrélation et de détermination de la courbe de tendance

L'analyse du graphique (**Fig. 2.04**) et du **Tableau 2.07** révèle une forte dépendance des données utilisées. Voight *et al.* (1985) ont utilisé 71 cas volcaniques et non volcaniques, avec une corrélation moyenne de 44,5 %. Notre étude, avec 316 cas utilisés (volcaniques, non volcaniques, martiens et lunaires, sous-marins, et artificiels), présente une corrélation similaire (r^2 = 0,392, **Fig. 2.04**).

Les données concernant les exemples volcaniques de Legros (2001) sont significativement corrélées ($r^2 = 0,63$), ce qui n'est pas le cas des 40 points de Hayashi et Self (1992) avec une corrélation de 0,304.
L'analyse des cas non volcaniques de différents auteurs montrent des résultats similaires (r^2 compris entre 0,605 et 0,810 ; Scheidegger 1973, Hsü 1975, Tianchi 1983, Hayashi et Self 1992, Legros 2001). Cependant, les mêmes données (32 à 35) ont tendance à être utilisées. Les résultats de Voight *et al.* ($r^2 = 0,154$ et $n = 39$; 1985) et de Nicoletti et Sorriso-Valvo ($r^2 = 0,137$ et $n = 40$; 1991), révèlent une très grande dispersion des données. D'après nos résultats ($r^2 = 0,391$ pour 316 cas), une corrélation existe, mais elle n'est pas nécessairement claire. On constate notamment que des mouvements de versant de plus faibles volumes de roches (moins de 1 million de m^3), sont capables d'avoir une forte mobilité. Face à cette dispersion des données, Hsü (1975) propose de distinguer qualitativement les cas les plus mobiles, et les cas les moins mobiles (valeurs du rapport $H/L)^2$. Cette idée permet de délimiter un champ de mobilité, dont il faut distinguer les différents degrés. Cela sous-entend que certains événements n'ont développé qu'une mobilité partielle par rapport à ce qui pouvait être envisagé à la vue des cas les plus mobiles de même volume. De fait, l'action de certains facteurs induit une consommation d'énergie limitant cette mobilité. Parmi ces facteurs, on note le rôle important joué par le contexte environnemental. Evans et Clague (1988) distinguent, par exemple, les mouvements de versant en environnement glaciaire ou non. Les cas dits « glaciaires » sont très dispersés, avec une mobilité très variable suivant les cas (**Tableau 2.07**). L'interaction avec le contexte géomorphologique glaciaire semble affecter le déplacement de ces masses rocheuses.

Afin de s'intéresser aux facteurs influençant la mobilité, d'autres catégories d'événements de grande ampleur ont fait l'objet d'une étude : les coulées pyroclastiques, les glissements sous-marins, quelques cas artificiels résultats d'essais nucléaires russes, et des cas extraterrestres (Mars et Lune).

- Hayashi et Self (1992) ont mis en évidence une plus grande mobilité des coulées pyroclastiques par rapport aux mouvements de versant de grande ampleur, même si une certaine dispersion des données existe. Des processus différents de transport, notamment du fait de la présence de gaz, doivent être invoqués pour décrire ces mobilités distinctes, même si des points communs existent avec les avalanches de débris volcaniques.

- Les glissements sous-marins sont très mal corrélés entre eux ($r^2 < 0,2$), signe d'une dispersion des données. On note que la mobilité des cas sous-marins est plus importante que pour les autres environnements, avec un H/L maximum de 0,15. On pense immédiatement aux effets de l'eau sur le transport de ces masses rocheuses (lubrification et action moindre du poids).

- Shaller (1991a) répertorie 19 avalanches de roches déclenchées artificiellement par les russes. Leur volume est compris entre 0,1 et 80 millions de m^3. Ces données sont mal corrélées ($r^2 = 0,374$). Leur position est proche des cas non volcaniques, d'où un comportement similaire.

- Les données de glissements martiens et lunaires de Legros (2001) montrent une très bonne corrélation de 73 % pour 29 cas recensés. Nos résultats présentent au contraire une certaine dispersion (r^2 = 0,452 pour 35 cas). Ces glissements extraterrestres ont un coefficient apparent de frottement plus élevé que leurs homologues terrestres de même volume. Leur distance de parcours est en moyenne deux fois moins élevée (Legros 2001). Ces événements ont un volume considérable, supérieur à 150 millions de m^3. 15 cas dépassent les 100 km^3.

La corrélation entre le coefficient apparent de frottement et le volume des mouvements de versant de grande ampleur n'est pas nécessairement claire, résultat de la complexité physique du phénomène et des nombreuses interprétations à envisager.

1. Il faut tout d'abord distinguer les différents types de matériaux mobilisés, et surtout le contexte environnemental ayant son importance comme facteur de la mobilité. Le raisonnement doit s'appuyer sur une analyse en sous-populations ;
2. Le postulat d'une dépendance du volume sur la mobilité n'est pas forcément vrai, avec quelques masses rocheuses de volume inférieur au million de m^3 et très mobiles (H/L faible). Le volume jouerait dans ce cas un rôle au niveau des facteurs de mobilité ;
3. La notion d'écoulement a une grande importance sur la mobilité. Etant situé dans le même champ de mobilité que les glissements sous-marins (**Fig. 2.04**), quelques cas continentaux pourraient avoir le même comportement. Le comportement quasi-fluide du matériau serait le facteur le plus important pour atteindre une grande distance de parcours. Ce comportement rend compte de la déformabilité du matériau et de sa capacité à s'écouler.

La relation H/L fonction de V est la plus communément utilisée. La complexité des informations retirées nécessite néanmoins de confronter d'autres paramètres entre eux afin de connaître leur influence sur la mobilité. On distingue pour cela les paramètres déterminants, d'autres résultants des caractéristiques du parcours ou des propriétés mécaniques de la masse rocheuse. La hauteur de chute est associée à la vitesse maximale atteinte par les débris rocheux, il s'agit d'un déterminant de l'énergie potentielle. Le volume est également un déterminant de l'énergie potentielle, mais ce paramètre dépend lui-même de la topographie et de la structure interne du massif déstabilisé. En revanche, la distance de parcours n'est pas un déterminant, mais une caractéristique géométrique résultante. Cette caractéristique dépend du profil du substratum, de l'énergie potentielle et de l'angle de frottement interne.

- Rôle de la hauteur de chute H

Une corrélation positive significative existe entre la hauteur apparente de chute H et la distance apparente de parcours L (Fig. 2.05). Cette distance apparente de parcours vaut de 1,15 H (pour le cas de Charmonetier) à 200 H (pour le glissement sous-marin A4B). L'observation des sous-populations laisse supposer que la tangente de la pente de la ligne d'énergie (ou rapport H/L) diminue lorsque la hauteur de chute H augmente. La hauteur de chute est donc un paramètre déterminant de la mobilité. Il apparaît de manière logique que les cas sous-marins ont un rapport H/L plus faible que les cas terrestres. La longueur du parcours dépend directement de la hauteur de chute, jouant sur l'énergie potentielle disponible (mgH). Une petite va-

riation de la hauteur de chute semble pouvoir entraîner une forte augmentation de la distance de parcours. L'analyse par sous-populations du même graphique, mais en tenant compte des volumes mis en jeu (**Fig. 2.06**), montre que la corrélation est d'autant plus faible que le volume est grand. Par conséquent, ce diagramme semble valable pour un volume inférieur à 1 km^3. Au-delà, la hauteur de chute n'apparaît pas comme un déterminant de la distance de parcours.

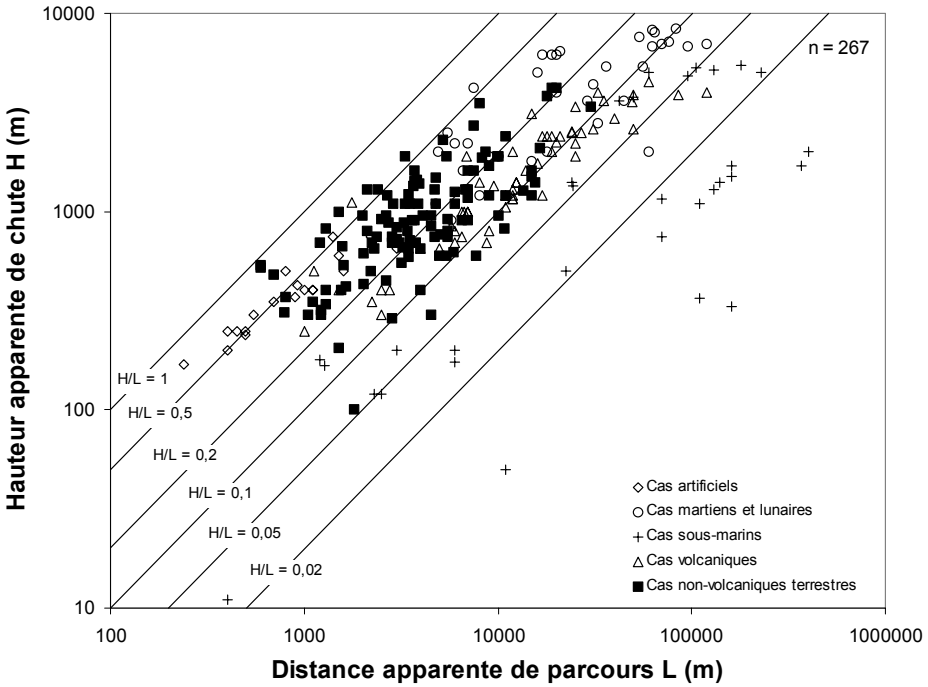


Figure 2.05 Relation entre la hauteur apparente de chute H et la distance apparente de parcours L suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.

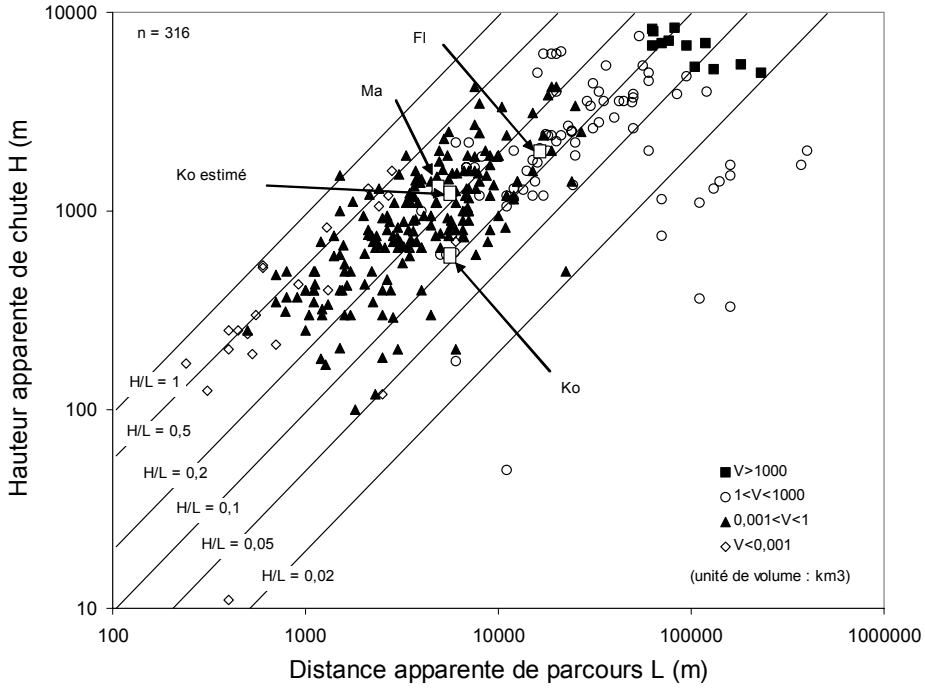


Figure 2.06 Relation entre la hauteur apparente de chute H et la distance apparente de parcours suivant le volume des masses rocheuses mobilisées.

On a vu précédemment que le coefficient apparent de frottement H/L ne semble pas dépendre directement du volume. La distance de parcours doit résulter de la vitesse atteinte par les débris durant le trajet, dépendant de la hauteur de chute (Skermer 1985) en considérant un volume inférieur à 1 km^3. Plus la masse rocheuse chute de haut, plus elle peut parcourrir une grande distance. La masse rocheuse dispose d'une grande énergie potentielle qu'elle peut dissiper en distance de parcours ou étalement. Mais le parcours de la masse rocheuse dépend également de la forme de la vallée (Hsü 1975, Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991), et du coefficient de restitution de la pente le long de laquelle les particules de roches bougent (Skermer 1985). On est par conséquent frappé par l'absence de corrélation entre la hauteur de chute et la mobilité H/L (**Fig. 2.07** et **Fig. 2.08**).

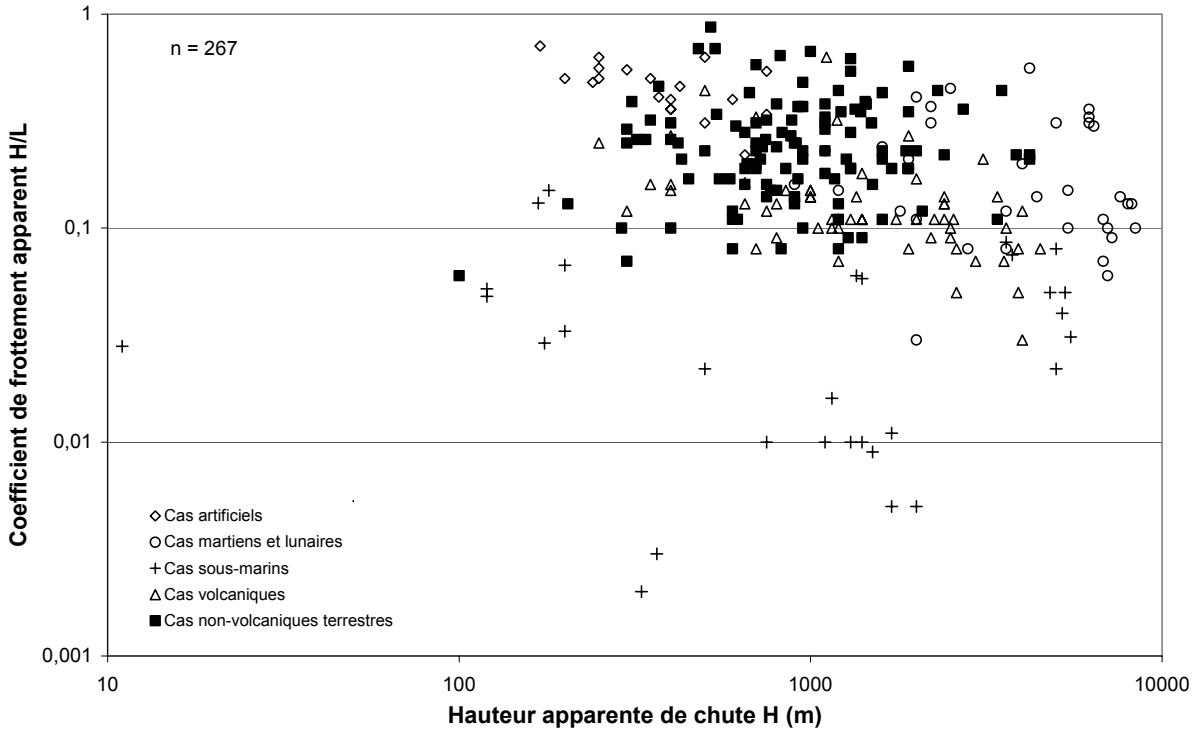


Figure 2.07 Relation entre la hauteur apparente de chute H et le coefficient apparent de frottement H/L suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.

Les données sont dispersées, sans regroupement par catégories de roches ou d'environnement. Les groupes sont plus marqués en considérant les volumes mobilisés. On retrouve alors la corrélation positive observée précédemment entre le volume et la mobilité. À volume équivalent, les cas extraterrestres ont une mobilité plus faible (**Fig. 2.05** et **Fig. 2.07**). Les résultats sont par contre à nouveau dispersés pour les glissements sous-marins (**Fig. 2.07**).

H et L ne sont pas des paramètres indépendants. Une légère augmentation de la hauteur de chute peut induire une forte variation de la distance de parcours, dépendant de la topographie existante (Legros 2001). Le coefficient apparent de frottement témoigne de la variabilité de cette dépendance entre ces deux paramètres, par une dispersion des valeurs suivant la hauteur de chute. La morphologie du profil topographique a une importance considérable sur les valeurs de la distance de parcours, au même titre que l'énergie potentielle représentée par la hauteur de chute.

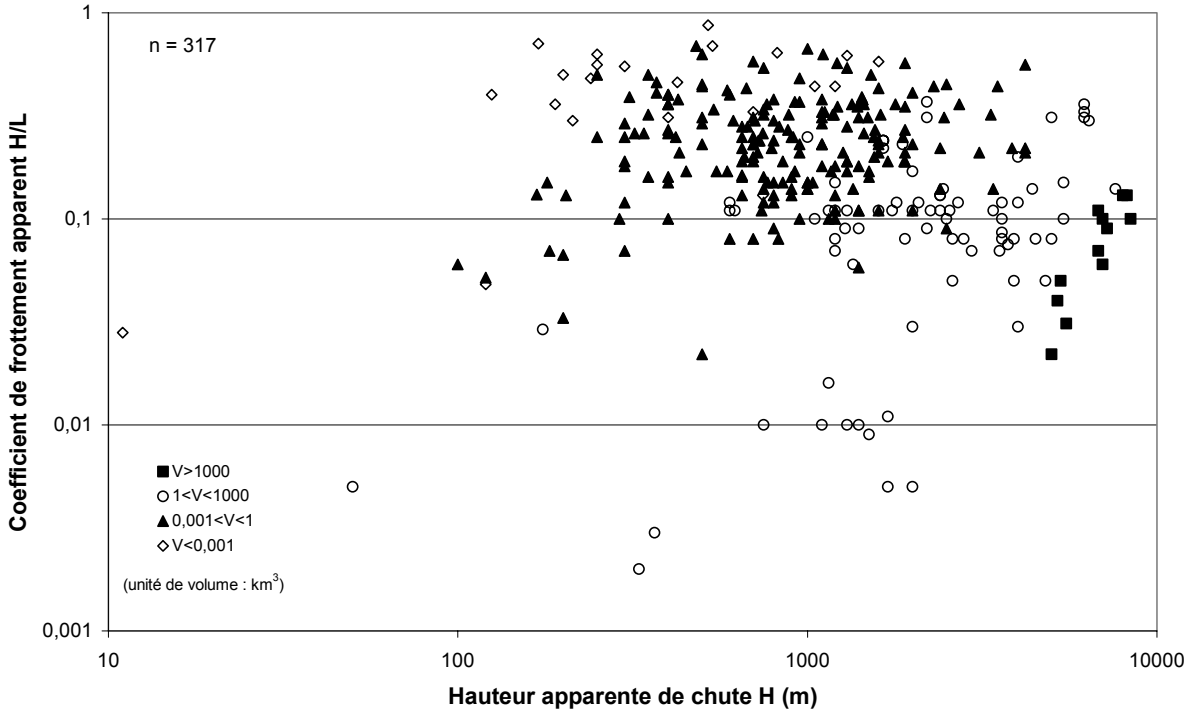


Figure 2.08 Relation entre la hauteur apparente de chute H et le coefficient apparent de frottement H/L suivant le volume des masses rocheuses mobilisées.

Une mauvaise corrélation positive apparaît entre la hauteur de chute et le volume des masses rocheuses mobilisées (**Fig. 2.09** et **Fig. 2.10**). Généralement, plus le volume est important, plus le centre de gravité (ou le point le plus haut de la niche d'arrachement) est situé haut (même si cela dépend fortement de la morphologie de la zone déstabilisée). L'inverse n'est pas vrai, avec des exemples comme Huascaran ayant subi une très longue descente (Ericksen et Plafker 1970). On remarque un léger regroupement suivant le type de matériaux ou d'environnement, ou suivant la distance de parcours. Les glissements sous-marins montrent à nouveau un très fort étalement des valeurs, reflet de la diversité du phénomène. Certains auteurs utilisent directement l'énergie potentielle (mgH) plutôt que la hauteur de chute. Le fait de tenir compte de la taille des masses rocheuses amène des corrélations avec l'aire des dépôts (Dade et Huppert 1998), d'où un rôle significatif du volume. L'épaisseur de la masse rocheuse joue en effet sur le coefficient de frottement (Erismann 1979).

- Rôle de l'étalement des débris

La distance de parcours et le volume des masses rocheuses sont corrélés positivement (**Fig. 2.11** et **Fig. 2.12**). Le regroupement suivant le contexte environnemental est intéressant, mais plus diffus si on considère la hauteur apparente de chute. Le volume influence directement la distance de parcours, tandis que la hauteur de chute est contrée par les effets de la topographie. La taille des masses rocheuses n'apparaît pas dans le calcul de la vitesse. Cependant, la distance apparente de parcours ne reflète que partiellement la mobilité. On n'était pas surpris de la corrélation entre la hauteur de chute et le volume. Le même constat peut être fait avec la distance de parcours. Plus le volume est important, plus la distance apparente de parcours est nécessairement grande, mais limitée par la tortuosité du parcours. A ce stade, la mo-

bilité est caractérisée en tant que distance atteinte par les débris rocheux. Davies (1982) insiste sur l'expansion représentée par les dépôts. Il faut pour cela tenir compte de l'aire recouverte par la masse rocheuse.

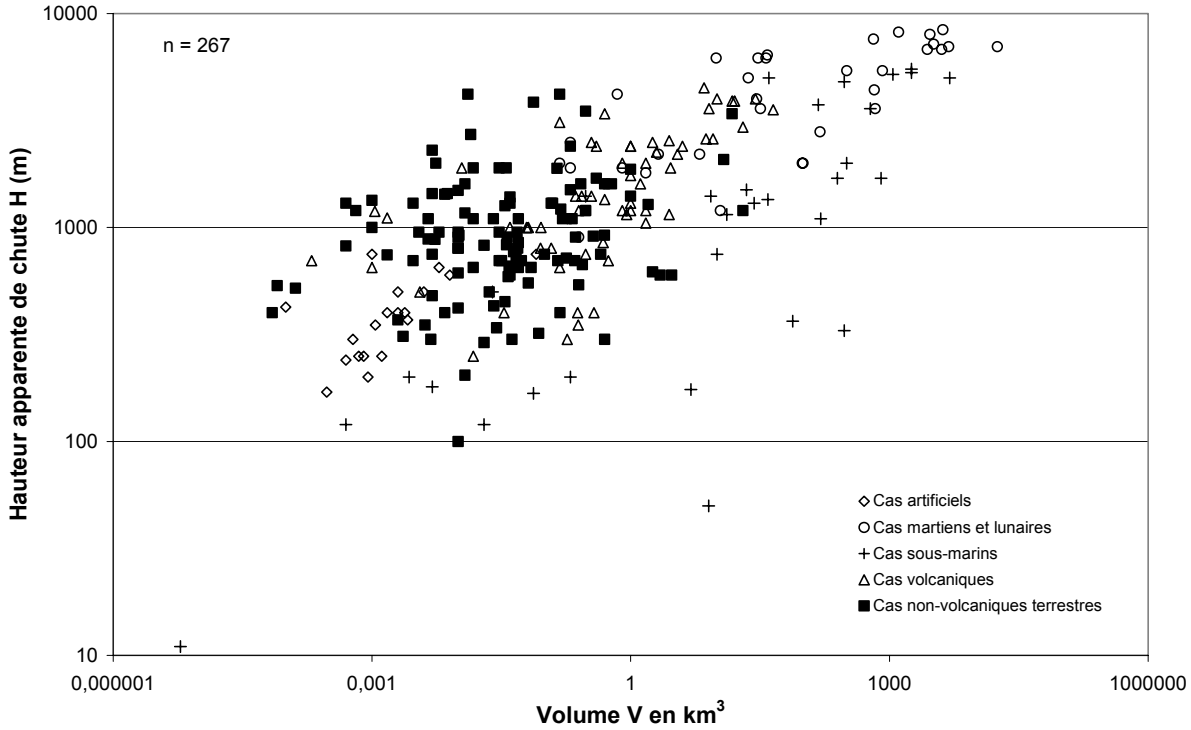


Figure 2.09 Relation entre la hauteur apparente de chute et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.

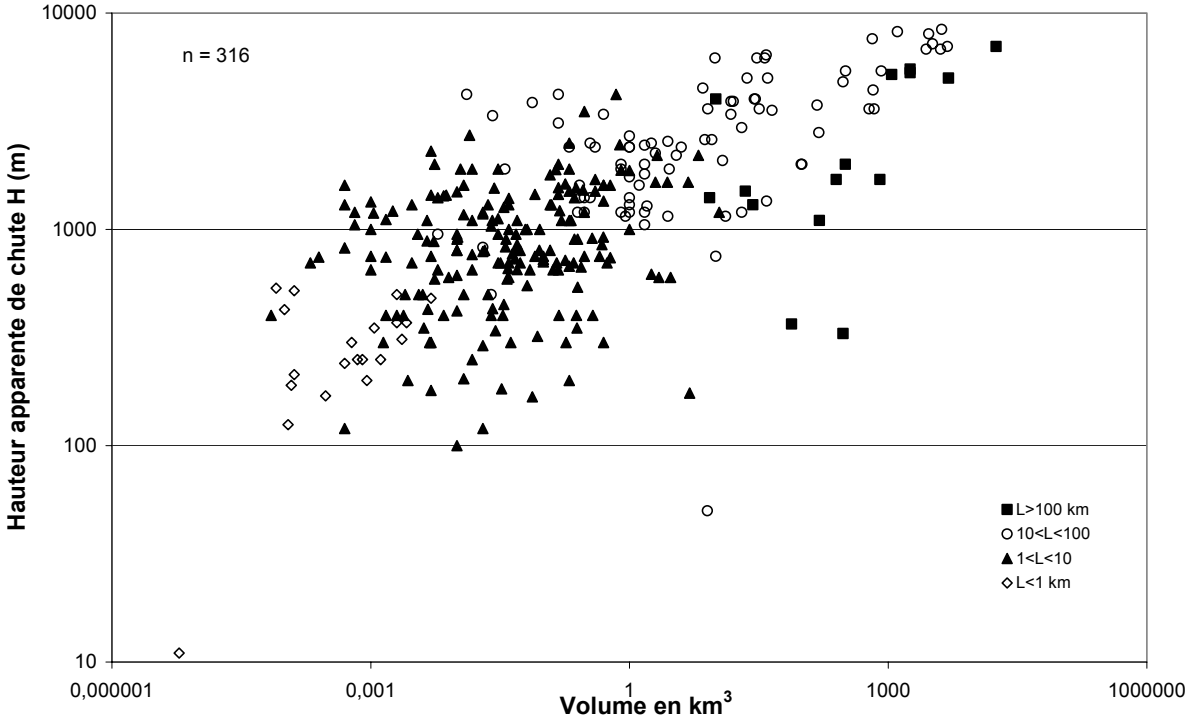


Figure 2.10 Relation entre la hauteur apparente de chute et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant la distance apparente de parcours.

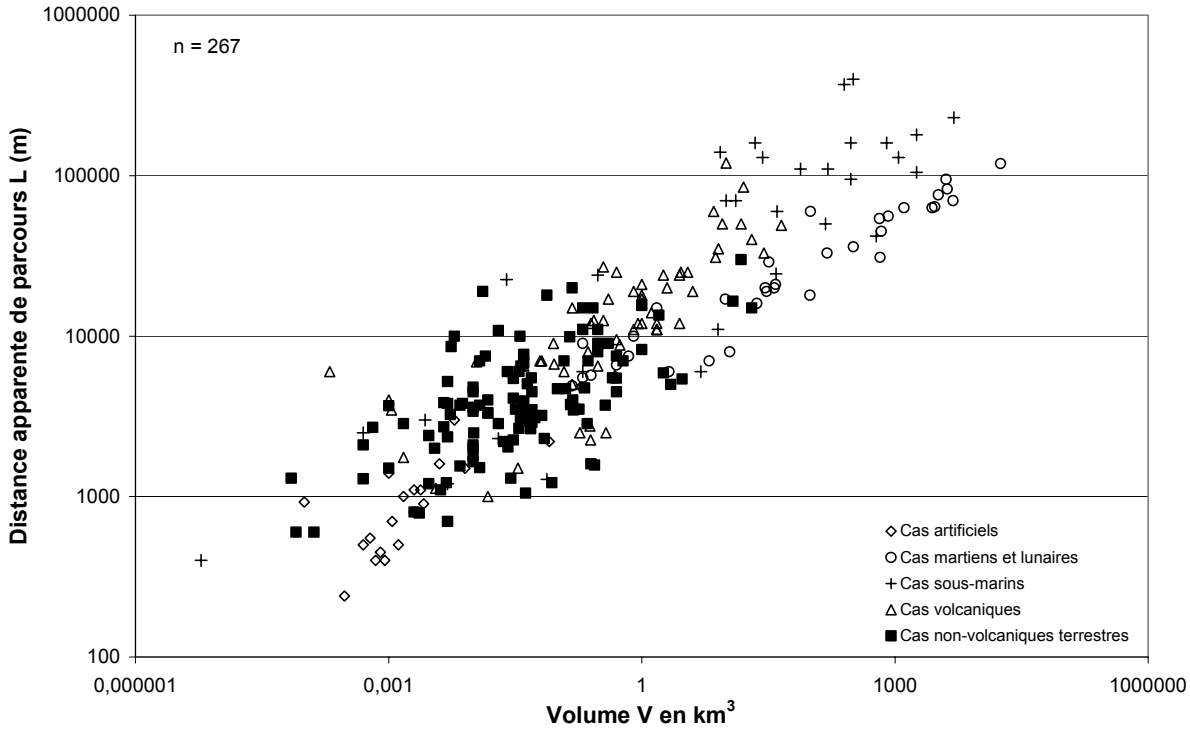


Figure 2.11 Relation entre la distance apparente de parcours et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.

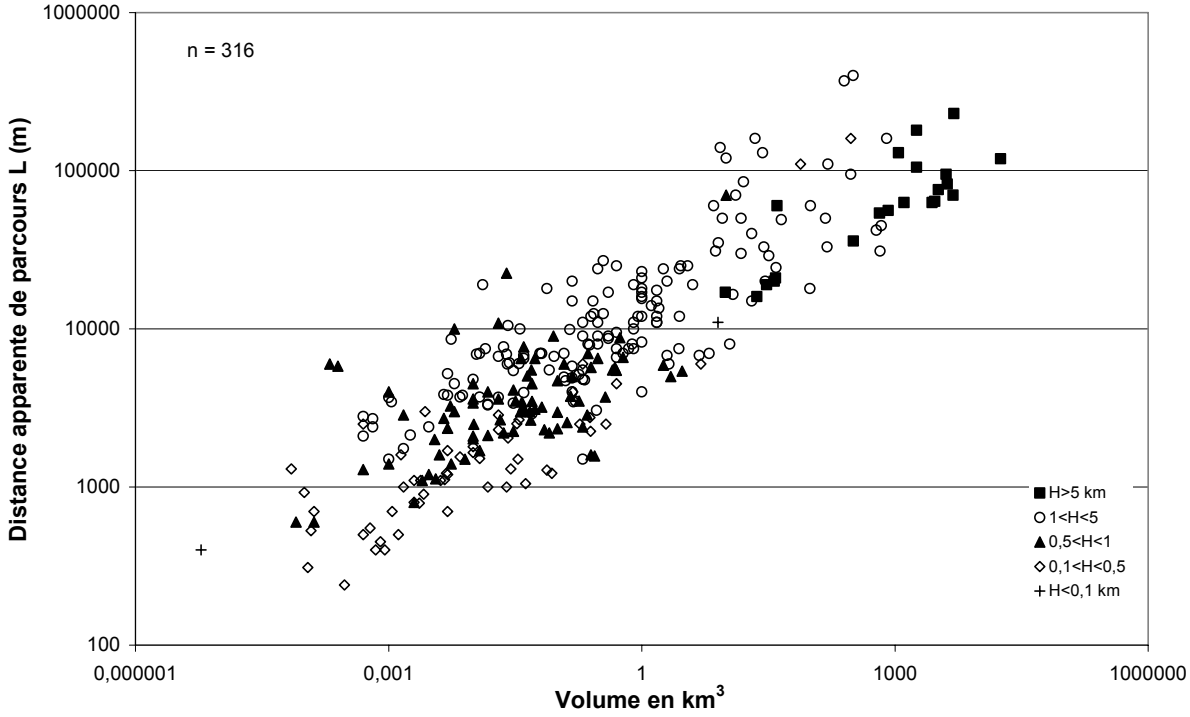


Figure 2.12 Relation entre la distance de parcours et le volume des masses rocheuses suivant la hauteur apparente de chute.

On constate une corrélation positive entre l'aire représentée par les dépôts et leur volume (**Fig. 2.13** et **Fig. 2.14**). Selon Dade et Huppert (1998), l'aire de recouvrement des dépôts est proportionnelle à l'énergie potentielle disponible initialement, avec une loi de corrélation de type puissance. Le rapport V/A est une estimation de l'épaisseur moyenne des dépôts

(**Fig. 2.13**). L'analyse de ce rapport et de l'aire des dépôts est une indication de l'étalement des débris rocheux, et par conséquent des contraintes topographiques appliquées à la masse rocheuse lors de son expansion.

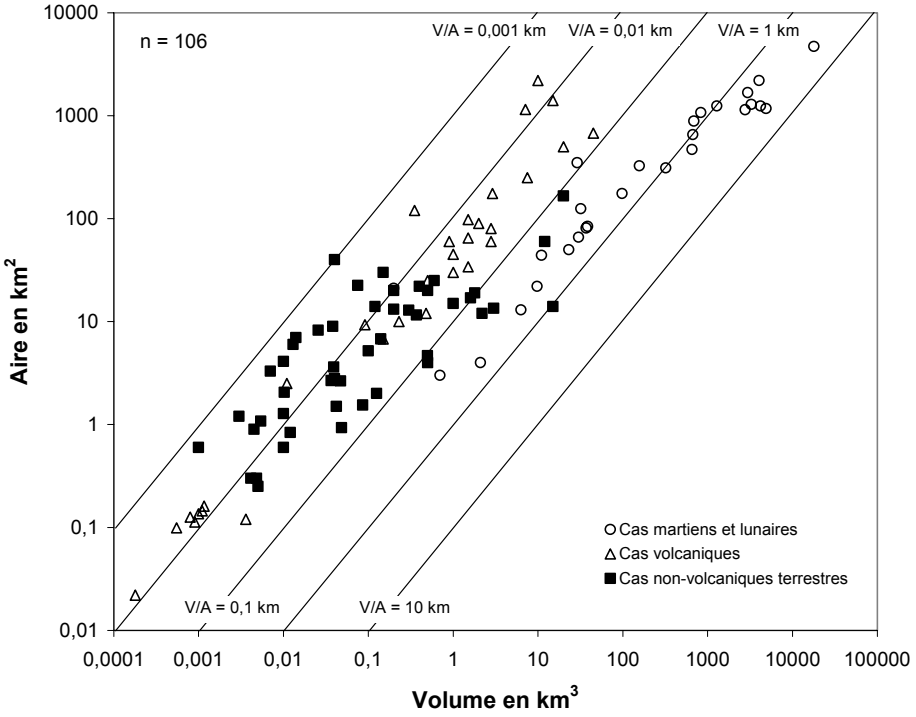


Figure 2.13 Relation entre l'aire représentée par les dépôts et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.

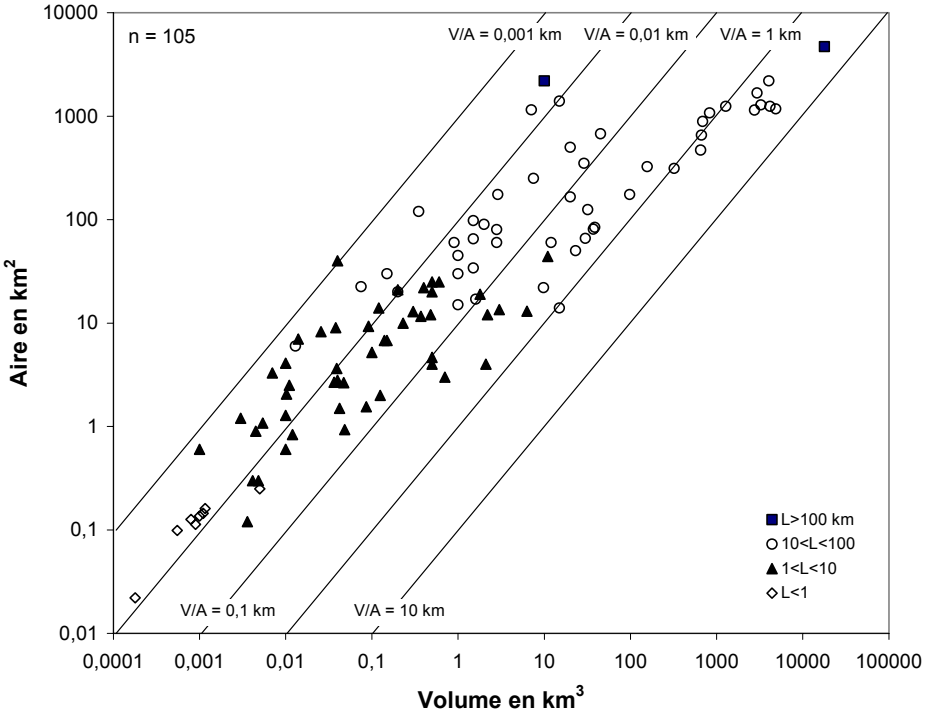


Figure 2.14 Relation entre l'aire représentée par les dépôts et le volume des masses rocheuses mobilisées suivant la distance apparente de parcours.

Le contexte environnemental prend toute son importance, avec un regroupement significatif des données. Les cas extraterrestres ont un rapport V/A proche de 1 km, plus élevé que leurs homologues terrestres. Une nette distinction apparaît entre les cas volcaniques et non volcaniques. Les produits d'événements non volcaniques ont un rapport V/A oscillant entre 1 km et 0,001 km, d'où un étalement très variable dépendant fortement de la topographie locale. Les cas volcaniques sont plus alignés avec un rapport V/A dans une gamme moyenne de 0,1 à 0,01 km. L'étalement est important, et à peu près similaire dans tous les cas. Cela résulte de la topographie des édifices volcaniques, surplombant des domaines à morphologie ouverte où la contrainte topographique reste limitée.

On note une certaine relation entre la distance apparente de parcours et l'aire représentée par les dépôts. Ce ne sont donc pas des paramètres indépendants, avec une association mobilité-étalement (**Tableau 2.08**). Cet étalement est un paramètre très important dont il faut tenir compte, témoignant de l'action des facteurs de mobilité, en particulier de la topographie de confinement.

Tableau 2.08 Corrélation entre l'aire des dépôts et la distance apparente de parcours.

Aire A	Distance apparente de parcours L
>1000 km^2	>100 km
10 à 1000 km^2	10 à 100 km
1 à 10 km^2	1 à 10 km
<1 km^2	<1 km

L'association mobilité-étalement révèle une tendance régressive, avec regroupement un peu confus des données suivant le type de matériaux ou contexte environnemental (**Fig. 2.15** et **Fig. 2.16**). Pour une même valeur de l'aire des dépôts, les cas martiens et lunaires ont un coefficient apparent de frottement plus élevé, mais également un volume plus important. On retrouve l'information précédente d'un moindre étalement des masses rocheuses par rapport à leurs homologues terrestres, à volume égal. La mobilité sur Mars et sur la Lune paraît moins forte.

Alors que les cas volcaniques sont assez bien alignés, les cas non volcaniques présentent une plus grande dispersion. L'absence de réelle contrainte topographique en contexte volcanique (dans la plupart des cas), induit une association marquée entre mobilité et étalement des masses rocheuses. Le matériau est généralement plus homogène que pour les cas non volcaniques, d'où une plus faible dispersion des données. En domaine non volcanique, la topographie limite le parcours de certaines masses rocheuses, ou facilite au contraire leur déplacement. La bonne corrélation générale entre le coefficient apparent de frottement H/L et l'aire des dépôts A résulte du fait que ces deux paramètres non déterminants témoignent du caractère contraignant exercé par le profil topographique sur la masse rocheuse. En environnement volcanique, la masse rocheuse a la possibilité de subir à la fois un étalement et un étirement, avec un comportement généralement homogène. En domaine non volcanique, une certaine hétérogénéité existe suivant la topographie avec possibilité pour la masse rocheuse de s'étirer ou de s'étaler, expliquant la dispersion des données. Il faut donc dans ce cas considéré l'épaisseur de la masse rocheuse et l'existence d'une certaine viscosité du corps en déplacement.

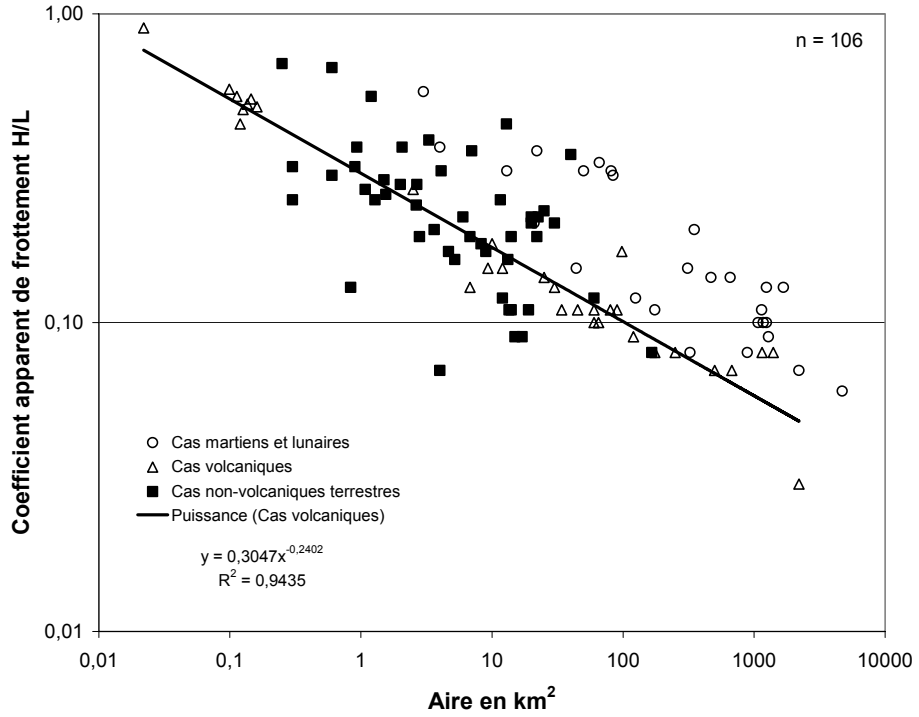


Figure 2.15 Relation entre le coefficient apparent de frottement et l'aire représentée par les dépôts, suivant le matériau ou le contexte environnemental impliqué.

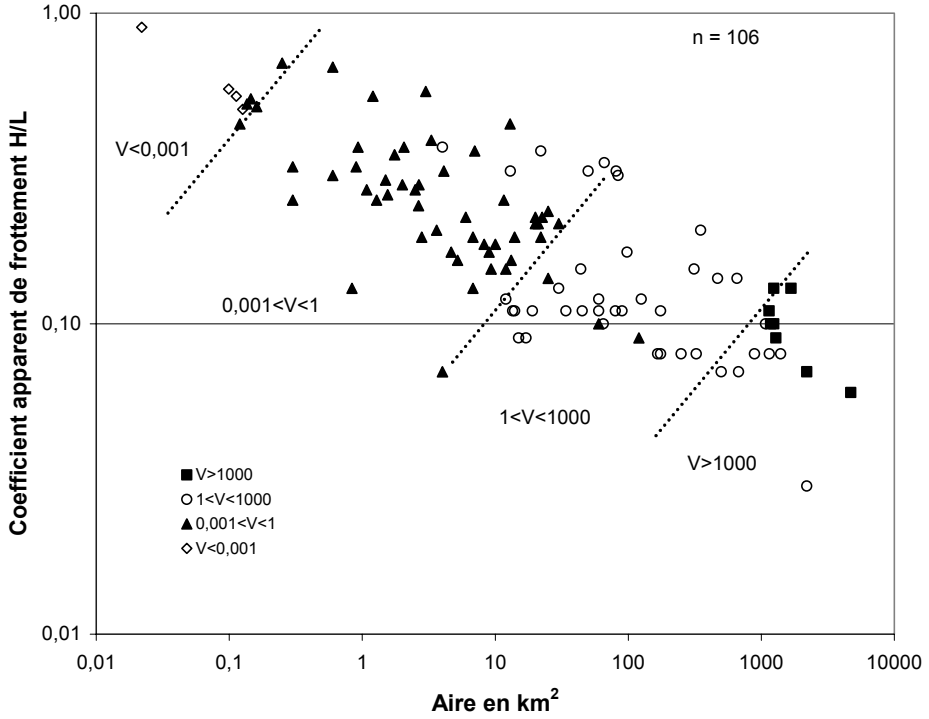


Figure 2.16 Relation entre le coefficient apparent de frottement et l'aire représentée par les dépôts, suivant le volume des masses rocheuses mobilisées.

2.4. Informations apportées par les relations statistiques

Les relations statistiques mettent en évidence des corrélations entre les différents paramètres, en vue d'une comparaison qualitative. Leur utilisation à des fins de prévention semble cepen-

dant difficile à cause de la trop grande dispersion des données. L'incertitude est par conséquent trop forte. Un certain nombre de facteurs peuvent expliquer cette variabilité. Leur discrimination pourrait être une aide précieuse à l'étude des « Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses ».

Le premier constat est l'importance de la taille de ces masses rocheuses. Le volume ne semble pas jouer un rôle direct sur la mobilité. Des effets d'échelle existent, cependant, et doivent être pris en considération. Ceux-ci reflètent une réalité physique, et une action au travers des processus de propagation.

Dans un second temps, la mobilité apparaît être une notion complexe. Longtemps, le coefficient de frottement a caractérisé une mobilité de parcours. Ce paramètre, calculé, atteint des valeurs extraordinairement faibles, au-delà de toute réalité physique jusqu'alors admise. La prise en compte des caractéristiques de la topographie rend compte du particularisme du phénomène de grande ampleur dans son environnement.

Enfin, la distinction des différents types de matériaux a mis en évidence le rôle joué par le contexte environnemental. Une comparaison avec les cas volcaniques, sous-marins et extra-terrestres permet de mieux caractériser le phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses ». Ces cas particuliers marquent l'importance de certains facteurs sur la mobilité.

Les paramètres déterminants pour la mobilité interviennent aux différents stades d'évolution de la masse rocheuse avec le temps :

- Au stade ultime de la préparation, deux paramètres ont un rôle majeur sur la mobilité future de la masse rocheuse : l'état initial de fracturation du massif rocheux et le facteur à l'origine de la rupture (séisme, eau, surcharge, …).
- Au stade de la propagation, la hauteur de chute affecte l'intensité de l'énergie potentielle mise en jeu. Il faut également tenir compte du profil topographique s'opposant au déplacement des débris (plan, coupe, rugisté, pente, …). La masse rocheuse voit son comportement dépendre des caractéristiques mécaniques de la roche (cohésion, angle de frottement, effets sur l'énergie cinétique moyenne et instantanée, …) avec des phénomènes de lubrification et de fluidification, et une évolution de la blocométrie.
- Au stade du dépôt, l'arrêt intervient par aggradation progressive avec perte de masse. Le bilan en terme d'énergie est une perte d'énergie cinétique instantanée avec dissipation brutale sous forme de chaleur au niveau d'une couche-limite, collision contre la topographie ou encore fragmentation de la masse rocheuse (évolution des caractéristiques rhéologiques).

2.4.1. L'effet d'échelle

Le mouvement vers le bas d'une masse de débris granulaires est indépendant de sa taille. En effet, la masse disparaît de l'équation du mouvement (Principe d'énergie cinétique, Scheidegger 1973). Un effet d'échelle (*size effect*) apparaît cependant sur les graphiques mettant en relation le volume et divers paramètres, témoin d'une certaine réalité physique.

- effet d'échelle au niveau de la rupture

L'expression simplifiée du facteur de sécurité pour le glissement plan indéfini, suivant une surface de rupture parallèle à la pente, révèle l'importance de la géométrie sur la stabilité du système :

$$F_S = \frac{C}{\gamma.E.\sin\beta} + \frac{\tan\phi}{\tan\beta} \qquad [2\text{-}4]$$

C : cohésion
γ : poids spécifique
E : épaisseur du plan de rupture
tan ϕ : coefficient de frottement de l'interface suivant laquelle se réalise la rupture
β : angle de la pente

Les forces motrices découlent du poids du terrain (et donc de son **volume**) potentiellement instable. Les forces stabilisatrices résultent de la capacité du terrain à résister au cisaillement en mobilisant la cohésion du matériau et le frottement solide. La cohésion reflète la texture de la roche ou de l'interface, par une force proportionnelle à la **surface** de rupture. Le frottement solide (en rapport avec l'angle de frottement interne) est mobilisé par l'intermédiaire de l'effort normal sur l'interface (éventuellement diminué par une poussée hydraulique) et est donc dépendant du poids du terrain (et donc de son volume). En conséquence, le calcul du rapport de forces stabilisatrices sur les forces motrices, conduisant au coefficient de sécurité, fait apparaître un effet d'échelle, spécialement au travers du facteur C/γE. Plus la surface potentielle de rupture est profonde, plus le coefficient de sécurité est faible. Notons que ce raisonnement reste valable à condition de ne pas sortir du modèle du glissement plan indéfini. Il va de soi que, par référence à une situation réelle, au-delà d'une certaine profondeur, on sortira du cadre de ce modèle.

On peut dire cependant que, pour le glissement plan, la surface de rupture étant la discontinuité la plus profonde envisageable, ce processus de rupture, s'il est réaliste, favorise la grande ampleur. La rupture en glissement nécessite une discontinuité favorablement inclinée et quelques fractures pour individualiser le bloc glissant. Ce même effet d'échelle apparaît aussi pour d'autres processus de rupture, différents du glissement plan. On peut citer l'exemple du glissement du Vaïont en Italie, avec rupture du versant calcaire de 250 millions de m^3 le long d'un joint stratigraphique (**Fig. 2.17**).

L'écroulement ou le basculement d'un pan rocheux nécessite l'individualisation de blocs par combinaison d'un grand nombre de familles de discontinuités. Cet assemblage géométrique des discontinuités permet rarement la déstabilisation en une fois d'un très grand volume de roches. Par contre, des ruptures multiples peuvent se produire, par retrait progressif d'une paroi d'un versant. La déformation atteint des parties de plus en plus profondes de la montagne. C'est l'exemple de l'écroulement de Randa (Suisse) avec trois ruptures majeures de la paroi gneissique, pour un volume maximum de 10 millions de m^3 (Noverraz et Bonnard 1991).

Les mouvements de versant de grande ampleur sont privilégiés par la rupture en glissement, avec des volumes dépassant le million de m^3. D'autres processus sont envisageables, avec des volumes moindres et des phases multiples de rupture. Dans ces cas, le coefficient apparent de frottement H/L reste proche des valeurs physiques reconnues (environ 0,6).

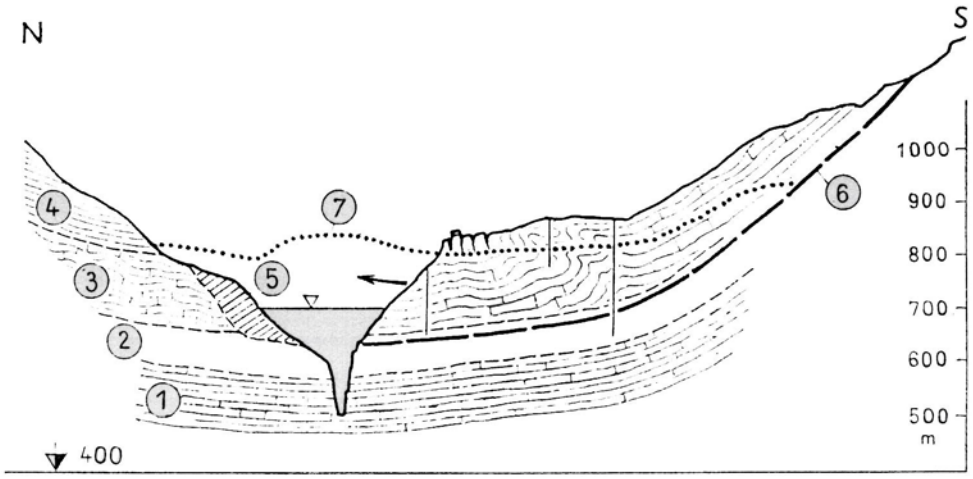


Figure 2.17 Coupe du Glissement du Vaïont. 1. Calcaire du Dogger ; 2. Calcaires lités à interlits argileux du Malm ; 3. Calcaires en bancs épais du Crétacé ; 4. Calcaire marneux du Crétacé ; 5. restes d'un ancien glissement ; 6. surface de rupture en glissement ; 7. profil actuel des dépôts dans la vallée (d'après Selli et Trevisan 1964).

- effet d'échelle réel

Une des caractéristiques majeures des « Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses » est leur comportement fluide, leur permettant de passer outre les contraintes topographiques. Les masses rocheuses, parfois initialement très rigides, peuvent s'étaler ou s'écouler même sur des pentes très faibles. D'une rupture en glissement avec un comportement rigide plastique, la masse rocheuse devient une avalanche de roches avec mise en place des processus de fluidification.

Avec un volume modeste, de nombreux cas ne présentent pas cette phase d'écoulement. Les blocs souvent massifs et anguleux ont tendance à stopper rapidement, même si la pente est très forte. Ce sont les exemples de l'écroulement de Randa (Noverraz et Bonnard 1991) ou du Claps de Luc-en-Diois (Couture *et al.* 1997). Les processus de fluidification ne semblent pas intervenir, par manque de temps, résultat du volume moindre. Ce volume-limite serait de 1 million de m^3 (Okura *et al.* 2000a).

Les quelques contre-exemples révèlent l'importance de facteurs, comme une forte teneur en eau ou en particules fines dès l'étape de génération du mouvement. L'écoulement a ainsi pu se mettre en place dès le départ. Les distances parcourues par ces masses rocheuses sont importantes, en dépit d'un volume moindre. Ce fut le cas au Nevado Huascaran (Ericksen et Plafker 1970) ou Ontake (Inokuchi 1985, Moriwaki *et al.* 1985, Sassa 1987), mais également de manière plus spectaculaire à la vue du faible volume de roches mobilisées à Monbiel (Eisbacher et Clague 1984).

Dans ces cas particuliers, le volume n'apparaît pas comme un facteur ayant influencé la transformation de la masse rocheuse. Dans les autres cas, la grande ampleur catalyse indirectement le processus de fluidification par une plus longue durée du transport et une plus forte intensité des pressions exercées au sein de la masse rocheuse. Kobayashi (1997) y ajoute la notion de vitesse-limite atteinte par les cas les plus volumineux. Le volume apparaît dans l'expression de l'énergie totale mise en jeu, et des pertes par frottement intervenant au cours du parcours.

L'influence multiple et indirecte de la taille des masses rocheuses est reflétée par la dispersion des données dans le graphique mettant en relation H/L et V (**Fig. 2.04**).

- effet d'échelle apparaissant par les relations statistiques entre paramètres

Les relations statistiques révèlent un contrôle certain de la hauteur de chute et du volume sur la distance de parcours (Legros 2001). La relation simple : log H/L fonction de log V, met en évidence une augmentation de la mobilité avec le volume (**Fig. 2.04**). Cela se résume à une augmentation de la distance de parcours en fonction de la hauteur de chute. La taille de la masse rocheuse joue donc un rôle important sur le parcours.

Quelques nuances apparaissent cependant. Pour un volume donné, le coefficient apparent de frottement dévoile une très grande dispersion des données (par exemple, de 0,07 à 0,6 pour 1 km^3 de roches mobilisées). De même, certains cas ont un volume de roches plus faible ($< 10^6$ m^3) mais d'aussi longues distances de parcours (H/L<0,6). Skermer (1985) cite le cas de Monbiel en Suisse avec un H/L de 0,42 pour 70 000 m^3 de roches (Eisbacher et Clague 1984). A Summit Lake aux Etats-Unis, c'est 250 000 m^3 de roches qui présentent un H/L de 0,13 (Brandon 1991, Shaller 1991a). Une quinzaine de cas sont répertoriés dans la base de données (**Annexe A**).

Ces contre-exemples de l'effet d'échelle témoignent de l'importance des caractéristiques géomécaniques de la masse rocheuse, et du contexte topographique. Le volume mobilisé ne serait pas un paramètre influençant directement la mobilité, mais pourrait jouer le rôle de catalyseur sur les processus de transformation de la masse rocheuse au cours de transport. Un volume plus grand signifie une plus longue durée du trajet. La masse rocheuse peut donc se modifier (phénomènes de désintégration) pour atteindre un comportement quasi-fluide à mobilité plus grande.

2.4.2. La notion de mobilité

- mobilité et distance de parcours

Le coefficient de frottement H/L est un indicateur de la mobilité puisqu'il intervient au niveau de l'expression de la dissipation d'énergie par friction. Ce rapport H/L est responsable de la distance importante de parcours (Legros 2001), mais les valeurs sont biaisées par un artefact de calcul si on considère les valeurs apparentes. Etant donné que l'angle de frottement interne de la plupart des roches en conditions non drainées est de l'ordre de 30°, la rupture a lieu lorsque la pente moyenne vaut 30° ($F = \tan \varphi / \tan \beta = 1$).

On constate, pour les différents cas recensés, des valeurs bien moindres du coefficient apparent de frottement. Cela signifie que les masses rocheuses ont parcouru une distance plus importante que ce qui pouvait être estimé à partir de la hauteur de chute et de l'angle de frottement moyen. Plusieurs causes doivent être analysées :

- Le coefficient apparent de frottement a tendance à simuler une mobilité excessive par rapport à la réalité. Un étalement important induit une forte différence entre le coefficient de frottement mesuré entre les centres de masse, et le *Fahrböschung* s'appuyant sur le point le plus éloigné des dépôts. La mobilité de parcours est donc en partie un artefact de calcul.

- Le processus de rupture est relativement bien connu, avec une diminution de l'angle de frottement interne par dégradation de la roche ou apport d'eau. Ce phénomène s'accentue au cours du transport par transformation du matériau avec apport de particules de petites dimensions au système, avec éventuelle vaporisation d'eau interstitielle et pression de vapeur limitant les interactions entre grains. Il faut donc envisager un coefficient de frottement interne de ces masses rocheuses plus faible que les valeurs jusqu'alors admises.
- L'étalement des valeurs de la mobilité pour un volume donné a mis en évidence l'action possible de facteurs externes influençant le parcours et la forme des dépôts. La topographie a par exemple un effet très contraignant sur les distances parcourues.

- mobilité de surface

A l'aide de l'aire représentée par les dépôts, on a pu distinguer une mobilité exprimée par l'étalement, associée à la mobilité de parcours ou étirement de la masse rocheuse. L'étalement est également représenté par le rapport V/A, comme valeur moyenne de l'épaisseur des dépôts.

Une contrainte topographique importante limite le parcours de la masse rocheuse, et la force à s'étaler en fond de vallée. L'étirement de la masse rocheuse est faible devant son étalement. C'est l'exemple de l'avalanche de roches du Val Pola en Italie (Azzoni *et al.* 1992, **Fig. 2.18**).

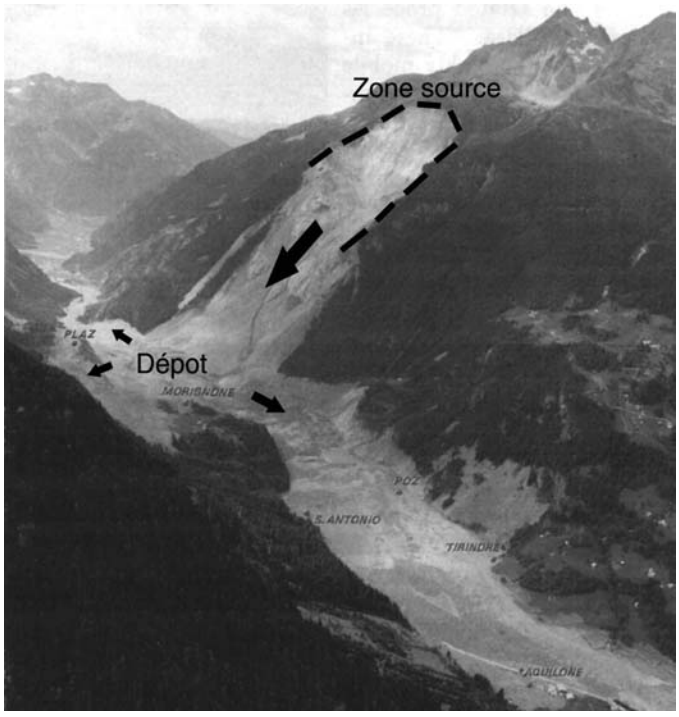


Figure 2.18 Photographie de l'avalanche rocheuse du Val Pola. Les dépôts se sont étalés suivant l'axe de la vallée, vers l'amont et l'aval, après impact contre le versant opposé de la vallée de l'Adda (d'après Govi 1989).

Des débris rocheux conduits par un corridor topographique ont un parcours favorisé par une canalisation naturelle. Ainsi, la masse rocheuse ne s'étale pas. La distance de parcours est dans ce cas plus forte, tandis que les dépôts demeurent épais. Il devient dès lors important de tenir compte du paramètre épaisseur. Plusieurs exemples sont décrits comme Craigieburn en Nouvelle-Zélande (Whitehouse 1981), ou encore Twin Slide (Eisbacher 1979, **Fig. 2.19**).

En absence de toute contrainte, la masse rocheuse s'étale et parcourt une grande distance. On peut citer l'exemple du Sherman Glacier en Alaska (McSaveney 1978) ou de Blackhawk aux Etats-Unis (Shreve 1968, Johnson 1978, **Fig. 2.20**). Il se peut également que la contrainte topographique soit très forte, avec à la fois limitation de la distance de parcours et de l'étalement. Cela se caractérise par des dépôts massifs en bas de pente, très épais, avec étalement limité voire absent.

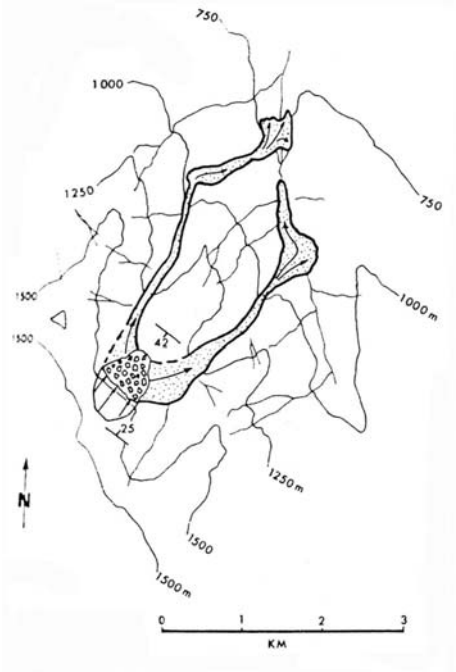


Figure 2.19 Carte des Twin Slides. La masse rocheuse s'est répandue dans les deux vallées en étant canalisée tout au long du parcours (d'après Eisbacher 1979).

Figure 2.20 Vue aérienne oblique du glissement de Blackhawk (site de l'Université de Université de Maryland : *www.ipr.umd.edu/granular/avalanche*).

La forme des dépôts témoigne des contraintes exercées sur la masse rocheuse (Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991, **Fig. 2.21**). On se base pour cela sur la largeur des dépôts à D/2 et la largeur maximale. Les rapports Wm/Wa, Wm/L, Wm/D, Wa/L et Wa/D permettent de décrire la forme des dépôts et de quantifier l'impact de la topographie sur la mobilité. Les relations statistiques ont montré qu'une différence de mobilité correspond à un changement de la topographie vers une configuration consommant de l'énergie.

- Théories de la mobilité

La mobilité d'une masse rocheuse est nécessairement associée à son comportement. L'aspect fluide prend ici toute son importance permettant de parcourir de très grandes distances et de s'étaler facilement. La morphologie de la vallée ou de la plaine est parfois complexe, ajoutant une difficulté à la quantification de la mobilité réelle.
La mobilité est définie sur la base du coefficient de frottement, basal ou interne.

- Dans le cas d'une réduction de la friction basale, on s'appuie sur le modèle du bloc glissant sur un plan incliné. Des phénomènes de lubrification limitent les consommations d'énergie par frottement à la base de la masse rocheuse, d'où une distance de parcours plus importante. Le bloc glissant présente toutefois un aspect rigide contradictoire avec tout phénomène d'étalement, donc de la mobilité de surface. Il faut donc envisager une transformation de la masse rocheuse vers un état favorisant l'écoulement.

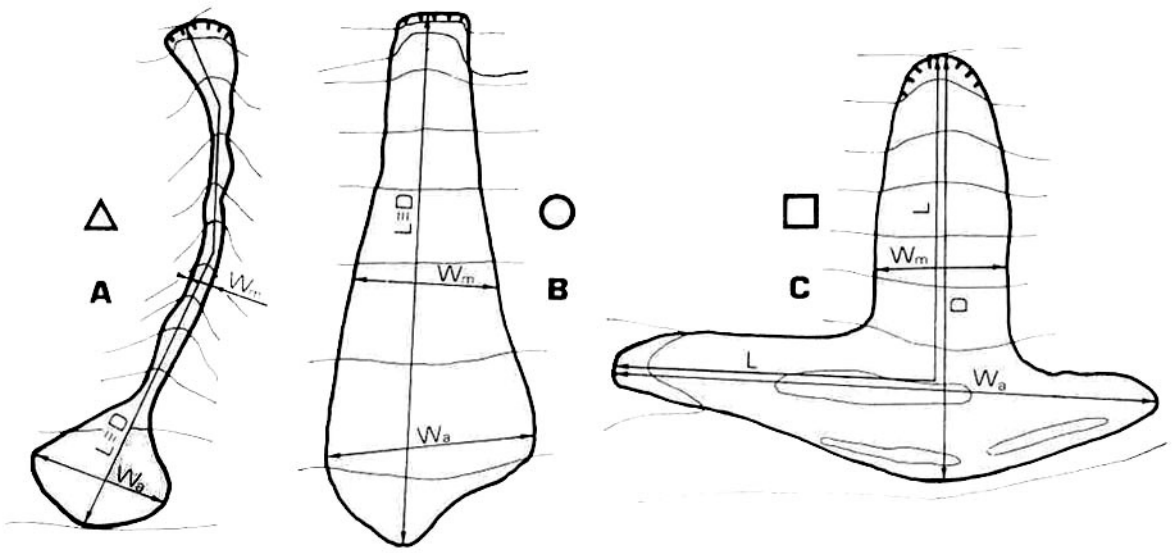


Figure 2.21 Les trois configurations de dépôts de mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses suivant le contexte topographique (d'après Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991). A. cas très mobile par canalisation ; B. cas intermédiaire avec étalement et long parcours ; C. cas le moins mobile avec étalement dans l'axe de la vallée.

- Les frottements intervenant au cœur de la masse rocheuse mettent en relation les blocs entre eux. Une réduction de ces pertes d'énergie revient nécessairement à favoriser le processus de fluidification d'une masse granulaire. La masse rocheuse fluide résulte d'une désintégration d'un bloc initial, et/ou de la présence de fluides type gaz ou liquide. Ces phénomènes de fluidification expliquent à la fois la distance "excessive" de parcours et l'étalement favorisé des débris en dépit des obstacles topographiques.

Les relations statistiques permettent déjà de confronter différents modèles de transport, sur la base d'une nécessaire transformation de la masse rocheuse pour produire une mobilité de parcours et de surface. Ces relations statistiques ont mis en évidence également des particularismes suivant le contexte environnemental impliqué. 3 cas sont abordés : les événements volcaniques, sous-marins et extraterrestres. Une confrontation avec les cas terrestres non volcaniques révèle l'importance de plusieurs facteurs.

2.4.3. Les cas particuliers

Un comportement différent des masses rocheuses suivant l'environnement dans lequel se développe le mouvement de versant apparaît à la lecture du graphique H fonction de L (**Fig. 2.05**). Pour une hauteur donnée, les instabilités sous-marines parcourent des distances plus importantes que leurs homologues terrestres. Malgré une hauteur de chute généralement plus élevée, les cas extraterrestres ne présentent pas de distances de parcours exceptionnelles comparées aux cas terrestres. Les cas volcaniques sont assez proches de leurs homologues non volcaniques, avec de manière générale une mobilité plus forte et constante (H/L compris entre 0,1 et 0,2). On en déduit des points communs, mais aussi l'action particulière de facteurs dépendant du milieu affecté comme la teneur en eau, la morphologie, le matériau, …

a) Les événements volcaniques

Les cas volcaniques s'alignent sur le graphique H fonction de L (**Fig. 2.05**) avec les cas non volcaniques les plus mobiles, comme Saidmarreh en Iran (Harrison et Falcon 1938). Une caractéristique majeure est la faible dispersion des données, illustrée par un très bon coefficient de corrélation dans le graphique log H/L fonction de log V ($r^2 = 0{,}788$, **Fig. 2.04** et **Tableau 2.07**). On peut supposer un comportement assez homogène de la part de ces masses rocheuses granulaires, principalement constituées de pyroclastes. Des facteurs additionnels doivent permettre une mobilité plus aisée par rapport aux cas non volcaniques. On note une morphologie particulière de l'édifice volcanique, un matériau généralement granulaire dès le départ, la présence de ponces à faible densité et des processus associés à l'activité volcanique.

- morphologie particulière

Les avalanches de débris volcaniques résultent de l'instabilité des flancs des édifices volcaniques et constituent des processus qui limitent leur croissance en altitude (Schneider 1997). Ces phénomènes sont tout à fait comparables à leurs équivalents non volcaniques, mis à part que leurs volumes sont généralement plus importants (Schneider 1997). Les glissements affectant les volcans, qu'ils soient continentaux ou sous-marins, impliquent des volumes de matériaux beaucoup plus importants que ceux affectant d'autres types d'environnement. Cette différence de volume est clairement identifiable le long des coupes topographiques de quelques glissements, s'étant produits en domaine volcanique et non volcanique (Siebert 1984, **Fig. 2.22**).

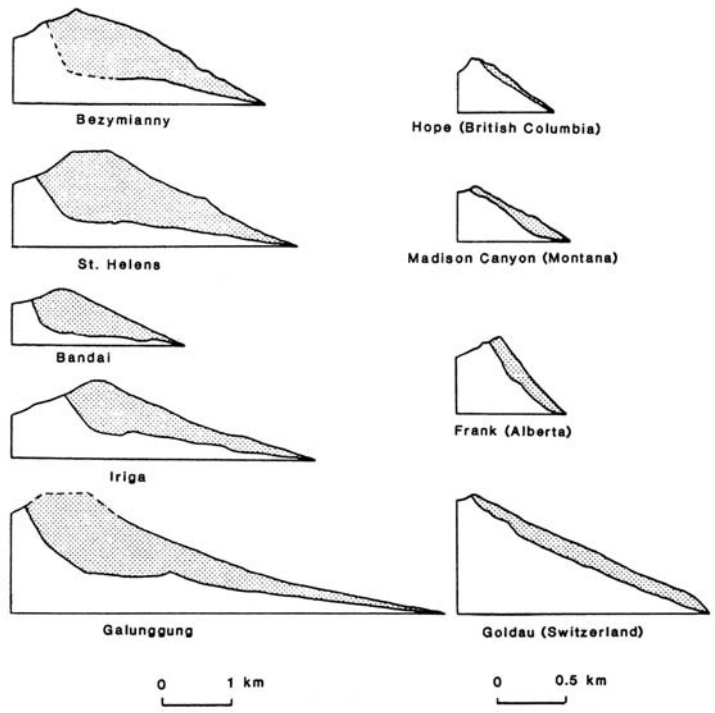


Figure 2.22 Illustrations des différences de profil entre les mouvements de versant affectant les édifices volcaniques (figures colonne de gauche) et ceux affectant les montagnes (figures colonne de droite) (d'après Siebert 1984).

- En domaine volcanique, les glissements ont des surfaces de rupture beaucoup plus profondes qu'en domaine non volcanique. La rupture y est généralement initiée le long de surfaces courbes qui se mettent en place le long des structures d'effondrement circulaires

des volcans : les caldeiras (Siebert 1984). Ces caldeiras sont généralement plus profondes que longues, avec une surface de rupture abrupte et un profil de pente très incliné. Les cryptodômes s'effondrent le long de niveaux de décollement nombreux et récurrents en profondeur. Des contre-exemples existent comme le cas de Casita au Nicaragua (Kerle et van Wyk de Vries 2001), avec une rupture plus superficielle.

- En domaine non volcanique, les surfaces de rupture sont plutôt planes et se mettent en place le long de niveaux de "décollement" tels que des couches lithologiques tendres ou des niveaux pré-fracturés sub-parallèles à la surface topographique. Il en découle un volume mobilisé bien moindre. Il existe toutefois quelques exceptions avec les très grands glissements de Saidmarreh (Iran, 20 km^3) et de Flims (Suisse, 12 km^3). Mais l'avalanche de débris du Mont Shasta a, par exemple, été bien plus volumineuse (45 km^3).

Les volcans peuvent être considérés comme des agrégations éphémères de matériaux instables sur le substratum régional. Des ré-ajustements des pentes abruptes sont nécessaires, liées ou non à l'activité sismique ou explosive du volcan (Siebert 1984). Un exemple de rupture est une surcharge gravitaire, par arrivée de matériaux juvéniles sur les pentes proches de la rupture. Il est à noter que dans quelques cas, la rupture du versant accompagne ou amplifie les phénomènes explosifs (Siebert 1984), par décompression rapide de l'édifice volcanique.
De plus, les édifices volcaniques sont le résultat d'une évolution rapide à l'échelle des temps géologiques. En quelques années, un volcan de très grandes dimensions peut se former. La conséquence est une érosion rapide et tout aussi brutale que le processus de formation, avec effondrement de l'édifice en entier.

- matériau favorable

Le coefficient apparent de frottement des avalanches de débris volcaniques est en moyenne inférieur à celui des avalanches de débris non volcaniques (Hayashi et Self 1992). Cette différence, qui se traduit par une mobilité plus importante des avalanches de débris volcaniques, pourrait être liée au caractère granulaire du matériau (pyroclastes) et à la présence de matériaux pyroclastiques de faible densité (Siebert 1984, Schneider 1997), ainsi que d'une importante fraction argileuse dans la masse de débris volcaniques (Ui 1983, Hayashi et Self 1992).
Une cause importante de la forte mobilité de l'avalanche de débris de Lastarria au Chili peut être la prédominance de couches à scories et à ponces faiblement cohésives et de faible densité (Naranjo et Francis 1987). On note également l'absence de gros blocs, d'où une granulométrie réduite dès le départ. Le cas du Shasta (Etats-Unis) a montré une importante proportion de matériaux fins capables d'induire l'écoulement, avec en plus une saturation en eau lors de l'arrivée dans la plaine sédimentaire (Ui et Glicken 1986).
La plupart des grands événements volcaniques ont mobilisé des dépôts pyroclastiques granulaires. Ces matériaux sont définis comme des débris du volcanisme explosif (Hungr *et al.* 2001). On comprend donc que le déplacement est facilité par la présence, dès le départ, de grains de petite taille, alors que les cas non volcaniques nécessitent la plupart du temps une désintégration de la roche. Au Mont Cayley au Canada, le matériau pyroclastique s'est facilement désintégré (Evans *et al.* 2001). La masse rocheuse a alors évolué en avalanche de débris,

puis en lave torrentielle lors de la phase terminale. Cette évolution finale d'un matériau parfois saturé est assez courante en domaine volcanique, avec formation de lahars (Kerle et van Wyk de Vries 2001). Cela illustre la facilité du matériau à se fluidifier en présence de gaz ou d'eau.
Il semble que la différence de matériaux entre les cas volcaniques et non volcaniques, comme variable déterminante, soit le principal facteur de différence de mobilité entre ces deux cas (Hayashi et Self 1992).

- processus particulier

La déstabilisation résulte généralement de la formation d'une poche superficielle de magma (cryptodôme) qui induit une déformation de l'édifice volcanique. Pour cette raison, les avalanches accompagnent souvent l'activité éruptive comme ce fut le cas par exemple pour le Mont St-Helens en 1980 (Voight *et al.* 1983, Schneider 1997, Donnadieu *et al.* 2001, **Fig. 2.23**). Mais les avalanches de débris volcaniques peuvent également être indépendantes d'une activité éruptive.

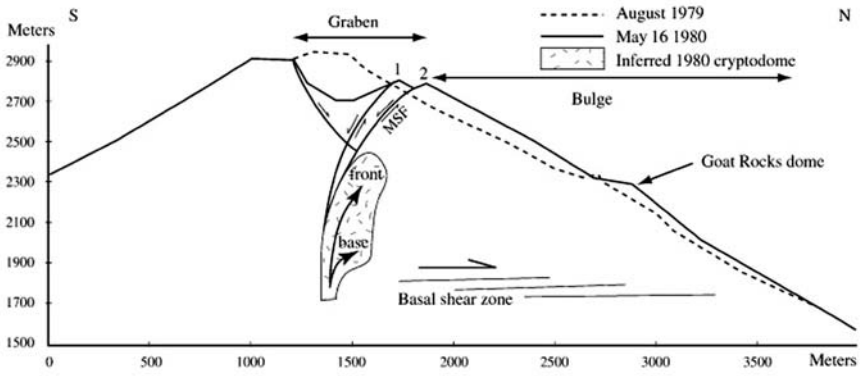


Figure 2.23 Déformation structurale du volcan Mont St-Helens juste avant l'éruption du 18 mai 1980, comme révélée par les modèles (d'après Donnadieu *et al.* 2001).

La source d'énergie pour le transport résulte principalement de l'effondrement gravitaire. Le processus de transport est grossièrement identique aux avalanches de roches non volcaniques (Ui 1983, Siebert 1984, Ui *et al.* 1986). La plus grande mobilité des cas volcaniques sur les cas non volcaniques peut être expliquée par l'explosion d'un fluide supercritique contenu au sein de la masse rocheuse, ou par la grande quantité de matériaux altérés sulfatés et de matériaux pyroclastiques fragiles (Ui 1983, Voight *et al.* 1983, Ui *et al.* 1986). L'activité explosive souvent associée aux ruptures les plus importantes bréchifie et détruit le cône, intensifie les pentes, et accentue l'effondrement (Siebert 1984). Les cas les plus volumineux sont le résultat de l'activité explosive.
L'avalanche de débris de Colima (Mexique) présente une mobilité parmi les plus importantes (H/L = 0,04). Le matériau était probablement chaud lorsqu'il s'est mis en place, et après la rupture du flanc du volcan, a dû se déplacer comme un écoulement pyroclastique (Stoopes et Sheridan 1992). Cela a également été le cas au Socompa au Chili (Francis et Self 1987). Par contre, au Mont St-Helens (Voight *et al.* 1983), il s'agit d'une vraie avalanche de débris. Le matériau renfermait peu de juvéniles, résultat d'une éruption précurseur ou simultanée à l'ef-

fondrement du volcan. Les gaz chauds et les fluides peuvent avoir aidé la mobilité de l'avalanche en réduisant les collisions entre particules. Cette diminution des frottements et de la dissipation d'énergie à travers la masse en mouvement intensifie la distance de parcours (Voight *et al.* 1983). C'est pour cette raison que Hayashi et Self (1992) comparent les avalanches des débris volcaniques aux coulées pyroclastiques. Un comportement similaire est envisagé, confortant l'idée du particularisme du matériau volcanique et de son environnement par rapport aux mouvements de versant de montagne.
A cela s'ajoutent les vibrations sismiques favorisant le déplacement de l'avalanche, en compensant la perte d'énergie due au frottement (Francis et Self 1987). La forme des grands glissements est fortement liée au cadre géodynamique dans lequel ils se trouvent. Cette relation provient des processus de génération et de rupture propres à chaque environnement. Le déclenchement de glissements en domaine volcanique dépend principalement de l'activité éruptive et intrusive du volcan. Les grands mouvements gravitaires volcaniques sont associés aux grandes éruptions et explosions volcaniques, comme ce fut le cas pour le Mont St-Helens, où la rupture gravitaire a déclenché l'explosion du volcan, par décharge lithostatique du système magmato-hydrothermal (Voight *et al.* 1983).
La vapeur, les gaz et l'eau comprimés ont un impact sur la stabilité des versants du volcan, mais jouent également un rôle majeur tout au long du parcours en favorisant la mobilité (Sousa et Voight 1995). Le contact entre les grains est fortement réduit, d'où une moindre consommation d'énergie. A cela s'ajoute une détérioration du matériau le long des conduits d'échappement, avec une argilisation de la roche (Le Friant *et al.* 2002).

b) Les glissements sous-marins

Les différentes relations étudiées précédemment révèlent le caractère plus mobile des glissements sous-marins par rapport à leurs homologues continentaux. La gamme de coefficient apparent de frottement H/L est très étendue, entre 0,002 et 0,15. De nombreux exemples présentent un rapport H/L inférieur à 0,2. La dispersion des valeurs de frottement induit nécessairement une complexité du comportement. En considérant la relation entre L et V (**Fig. 2.11**), on constate un alignement des cas sous-marins avec leurs homologues terrestres. Des processus communs de mise en place peuvent être envisagés, en dépit d'environnements bien différents (Legros 2001). Tout comme pour les cas volcaniques, on note des volumes mobilisés considérables et un matériau bien particulier favorable à l'écoulement. Il faut y ajouter le rôle de l'eau, induisant un comportement fluide des débris et apportant, sur le plan mécanique, le déjaugeage de la poussée hydrostatique (ou force d'Archimède).

- grands volumes

La morphologie du milieu océanique peut être schématisée par un plateau continental débouchant sur une plaine abyssale par un talus abrupt (**Fig. 2.24**). Le talus, incliné de quelques degrés, est le siège d'instabilités gravitaires. La régularité et la longueur de ce talus autorisent de très grands déplacements de matériaux. La masse rocheuse peut parcourir de grandes distances et s'étaler facilement en bas de pente. Les volumes sont dans certains cas gigantesques, les

plus importants répertoriés sur Terre (5000 km^3 pour le glissement sous-marin de Nuuanu, Hampton *et al.* 1996, Legros 2001).

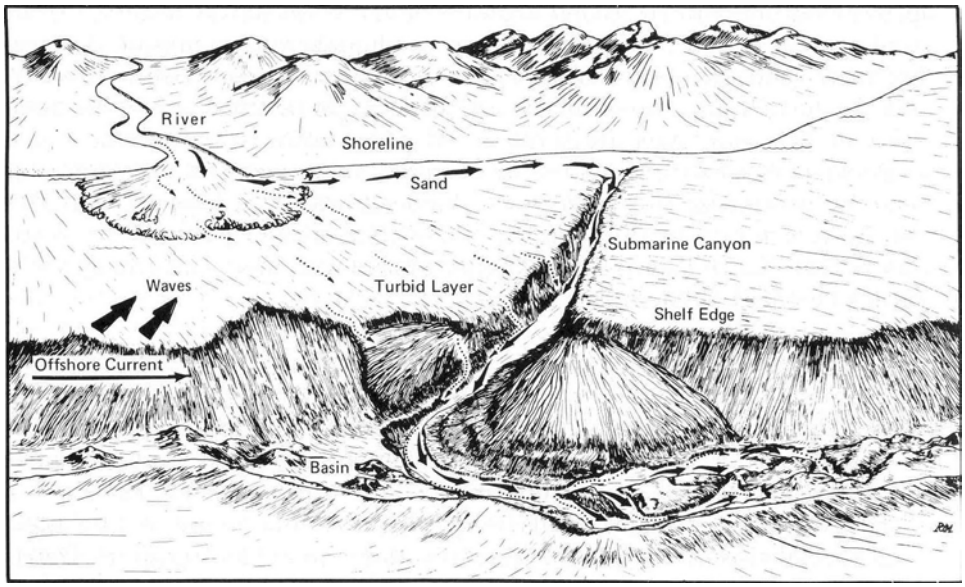


Figure 2.24 Diagramme schématique illustrant le passage des sédiments du continent à la plaine abyssale (d'après Moore 1969, 1978).

La plupart des glissements sous-marins sont générés par un tremblement de terre, induisant un apport non négligeable d'énergie à la masse rocheuse. Ce fut le cas pour le glissement des Grands Bancs au large de Terre Neuve en 1929 (Moore 1978, Hampton *et al.* 1996, Legros 2001, **Fig. 2.25**). La stabilité du talus est sujette aux moindres vibrations (cas du glissement lors de la construction de l'aéroport de Nice), aux tempêtes, aux apports rapides de matériaux ou encore aux éruptions volcaniques. L'arrivée en mer de matériaux juvéniles occasionne une surcharge gravitaire avec rupture associée (Deplus *et al.* 2001). Ces causes brutales de rupture permettent la mise en route de très grands volumes de débris. Au cours du transport, le volume semble constant (Locat *et al.* 1990), sans érosion ni dépôt, mais avec un étalement favorisé par l'absence de réelle contrainte morphologique. Un glissement se produisant au niveau d'un canyon sous-marin peut en plus être canalisé tout au long de la pente.
Les îles volcaniques présentent de nombreuses déstabilisations des flancs du volcan, avec des avalanches de débris se propageant en mer. De nombreux phénomènes ont été mis en évidence dans l'Arc des Antilles (Deplus *et al.* 2001, Le Friant *et al.* 2002). On suspecte une modification du comportement de la masse rocheuse lors de son entrée en mer, avec assimilation d'eau et de sédiments. La morphologie des dépôts est cependant comparable aux avalanches de débris terrestres, avec notamment présence de gros blocs (Deplus *et al.* 2001).

- matériaux particuliers

A la différence des cas terrestres, les glissements sous-marins mobilisent principalement des masses de sédiments et non de roches. Ces masses sédimentaires se sont déposées lentement, mais une pression de pores peut apparaître en excès par l'action d'une sollicitation dynamique, à l'origine d'une certaine instabilité. Cette sédimentation se produit généralement au large des systèmes fluviatiles et au débouché des canyons (Moore 1978, **Fig. 2.24**). Une surpression

suffit à produire la rupture, même sur de très faibles pentes. La génération se produit suite à changement du régime de sédimentation et des processus d'érosion. Il peut s'agir par exemple d'une conséquence des cycles eustatiques durant les temps glaciaires. Les phénomènes tectoniques, notamment au niveai des chaînes médio-océaniques, sont également une cause première de rupture, bien longtemps après la période de dépôt (Moore 1978).

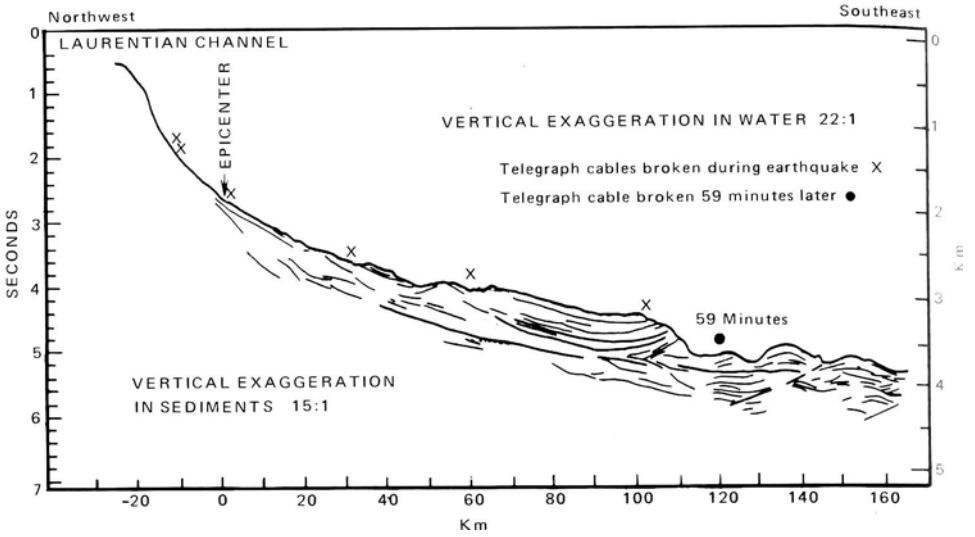


Figure 2.25 Profil en long du glissement des Grands Bancs avec les lignes sismiques interprétatives (modifié de Heezen et Drake 1966, Moore 1978).

Le sédiment provient des continents, mais également du domaine océanique par production pélagique ou du volcanisme. Dans certains cas, la concentration en constituants mafiques et ultramafiques à forte densité est abondante, permettant de contrer la perte d'accélération gravitationnelle dans l'eau comparée à l'air (Lipman *et al.* 1988). Tucholke (1992) présente par exemple le cas d'un glissement au niveau de la ride médio-atlantique, ayant affecté un sédiment résultat de l'altération des péridotites du manteau supérieur en serpentinites. La pénétration de l'eau dans les fractures est un facteur de rupture potentiel. Le sédiment sous-marin renferme également énormément d'argiles, dont la mobilisation avec l'eau devient turbiditique. Cet écoulement hypoconcentré est bien différent des mouvements gravitaires continentaux, mais un rôle de l'eau doit être envisagé du fait de certaines similitudes morphologiques (forme lobée, levées, …).

- milieu aqueux

En domaine sous-marin, le rôle des fluides est souvent déterminant puisqu'il favorise la lubrification de la surface de rupture. En milieu aérien, le bourrelet qui se produit au pied du glissement diminue le moment moteur et augmente la résistance au mouvement par son poids et par son frottement. Dans l'eau, le poids moteur est diminué mais le poids du bourrelet est aussi moins efficace, puisqu'il est réduit par la poussée d'Archimède. Le frottement peut disparaître, annulé par la lubrification de l'eau : un mouvement accéléré devient possible, et on revient au phénomène d'avalanche (Habib 1994).

Dans les domaines sous-marins, la vitesse est partiellement contrôlée par la résistance de l'eau de mer sur la surface de la masse en mouvement (Legros 2001). D'un autre côté, la proportion

d'eau incorporée par la masse rocheuse et sa capacité à augmenter sa mobilité sont inconnues (Legros 2001). Tucholke (1992) calcule une dilatance de 30 à 35 % pour un volumineux glissement au niveau de la ride médio-atlantique (de l'ordre de 18.10^9 m^3). Cela signifierait une assimilation importante d'eau à la masse rocheuse, avec un changement de comportement vers un état hyperfluide type turbidite (Locat *et al.* 1990, Deplus *et al.* 2001), et ceci en dépit des très fortes pressions existantes à cette profondeur. L'augmentation de la pression de pores peut être une raison expliquant la forte mobilité de ces glissements sous-marins, et même de certaines avalanches de roches (Locat *et al.* 1990)

En domaine aérien, il existe de nombreux cas transformés en laves torrentielles lorsque la teneur en eau était importante : Nevado Huascaran (Ericksen et Plafker 1970), Mont St-Helens (Voight *et al.* 1983), Ontake (Inokuchi 1985, Moriwaki *et al.* 1985, Sassa 1987) ou Mont Cayley (Evans *et al.* 2001). Au Mont St-Helens, les lahars se sont formés 8h après l'avalanche de débris. Les deux événements sont donc distincts. Ce n'est pas le cas au Mont-Cayley (Evans *et al.* 2001). Les relations L ou A fonction de V (**Fig. 2.11** et **2.13**) montrent que les cas sous-marins sont moins mobiles que les laves torrentielles, et autant que les cas continentaux. Cette mobilité moindre doit résulter du fait que le système est soumis à la poussée hydrostatique :

- en milieu aérien : $$F_1 = \frac{C}{\gamma.H.\sin\beta} + \frac{\tan\varphi}{\tan\beta} \qquad [2\text{-}5]$$

- en milieu sous-marin : $$F_2 = \frac{C}{\gamma'.H.\sin\beta} + \frac{\tan\varphi}{\tan\beta} > F_1 \qquad [2\text{-}6]$$

Ces facteurs de sécurité, faisant intervenir le poids spécifique (γ et γ'), sont valables pour le déclenchement. Mais l'action moindre du poids spécifique doit également intervenir pour la propagation. Dans l'hypothèse d'une saturation totale de la roche par l'eau, un mode de transport différent doit être envisagé. Dans ce cas, en statique, les facteurs de sécurité sont semblables en milieu aérien et sous-marin. Mais il faut tenir compte des écoulements intervenant au niveau de la zone de glissement.

Il demeure que les points communs sont nombreux, tant du point de vue relations statistiques que de la morphologie générale des dépôts. Les glissements sous-marins s'initient cependant sur une pente très faible de l'ordre de quelques degrés, et parcourent des distances tout aussi importantes que leurs homologues continentaux. Cette différence de mobilité est à mettre sur le compte du type de matériaux affectés, décrit précédemment, et d'une évolution possible en turbidite au comportement totalement différent d'un mouvement gravitaire.

c) Les événements extra-terrestres

En dépit d'une hauteur de chute souvent très grande, la distance de parcours est de manière générale deux fois moins importante sur Mars que sur Terre pour une masse rocheuse de même volume (Legros 2001). On constate en effet que pour un volume donné, les cas extra-terrestres ont un coefficient apparent de frottement plus élevé, d'où une mobilité plus faible (**Fig. 2.04**). Les volumes de ces masses rocheuses sont de 50 à 100 fois plus importants que

leurs homologues terrestres, avec un H/L deux fois plus élevé (McEwen 1989). La gamme de H/L est cependant similaire sur Terre et sur Mars, comprise entre 0,05 et 0,5.
Les deux glissements potentiels identifiés par Howard (1973) sur la lune sont associés à des cratères d'impact. L'énergie développée par l'impact a pu contribuer à la grande distance de parcours (Guest 1971, Howard 1973, Lucchitta 1978, McEwen 1989). Howard (1973) relève tout de même que ces cratères ont une taille modeste, d'où un faible gain d'énergie comparée à l'énergie potentielle initiale.

- volume et confinement

Les très grands volumes des glissements extraterrestres peuvent être mis sur le compte d'une caractéristique environnementale ou d'une limitation des observations. La résolution des images satellites, d'autant plus à l'époque des premières études (années 70-80), n'a permis de tenir compte que des cas visibles. Ces mouvements de versant sont nécessairement les plus volumineux, ce qui ne veut pas dire que des exemples de moindre volume ne se sont pas produits. Les paramètres mesurés et calculés souffrent également d'une forte incertitude, notamment au niveau de la hauteur de chute et du volume des dépôts. Il faut donc analyser avec précaution les données des divers graphiques.
Les dépôts gravitaires martiens et lunaires ont une forme lobée typique. Cela résulte sans doute de reliefs très marqués avec des hauteurs de chute pour les cas produits de 900 à 8400 m, et d'un profil topographique avec peu d'obstacles. Les versants sur Mars étant de plus grande taille, on comprend que les volumes peuvent atteindre des proportions considérables. 15 cas recensés dépassent les 100 km^3. Ces masses rocheuses martiennes ne sont pas confinées durant leur déplacement par la topographie. Les dépôts sont néanmoins très épais, au même titre que les mouvements de versant terrestres les plus confinés (Lucchitta 1978). La gravité a un effet certain sur l'étalement des débris au niveau de l'expression du moteur du mouvement.

- gravité réduite

Le mouvement d'une masse rocheuse est déterminé au premier abord par les paramètres reliés à la gravité, la topographie et la friction (Erismann 1979). Lucchitta (1978) propose d'utiliser l'énergie potentielle plutôt que le volume comme outil de comparaison entre les événements martiens et terrestres permettant de tenir compte de la gravité. On retrouve la relation inverse entre l'énergie potentielle, déduit de la hauteur de chute, et le coefficient de frottement. La plupart des cas non confinés présentent de faibles coefficients de frottement. C'est le cas pour le glissement martien de Gangis Chasma, mais avec un volume et une énergie potentielle bien plus importants que les cas terrestres (**Fig. 2.26**).
Les modèles de friction (en glissement ou friction interne) ne réagissent pas à l'effet d'une baisse de la gravité, puisque ce paramètre apparaît à la fois dans l'expression des forces motrices et de résistance (McEwen 1989). En cas de cohésion, le rôle de la gravité apparaît dans le facteur $C/\gamma E = C/\rho gE$ (par référence au glissement plan indéfini). On peut considérer la valeur de la force motrice :

$$F_m = \rho.g.E.\sin\beta \qquad [2\text{-}7]$$

g : accélération gravitationnelle, 9,81 $m.s^{-2}$ sur Terre et 3,72 $m.s^{-2}$ sur Mars
ρ : densité, 2 à 3 sur Terre et sur Mars
E : épaisseur de la masse rocheuse
β : angle de la pente

En appliquant, à l'équation précédente, l'épaisseur moyenne (estimée par le rapport V/A à 0,01 km sur Terre et 1 km sur Mars, **Fig. 2.13**) et la gravité (9,81 $m.s^{-2}$ sur Terre et 3,72 $m.s^{-2}$ sur Mars) pour le calcul de la force motrice sur Terre ($Fm_{(T)}$) et sur Mars ($Fm_{(M)}$), on obtient :

$$Fm_{(T)} = 98.\rho.\sin\beta \qquad Fm_{(M)} = 3720.\rho.\sin\beta \qquad [2\text{-}8]$$

Pour une cohésion équivalente sur Terre et sur Mars, les valeurs de gravité varient de 1 à 3 et d'épaisseur de 1 à 100. Par conséquent, la force motrice a une intensité bien plus importante sur Mars que sur Terre. Les pentes paraissent cependant moins importantes sur Mars, d'où une différence plus nuancée entre les deux planètes (**Tableau 2.09**). La gravité est mise directement en cause. L'épaisseur, témoin de l'étalement des débris, résulte de la topographie mais également de la faculté de la masse rocheuse à s'étaler. Ce paramètre entrant dans l'équation de la force motrice est estimé à partir de la relation Aire fonction du Volume (**Fig. 2.13**). Un même processus de transport semble exister sur les deux planètes, mais avec des intensités différentes, résultat d'une moindre gravité sur Mars.

Tableau 2.09 Résistances-limites à la plasticité type Bingham, calculées pour des glissements terrestres et martiens.

Nom	k (Pa)	Références
Carlson	19 000	Shaller (1991b)
Mont St-Helens	2 000 à 20 000	Voight *et al.* (1983)
Chaos Jumble	6 000 à 10 000	Eppler *et al.* (1987)
Sherman	2 000	McSaveney (1978)
Mars	12 000 à 70 000	McEwen (1989)

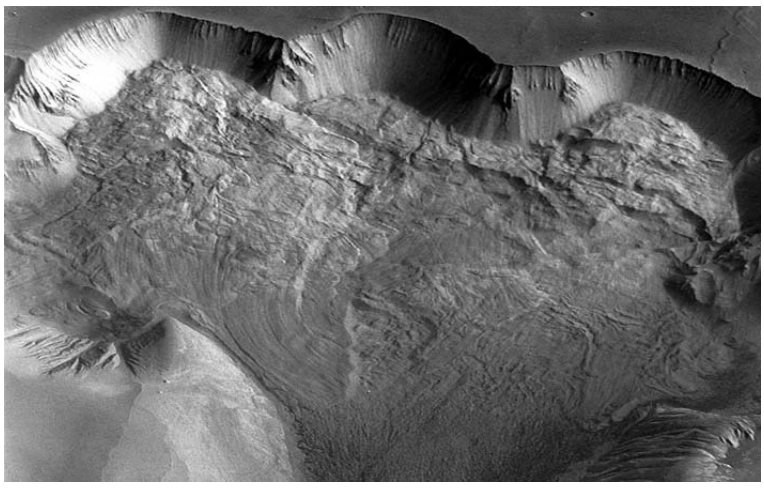


Figure 2.26 Image satellite d'un glissement dans le Gangis Chasma sur Mars (d'après le site de l'Université du Maryland : *www.ipr.umd.edu/granular/avalanche*).

- comportement de la masse rocheuse

Les dépôts d'avalanches rocheuses terrestres et extraterrestres révèlent des formes similaires, et ceci en dépit des conditions atmosphériques et gravitationnelles propres à chaque environnement (Davies 1982). La pression atmosphérique sur Mars vaut 0,1 % celle de la Terre, alors qu'il y a absence d'air et d'eau sur la Lune (Melosh 1987). Pour McEwen (1989), les glisse-

ments de Valles Marineris étaient probablement secs, ou du moins non saturés. Lucchitta (1978) pense au contraire que la forme lobée des dépôts est à mettre sur le compte d'une forte teneur en eau. Shaller (1991b) assimile les glissements martiens au cas de Carlson (Etats-Unis) par analogie de forme. Les dépôts lobés suggèrent un rôle important de l'eau. Une raison alternative pour la plus faible mobilité des cas martiens est qu'ils contiennent probablement moins d'eau que leurs homologues terrestres (Legros 2001).
L'angle de repos des matériaux granulaires est substantiellement indépendant de la densité des grains. Il n'y a donc aucune raison de suspecter une géométrie des dépôts variable suivant les conditions de gravité (Davies 1982). Cependant, les dépôts martiens ont une plus grande épaisseur que les cas terrestres, à mettre sur le compte d'une différence de gravité entre les deux planètes, plutôt qu'une différence de propriétés du matériau.
L'aspect fluide est mis en évidence par la forme lobée des dépôts. La masse rocheuse a par conséquent le même type de comportement sur Terre et sur Mars. Les volumes plus importants mobilisés sur Mars résultent probablement d'un artefact d'observation des images satellites. Avec une gravité moindre, les écoulements rocheux martiens s'étalent moins facilement, du fait d'une plus forte résistance par frottement au sein de la masse rocheuse fluide.

2.5. Les critères de mobilité (modifié de Pollet *et al.* 2002)

Scheidegger (1973) met en évidence une corrélation nette entre le coefficient de frottement apparent et le volume de quelques exemples de « Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses » terrestres. Force est de constater qu'avec un grand nombre de données, le graphique (**Fig. 2.04**) présente une dispersion importante des points, auparavant signalée par Eisbacher (1979) à partir d'exemples canadiens. Un autre problème est la mobilité très forte de quelques cas de volume moindre ($< 10^6$ m^3), mettant en cause l'impact de l'effet d'échelle (Davies 1982).
Skermer (1985) présente pour cela les exemples de Airolo en Italie et de Monbiel en Suisse. Le premier cas a mobilisé $0{,}5.10^6$ m^3 de roches en glissant dans la forêt pour atteindre un H/L de 0,65. Le second exemple n'a mobilisé que $0{,}07.10^6$ m^3 de roches, mais sans contrainte topographique particulière, il a pu atteindre un H/L de 0,42. Il semble ainsi que la distance de parcours dépende de la forme de la vallée, du coefficient de restitution de la pente le long de laquelle les particules de roche bougent (Skermer 1985), mais également des déformations et de la désintégration de la masse rocheuse en déplacement (Voight *et al.* 1985).
Le coefficient apparent de frottement est une notion simplificatrice. En réalité, la mobilité résulte des propriétés du matériau, mais également des caractéristiques des processus de transport et du contexte topographique. Erismann (1979) distingue trois paramètres reliés au déplacement : la gravité, la topographie et la friction.

- La gravité est un paramètre qui peut être considéré comme invariant, sauf à comparer des mouvements gravitaires sur la Terre et sur Mars par exemple.
- La **topographie** fait référence à la morphologie de la zone de parcours et de dépôt.
- La friction est un phénomène plus complexe à définir. La **friction basale** agissant au niveau de la surface de contact entre la masse rocheuse et le terrain support doit être consi-

dérée par une notion de rugosité. Mais une **friction interne** génératrice de dissipation d'énergie existe aussi au sein de la roche en mouvement.

Une compréhension précise du rôle de ces trois critères permettrait d'identifier des scénarios potentiels d'avalanches de roches.

2.5.1. Rôle du contexte topographique

a) Etude de cas anciens

Des informations peuvent être retirées de l'observation des dépôts d'un événement gravitaire ancien sur le terrain ou de leur cartographie. La forme des dépôts découle de la morphologie du réceptacle dans lequel les débris rocheux vont se déposer, d'où une influence majeure sur la dissipation mécanique de l'énergie. Cette forme est donc une source d'information pour l'étude *a posteriori* des effets contraignants exercés au cours du déplacement par l'environnement géographique.

- Le dépôt peut avoir une forme lobée avec généralement un escarpement en forme d'amphithéâtre au niveau de la zone source (**Fig. 2.27A**).
- Les formes en trapèze présentent fréquemment des rides, résultat d'un étalement latéral de la masse de roches (**Fig. 2.27B**) qui ne rencontre aucun obstacle sur les bordures. La distance de parcours et l'épaisseur des dépôts sont plus faibles, mais la surface de dépôt est importante.
- Les formes en "T" ou en "L" résultent d'une déviation contre le flanc opposé de la vallée, avec un ralentissement forcé (**Fig. 2.27C**) de la masse rocheuse.

Il est clair que le rôle de ces paramètres topographiques doit être analysé par référence au volume de la masse rocheuse.

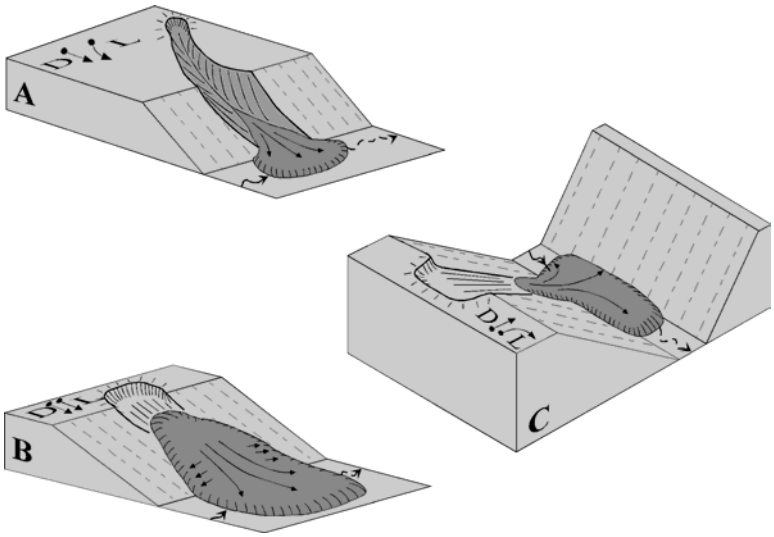


Figure 2.27 Contrainte topographique visualisée par la forme du corridor de déplacement et des dépôts.

Deux paramètres permettent de mettre en évidence l'importance de la contrainte topographique sur des événements anciens (**Fig. 2.01**) : L, la longueur de la ligne de parcours et D, la longueur de la projection de cette ligne sur l'horizontale perpendiculaire à la direction du versant (Nicoletti et Sorriso-Valvo 1991). Dans le cas d'une forme lobée, L est proche de D, la

déviation est faible. Ainsi, l'avalanche a très peu subi les contraintes topographiques. *A contrario*, son parcours a pu être favorisé par un couloir étroit. Pour les formes en trapèze, le transport sans contrainte du matériau rocheux fait que L est souvent égal à D. Ce n'est évidemment pas le cas des dépôts en forme de "T" ou de "L", où la déviation totale du matériau entraîne une bifurcation, D est par conséquent très inférieur à L.

Evans et Clague (1988) ont montré l'association étroite existant entre les glaciers et leur environnement sur les mouvements de versant dans les Rocheuses canadiennes. Les masses rocheuses peuvent interagir avec les glaciers ou l'environnement glaciaire lors du déplacement sur le glacier (cas de Pandemonium au Canada), par incorporation de glace ou de neige (20% du volume total pour le cas du Sherman en Alaska) ou par canalisation dans une vallée encaissée (cas de Twin Slide au Canada) ou par les moraines (exemple de Little Tahoma Peak aux Etats-Unis). De plus, les forts reliefs érodés par la glace sont susceptibles d'engendrer des ruptures catastrophiques des versants.

b) Évaluation du rôle de la topographie

Plusieurs aspects doivent être pris en compte lors de l'évaluation du rôle de la topographie :

- Le bilan énergétique au cours du déplacement est fonction de la pente. Plus l'angle de cette dernière est élevé, plus les forces motrices s'appliquant au mouvement seront grandes et les forces résistantes faibles (d'où des pertes d'énergie faibles par frottement).
- La zone intermédiaire ou corridor présent entre l'escarpement et la zone de dépôt peut ou non favoriser le transport des débris. Si ce passage est étroit et fortement pentu, un effet de chenalisation (**Fig. 2.27A**) peut faciliter le déplacement allant jusqu'à un gain de vitesse par réduction de la surface de contact avec le substratum. Dans le cas contraire, la présence d'un virage a un effet de ralentissement, tandis qu'une vallée évasée permet l'étalement de la masse rocheuse augmentant la surface de contact (et les pertes d'énergie par frottement basal) au détriment de la mobilité. L'ouverture sur une plaine induit un déplacement multidirectionnel avec un étalement latéral très fort (**Fig. 2.27B**). L'épaisseur des dépôts est ainsi faible, et la surface de contact avec le terrain support très importante. On peut donc différencier une mobilité de parcours et une mobilité de surface. Ces deux aspects doivent être considérés pour caractériser l'impact des mouvements gravitaires de grande ampleur.
- Le parcours de la masse rocheuse peut être affecté par la présence d'un ou plusieurs obstacles, agissant directement sur la mobilité par perte d'énergie mécanique lors de l'impact. La hauteur et la morphologie de l'obstacle doivent être considérées en rapport à la forme générale du profil topographique. Soit l'obstacle est relativement petit (**Fig. 2.28A**) et la masse rocheuse le surpasse sans être fortement affectée (épaisseur e de la masse rocheuse supérieure à la hauteur h de l'obstacle) ; soit l'obstacle est de taille moyenne et la masse rocheuse passe par-dessus (**Fig. 2.28B**) tout en perdant une grande quantité d'énergie ($h \geq e$) ; soit l'obstacle est volumineux (tel le versant opposé de la vallée) et la masse rocheuse est stoppée sous la puissance de l'impact (**Fig. 2.28C**), avec mouvement arrière ou déviation vers l'aval et l'amont (exemple des dépôts en forme de "T" ou "L" si $h >> e$).

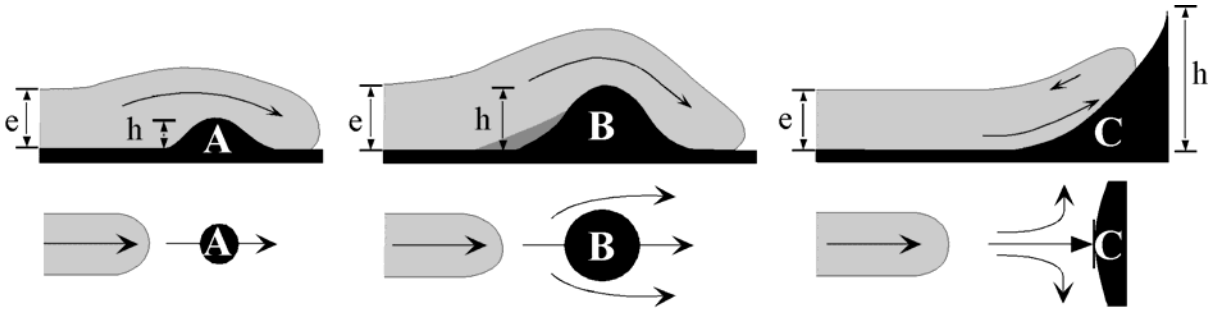


Figure 2.28 Typologie des obstacles s'opposant au mouvement de la masse rocheuse.

Une prise en compte dès le départ des caractéristiques topographiques locales permet d'estimer la capacité d'une avalanche de roches à parcourir une distance importante et suivant quels scénarios (**Tableau 2.10**).

Tableau 2.10 Rôle de la topographie sur la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur.

Rôle de la Topographie	Caractéristiques	Exemples
Favorable Fig. 2.27A, 2.28A	- Pentes fortes (>30°) - Effet de chenalisation - Absence d'obstacle	Pandemonium (Canada)
Faible Fig. 2.27B, 2.28B	- Pentes modérées - Vallée évasée - Obstacle de taille moyenne	Mont Granier (France)
Contraignant Fig. 2.27C, 2.28C	- Pentes faibles (<15°) - Vallée large et ouverte - Obstacle volumineux	Flims (Suisse)

2.5.2. Rôle de la friction basale

Le phénomène de friction basale agit directement sur le processus de transport au niveau des forces de frottement avec le terrain support (**Fig. 2.29**). Deux paramètres doivent être pris en compte : la surface totale de contact entre la masse rocheuse en déplacement et le terrain support, ainsi que les caractéristiques propres de ces deux types de matériau. La friction basale qui se développe résulte de ces paramètres. Elle peut être fortement contrôlée par la formation d'une couche limite.

Une forte réduction des contacts avec le substratum engendre une diminution des forces de résistance et par conséquent favorise la mobilité. Cette réduction peut se produire mécaniquement lors d'un passage topographique étroit, l'épaisseur de la masse rocheuse augmente en contrepartie d'une réduction de la surface de contact. Physiquement, les contacts peuvent se limiter à quelques points où la pression est très élevée, c'est l'exemple d'une surface de contact irrégulière de type karst (surface corrodée par la dissolution, **Fig. 2.29B$_1$**).

La nature de la surface joue également un grand rôle, le frottement de Coulomb dépendant de la nature pétrographique des surfaces en contact. Le frottement est presque nul dans le cas de la neige ou de la glace (**Fig. 2.29C$_2$**), faible dans le cas d'une couche limite argileuse (**Fig. 2.29C$_1$**) mais très fort dans le cas d'un contact direct avec le substratum (**Fig. 2.29A**).

2.5.3. Rôle du comportement de la masse rocheuse et de la friction interne

Pour certains auteurs, le transport de la masse rocheuse peut être analysé à partir du modèle du bloc rigide glissant sur un plan incliné. Pour d'autres auteurs il faut faire référence à la mécanique des milieux granulaires. Suivant qu'il s'agit d'un glissement, d'un écroulement, d'un écoulement ou d'une combinaison de ces phénomènes, la mobilité ne sera pas la même. Cette dynamique du transport résulte du comportement de la masse rocheuse en mouvement. Ce comportement est contrôlé par les caractéristiques initiales du massif rocheux (en particulier son état de fracturation) et par la capacité de la masse rocheuse à évoluer vers un état granulaire au cours du déplacement (fragmentation dynamique conduisant à la réduction granulométrique). La notion de friction interne rend compte de ces processus.

a) Etat de fracturation

Si la masse rocheuse est homogène sans discontinuité majeure, elle va glisser ou chuter comme un bloc rigide cohérent sans expansion réelle et former un amas de gros blocs (**Fig. 2.30A**). Ce mode de transport mal connu dans les événements rapides fait intervenir une perte d'énergie par friction basale (en condition dynamique) lors de la translation.
Par contre, si le bloc est prédécoupé en fragments de toutes tailles, un écoulement granulaire sera envisageable dès les premiers instants du mouvement (**Fig. 2.30B** et **Fig. 3.30C**), et à la translation de la masse rocheuse s'ajoutera un étalement latéral (Davies *et al.* 1999). La masse rocheuse n'est pas un amas de blocs indépendants. De nombreux contacts entre les éléments existent (Heim 1932). Une certaine fluidification du matériau peut se produire en présence d'air, d'eau ou de vapeur (Skermer 1985, Voight *et al.* 1985). Dans ce cas, la friction interne est faible de même que la dissipation d'énergie associée.

b) Désintégration dynamique

Une fracturation peut également intervenir durant le transport par un phénomène de fragmentation dynamique mis en évidence à Flims (Schneider *et al.* 1999). Ce type de mécanisme complexe dépend fondamentalement du type de roche, de ses caractéristiques mécaniques et des paramètres du mouvement (vitesse, impact, épaisseur, …). Un carbonate stratifié est plus facilement fragmenté qu'un granite sain et massif. La présence d'un obstacle permet la dissipation d'énergie de la masse en mouvement par fragmentation dynamique du matériau. Ce type de fracturation de la masse rocheuse résulte d'une "force de dispersion isotrope" selon Davies *et al.* (1999) et se traduit par un "gonflement dispersif isotrope" (Schneider et Fisher 1998) du matériau fragmenté. Alors qu'un bloc rigide est facilement stoppé par un obstacle, le matériau granulaire ainsi produit est dévié et peut continuer de s'écouler vers l'aval (cas des dépôts en forme de "T" ou de "L"). Plusieurs types de fluidification peuvent se réaliser dans ce matériau granulaire.
Plusieurs hypothèses de fluidification ont été proposées. Kent (1966) avance l'idée d'une fluidification par l'air (selon le modèle de Shreve 1968), le volume d'air comprimé s'échappant au sein de la masse rocheuse et engendrant une dilatation. Il manque toutefois de nombreuses évidences physiques de ce mécanisme comme des cheminées verticales d'échappement de

Une couche limite peut se former, présentant une épaisseur variable de matériau roulant sous la masse rocheuse en déplacement (**Fig. 2.29B$_2$**), conformément au modèle de Pariseau et Voight (1978). On passe ainsi d'un frottement planaire à un frottement de roulement à contacts limités (type roulement à billes) qui facilite le transport. Soit ce matériau provient de la surface du versant (avec érosion et incorporation à la masse en mouvement et de ce fait dissipation d'énergie) ; soit ce matériau provient du sein même de la masse rocheuse en déplacement avec alors auto-lubrification (Erismann 1979).

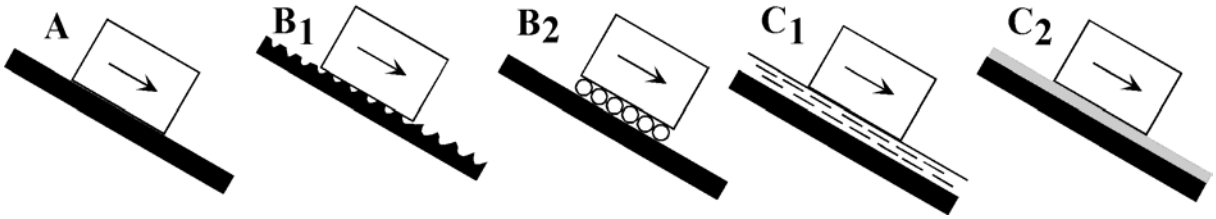


Figure 2.29 Phénomènes de friction par contact avec le terrain support, dépendant du matériau mis en jeu.

D'autres hypothèses réalistes de "lubrification" par l'eau, l'air, un gaz ou un matériau granulaire ont été considérées par certains auteurs. Shreve (1968a, 1968b) propose la présence d'un coussin d'air afin d'expliquer la forte mobilité de l'avalanche de Blackhawk (USA). Habib (1967, 1975) montre que l'augmentation de température, résultat des phénomènes de frottement peut conduire à une vaporisation de l'eau interstitielle au niveau de la surface de contact dans des matériaux argileux saturés. Heuberger *et al.* (1984) avancent l'hypothèse d'une fusion partielle de la roche au niveau de la surface de glissement. L'idée d'une vaporisation de l'eau est associée à l'éboulement - glissement du Mont Granier (Goguel et Pachoud 1972). La fusion partielle de gneiss au niveau de la surface de glissement semble avoir été atteinte pour l'événement de Köfels en Autriche (Heuberger *et al.* 1984).
Une estimation des propriétés de la surface de contact, et de la capacité de la masse rocheuse à réduire sa friction basale par formation d'une couche limite permet de classer la mobilité des mouvements gravitaires suivant que la friction basale est faible, modérée ou élevée (**Tableau 2.11**).

Tableau 2.11 Rôle de la friction basale sur la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur.

Friction basale	Caractéristiques	Exemples
Faible Fig. 2.29C	- Couche de neige, glace ou eau - Niveau argileux ou marneux	Sherman (USA)
Modérée Fig. 2.29B	- Surface de contact discontinue - Couche limite de matériau en roulement	Blackhawk (USA)
Elevée Fig. 2.29A	- Contact direct et continu	Flims (Suisse)

gaz, ou même des bulles d'air emprisonnées dans la matrice fine (McSaveney 1978, Cruden et Hungr 1986), ayant pu être détruites après leur formation. Melosh (1979) propose une fluidification acoustique grâce aux vibrations de haute fréquence générées par les chocs entre les grains. Cela a pour effet de réduire la friction interne statique.

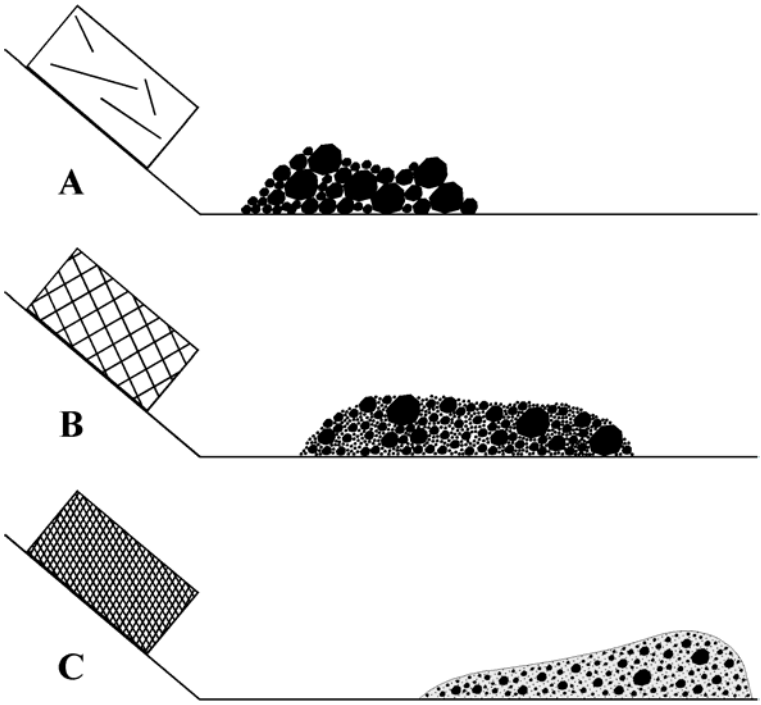


Figure 2.30 Etat de fracturation du massif rocheux et granulométrie du matériau déposé.

Les mécanismes de fluidification permettant une réduction des frottements au sein du milieu granulaire sont encore mal connus. On distingue donc trois cas de réduction de la friction interne : faible, modérée ou élevée (**Tableau 2.12**). Notons que la fracturation interne originelle est quantifiable sur le terrain par observation du matériau de la zone source. De plus, l'aptitude à la fragmentation dynamique peut s'étudier au laboratoire par les essais mécaniques appropriés.

Tableau 2.12 Rôle de la friction interne sur la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur.

Friction interne	Caractéristiques	Exemples
Faible Fig. 2.30C	- Réseau développé de fractures - Fractures ouvertes ou avec remplissage - Fragmentation dynamique intense possible (écoulement)	Flims (Suisse)
Modérée Fig. 2.30B	- Réseau peu développé de fractures - Fractures fermées - Fragmentation dynamique possible (écoulement tardif)	Sherman (USA)
Elevée Fig. 2.30A	- Bloc rigide et massif - Peu de fractures - Fragmentation dynamique faible	Randa (Suisse)

2.5.4. Conclusion des critères de mobilité

La mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur est une notion déduite de la relation statistique entre le coefficient de frottement apparent et le volume des matériaux déplacés. Si le volume joue un rôle par les effets d'échelle qu'il induit, il faut s'interroger sur les processus physiques qui permettent d'expliquer les distances de parcours parfois considérables observées. Trois critères de mobilité ont été plus particulièrement analysés :

1. La topographie impose une contrainte importante sur le déplacement des masses rocheuses, en particulier l'angle de pente qui contrôle en partie les pertes d'énergie, la forme du corridor d'écoulement s'il existe, et la présence d'obstacle sur la zone d'épandage ;
2. Le frottement par contact avec le terrain support contrôle les pertes d'énergie importantes qui se produisent sous la masse en mouvement. Au niveau de cette surface peut se développer une couche limite jouant un grand rôle sur la mobilité des masses en mouvement ;
3. Le comportement de ces masses en mouvement résulte de l'état de fracturation initial du massif rocheux et de son aptitude à se fragmenter. La réduction granulométrique correspondante peut être quantifiée par analyses blocométriques réalisées sur les dépôts et comparaison avec l'état de fracturation de la zone source.

En définitive, ces trois critères de mobilité associés à l'analyse statistique des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur permettraient de mieux identifier les zones à risques et les scénarios potentiels de rupture correspondants. La validité de la démarche présentée doit cependant être testée sur des cas-types bien documentés. Des simulations numériques devraient permettre de tester les différentes hypothèses évoquées concernant les critères de mobilité présentés.

Chapitre III : Rétro-analyse de 3 mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses dans les Alpes

"Mais ce pays est charmant, une luxuriante verdure, une fertile végétation cachent aux yeux du voyageur un danger dont la population elle-même ne semble pas se préoccuper ; puis quelque jour, à la suite d'un terrible cataclysme on apprendra que plusieurs villages ont disparu de la surface du sol."

La Savoie, Baron Achille Raverat (1872, p.428)

3.1. Introduction

Trois cas qui se sont produits dans les Alpes retiennent particulièrement notre attention : le glissement rocheux de Flims en Suisse, le glissement rocheux de Köfels en Autriche, et le glissement-avalanche de roches de La Madeleine en France (**Fig. 3.01**). Ces trois mouvements de versant préhistoriques ont été choisis pour leur accessibilité et leurs excellentes conditions d'affleurement. L'incision profonde des dépôts par les rivières autorise de très bonnes conditions d'observation. La comparaison des nombreuses informations collectées doit servir de base à la caractérisation et aux tentatives de modélisation du phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses » en montagne.

- Les dépôts du glissement rocheux de Flims (canton suisse des Grisons) forment un obstacle majeur à la circulation dans la vallée du Rhin Antérieur, en amont de Coire (Chur). 12 km^3 de calcaires ont été mobilisés, depuis la couverture mésozoïque de la zone helvétique (**Fig. 3.01**). La rupture s'est produite à l'Holocène. Une datation d'un morceau de bois découvert sous les dépôts du glissement donne un âge de 9 487±85 ^{14}C ans cal. BP (Schneider *et al.* 2001).
- Les dépôts du glissement rocheux de Köfels (région autrichienne du Tyrol) forment également un obstacle majeur à la circulation dans la vallée de l'Ötztal, en aval de la station de ski de Sölden. La masse rocheuse déposée, de 3 km^3, est constituée de gneiss et micaschistes, du substratum de la zone austro-alpine (**Fig. 3.01**). La datation des dépôts a donné un âge de 9800±100 ^{14}C ans cal. BP (Ivy-Ochs *et al.* 1998, Kubik *et al.* 1998).
- Les produits du glissement-avalanche de roches de La Madeleine (département français de la Savoie) ont fortement affecté la géomorphologie de la vallée de l'Arc, en Haute-Maurienne, à 25 km en amont de Modane. Les dépôts sont constitués de 0,125 km^3 de débris de calcschistes issus de la couverture de la zone pennique (**Fig. 3.01**). La rupture est également datée de l'Holocène, antérieure à l'âge obtenu pour un morceau de bois découvert dans les dépôts lacustres : 7625±65 ^{14}C ans non cal. BP (Couture *et al.* 1997).

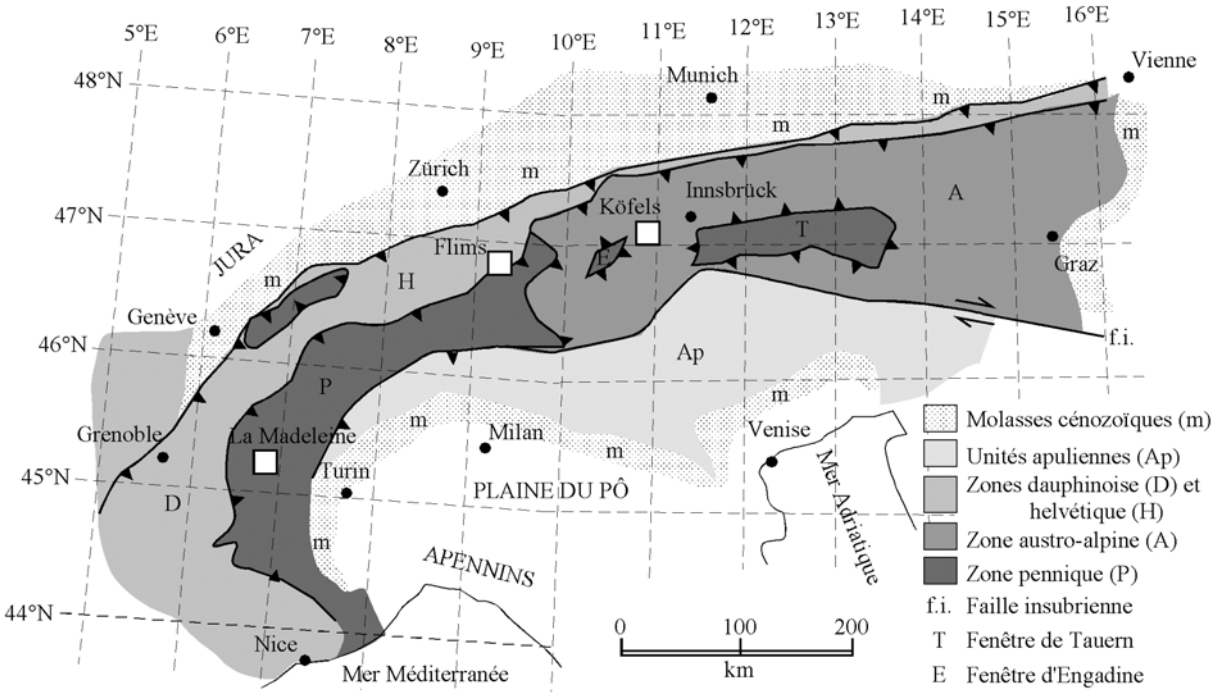


Figure 3.01 Carte géologique simplifiée des Alpes européennes, avec localisation des trois sites d'étude (d'après Eisbacher et Clague 1984).

Ces trois mouvements rocheux de grande ampleur se sont produits en montagne, dans des vallées glaciaires contraignantes pour la mobilité des débris. Une comparaison directe peut être faite sur la base des relations statistiques précédemment présentées pour les 316 mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses (**Fig. 3.02** et **Fig. 3.03**).

- Le glissement rocheux de Flims apparaît parmi les cas les moins mobiles, pour un volume de 12 km^3. La vallée glaciaire a fortement contraint le déplacement de la masse rocheuse, affectant la mobilité de parcours (H/L) et de surface (A), avec un faible étalement des débris.

- Le glissement rocheux de Köfels est un cas particulier où les paramètres mesurés ne reflètent pas le faible étalement des débris. Une mobilité apparente trop importante résulte d'une faible hauteur de chute, du fait de la remontée topographique sur le versant opposé, et de l'épaisseur considérable des dépôts (> 500 m). La hauteur apparente de chute H vaut 600 m, pour une distance apparente de parcours de 5400 m, d'où une coefficient apparent de frottement de 0,11. Le fond de la vallée se situe à 1000 m, d'où une hauteur totale de chute de 1400 m. Dans ce cas, le coefficient apparent de frottement passe à 0,26. La configuration géographique des dépôts dans la vallée de l'Ötztal affecte la réalité des paramètres géométriques. Le glissement rocheux de Köfels peut être considéré comme peu mobile dans sa catégorie de volume, avec absence d'étalement des débris rocheux. La vallée glaciaire a affecté à la fois la mobilité de parcours et de surface (**Fig. 3.03**).

- Le glissement-avalanche rocheuse de La Madeleine présente également une mobilité de parcours et de surface affectée par une vallée encaissée. Les débris rocheux ont pu s'étaler suivant l'axe de la vallée de l'Arc, autorisant un parcours plus long. La hauteur apparente

de chute a été très importante (1300 m), au regard du volume concerné. Ainsi, le coefficient apparent de frottement de 0,28 n'est pas exceptionnel dans la catégorie de volume considéré (exemple de Kandertal, Abele 1997, voir **Annexe A**).

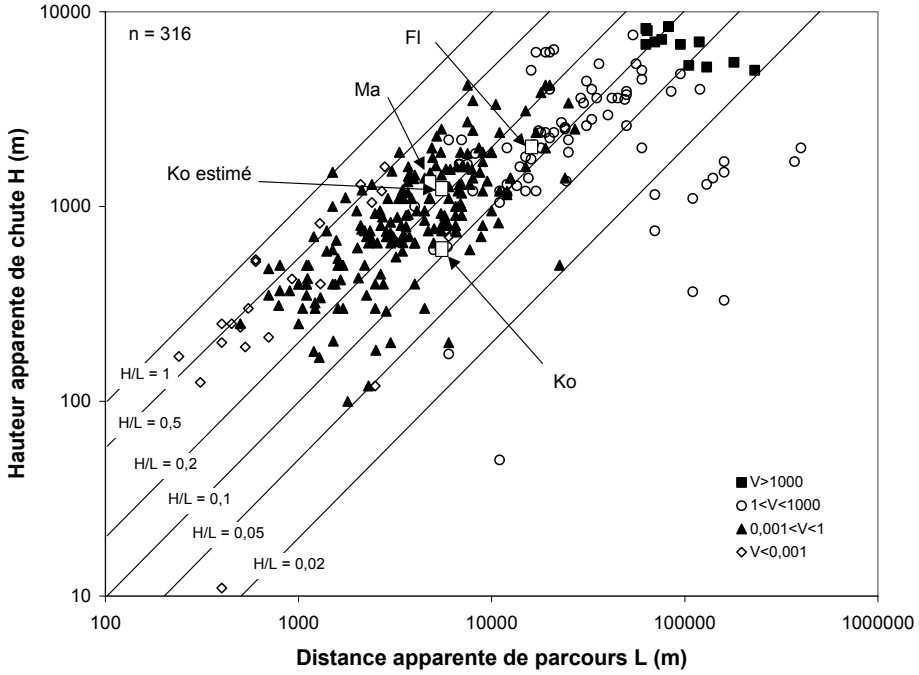


Figure 3.02 Localisation des trois sites d'étude (Ma : La Madeleine, Fl : Flims, Ko et Ko estimé : Köfels) sur le graphique mettant en relation la hauteur de chute H et la distance apparente de parcours L. Ko estimé est basé sur l'estimation de la hauteur totale de chute.

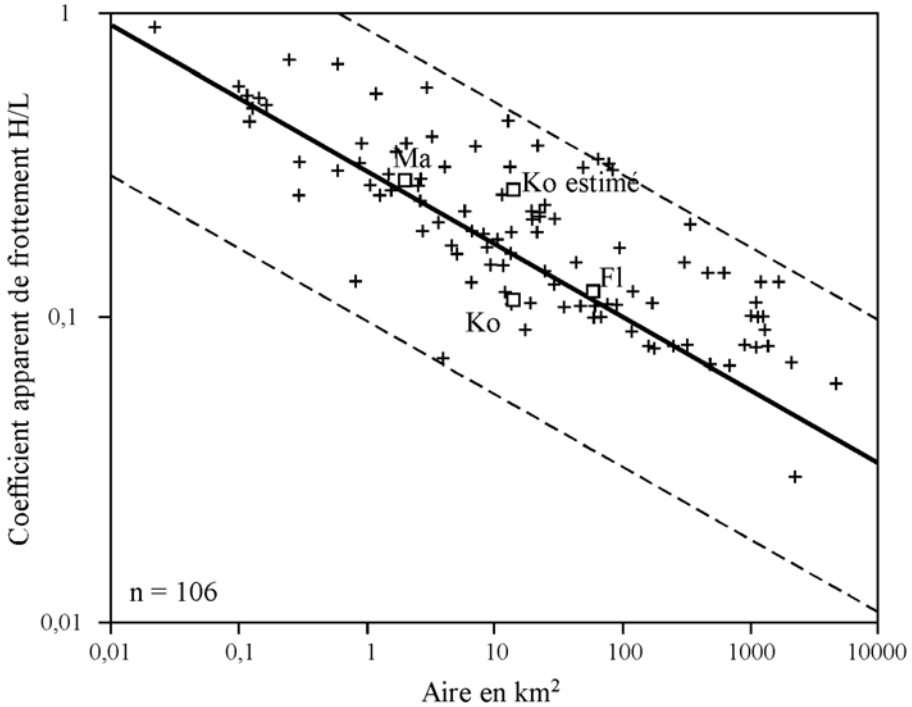


Figure 3.03 Localisation des trois sites d'étude (Ma : La Madeleine, Fl : Flims, Ko et Ko estimé : Köfels) sur le graphique mettant en relation le coefficient apparent de frottement et l'aire des dépôts. Ko estimé est basé sur l'estimation de la hauteur totale de chute.

Tableau 3.01 Comparaison des caractéristiques des trois mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses étudiés.

Paramètres	Flims	Köfels	La Madeleine
Pays	Suisse	Autriche	France
Région	Grisons	Tyrol	Savoie
Vallée	Rhin Antérieur	Ötztaler Ache	Arc, Maurienne
Date	< 9487±85 ans cal. BP	< 9800±100 ans cal. BP	> 7625±65 ans non cal. BP
Matériau	Calcaire	Gneiss et Micaschistes	Calcschistes
Masse volumique : ρ	2700 $kg.m^{-3}$ (e)	2650 $kg.m^{-3}$ (e)	2630 $kg.m^{-3}$
Volume : V	12 km^3	3 km^3 (e)	0,125 km^3
Aire des dépôts : A	60 km^2	13,5 km^2	2 km^2
V/A	0,2 km	0,22 km	0,06 km
Hauteur apparente de chute : H	2080 m	600 m	1300 m
Distance apparente de parcours : L	16500 m	5400 m	4700 m
Coefficient apparent de frottement : H/L	0,12	0,11	0,28
Distance excessive de parcours : Le	13353 m	4492 m	2733 m
Hauteur de chute : H'	1100 m	500 m	800 m
Distance de parcours : L'	~ 6000 m	~ 2400 m	~ 2500 m
Coefficient de frottement : H'/L' ou μ'	0,18	0,21	0,32
Energie totale : $Ep = \rho.V.g.H'$	$3,56.10^{17}$ J	$3,97.10^{16}$ J	$2,63.10^{15}$ J
Vitesse sans frottement : $v = (2g.H')^{0,5}$	148 $m.s^{-1}$	100 $m.s^{-1}$	126 $m.s^{-1}$
Vitesse avec frottements : $v = (2g.H'(1-\mu'))^{0,5}$	134 $m.s^{-1}$	89 $m.s^{-1}$	104 $m.s^{-1}$

(e) : masses volumiques tirées de Erismann (1979).

Une présentation détaillée de chaque cas est disponible en **Annexe B**, basée sur la fiche-type "Mouvement de versant de grande ampleur" proposée par Laugier (2002). Le **Tableau 3.01** permet d'en faire un bref résumé, et de comparer les trois cas d'étude entre eux. On constate un comportement commun au regard des relations statistiques. La mobilité semble préférentiellement de surface, avec une distance de parcours limitée mais demeurant en excès. Cependant, l'étalement reste très réduit, par confinement en fond de vallée. Ces masses rocheuses ont fait l'objet d'une analyse de terrain rigoureuse ayant permis de nombreuses observations, ainsi que la réalisation d'essais de laboratoire. Un effort particulier a été entrepris pour une complémentarité des observations à toutes les échelles, en particulier sur les processus de réduction granulométrique.

3.2. Le glissement-avalanche de roches de la Madeleine (Savoie, France)

3.2.1. Présentation

a) Description

Les dépôts du glissement-avalanche de roches de La Madeleine se situent dans la vallée de l'Arc (**Fig. 3.04a** et **Fig. 3.04b**), en Haute-Maurienne, entre les communes de Lanslevillard et de Bessans (Savoie, Alpes françaises). Le volume actuel de la masse rocheuse est estimé à

71 millions de m^3, ce qui devait représenter initialement 100 millions de m^3 au niveau de la zone source et 125 millions de m^3 pour les dépôts frais (**Tableau 3.02**). Les distances apparentes du parcours, verticales (H) et horizontales (L), sont estimées respectivement à 1300 m et 4700 m. Le coefficient apparent de frottement (H/L) vaut par conséquent 0,28.

b) Géomorphologie

La vallée de la Maurienne ou de l'Arc présente, sur toute sa longueur, un profil de vallée glaciaire très marqué. Au niveau de La Madeleine, les pentes sont soutenues, comprises entre 20° et 40°, avec un fond de vallée large de 1 km (**Fig. 3.04c**). Sur les hauteurs, les escarpements sont sub-verticaux.

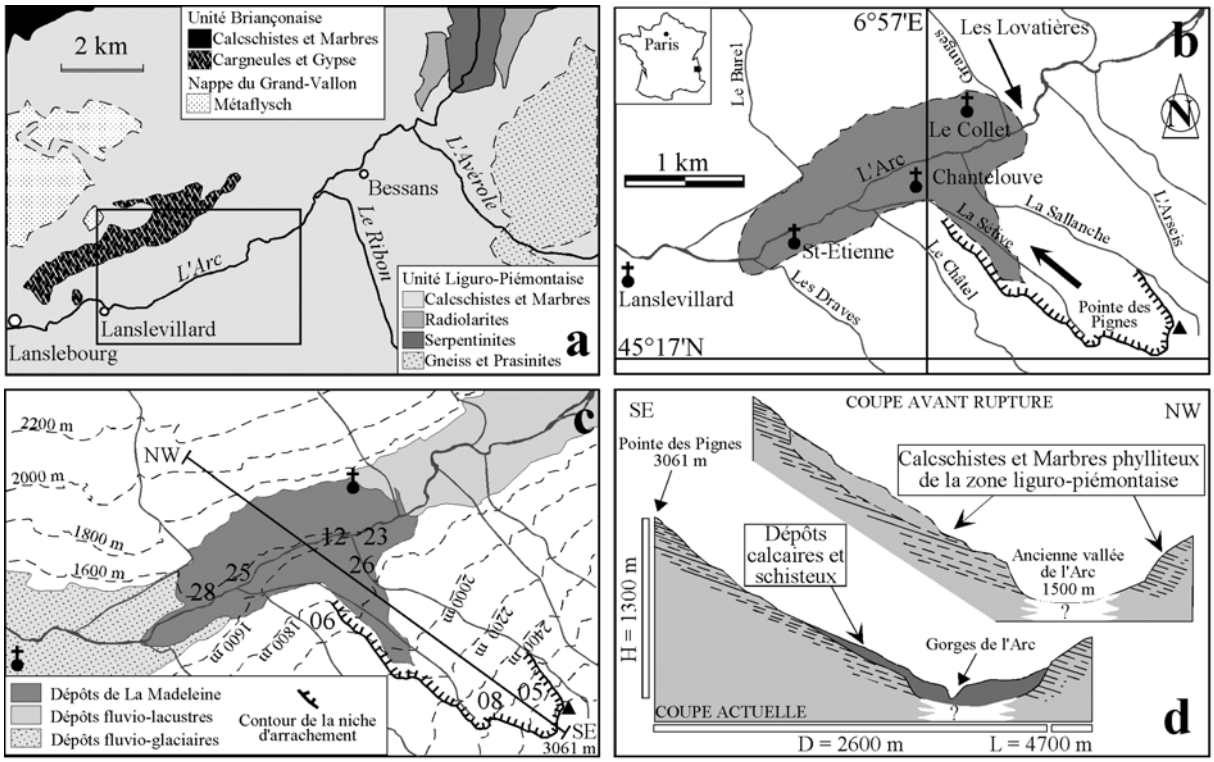


Figure 3.04 Cartes et coupes schématiques des dépôts du glissement-avalanche de roches de la Madeleine (Savoie, France). (a) Carte géologique schématique de la haute vallée de l'Arc. (b) Carte schématique situant les limites de la zone source et des dépôts de La Madeleine en teinte sombre. (c) Carte topographique schématique des dépôts quaternaires. Les chiffres font référence aux numéros des figures, servant au positionnement des affleurements décrits. (d) Coupes schématiques transversales de la haute vallée de l'Arc au travers des dépôts de la Madeleine et forme supposée du versant avant rupture.

Tableau 3.02 Résultats des calculs des volumes réalisés avec le logiciel Surfer 6.02 (Golden Software, Inc.) sur le site de La Madeleine. Les Modèles Numériques de Terrain (**Annexe C**) ont été réalisés sur la base de la carte IGN de Tignes-Val d'Isère-Haute Maurienne (TOP25 n°3633 ET).

	Volumes calculés par les méthodes :			Volume moyen	Incertitude
	Trapézoïdal	Simpson	Simpson 3/8		
Dépôts	125,12	124,81	124,85	124,93	0,31
Dépôts actuels	71,03	70,56	70,86	70,82	0,47
Dépôts érodés	54,08	54,25	54,00	54,11	0,25
Niche	100,53	100,28	100,67	100,49	0,39

Tous les volumes sont donnés en millions de m^3.
L'incertitude représente l'écart, en millions de m^3, entre les volumes maximum et minimum calculés par les trois méthodes.

L'Arc est à l'origine de l'incision profonde des dépôts de La Madeleine, avec formation d'une gorge de 150 m de hauteur. D'un bout à l'autre de la gorge, l'Arc passe de l'altitude 1656 m à 1490 m. La cote maximale des dépôts se situe à 1752 m en rive droite de la rivière, et au-delà de 2000 m en rive gauche. On note en particulier une dépression au sommet des dépôts le long du versant rive droite de la vallée. Cette dépression peut avoir une double origine : 1. couloir de débordement du lac de barrage à partir de l'ancien point bas représenté par le hameau du Collet ; ou plus vraisemblablement 2. phénomène de retour de la masse rocheuse après une remontée topographique sur le versant opposé de la vallée de l'Arc. Il est dans ce cas évident que la topographie a été contraignante sur la mobilité de la masse rocheuse de La Madeleine, dont on pouvait supposer une distance de parcours plus importante pour le volume considéré.

c) Contexte géologique et structural

De sa confluence avec l'Isère et jusqu'à l'Italie, la vallée de la Maurienne offre un itinéraire géologique intéressant depuis les domaines externes jusqu'aux domaines internes de la partie occidentale de l'Arc alpin. On traverse ainsi successivement les zones dauphinoises et ultra-dauphinoises, ultra-briançonnaises et briançonnaises, liguro-piémontaises et piémontaises.
Les unités piémontaises constituent le fond de la vallée de La Maurienne, au niveau des sources de l'Arc. Il s'agit du Massif du Grand Paradis représenté par des gneiss, des micaschistes, des métagabbros et des orthogneiss œillés. Ces formations apparaissent en fenêtre au sein des unités liguro-piémontaises.
Les unités liguro-piémontaises appartiennent à la zone interne des Alpes, issue de l'océan téthysien (Fudral *et al.* 1994). Trois ensembles superposés peuvent être distingués sur des bases lithostratigraphiques et métamorphiques.

- L'ensemble inférieur affleure en Italie au-delà des sommets de La Maurienne. On note un épais paléo-plancher ophiolitique, devenu des serpentinites, surmontées par les schistes lustrés riches en niveaux volcaniques.
- L'ensemble médian forme les versants entre Lanslebourg et Bonneval-sur-Arc. Les serpentinites du paléo-plancher sont peu visibles, et sans doute peu épaisses. Par contre, la couverture des schistes lustrés est massive avec des marbres et des schistes noirs. On note quelques clastes de serpentinites dans les marbres de base de la série. Les schistes lustrés appartiennent à trois formations distinctes et vraisemblablement successives (Fudral *et al.* 1994). La première est constituée de schistes noirs ou noir-rouille, surmontés par la seconde formation constituée de schistes sombres et de marbres. Ces deux horizons ont une origine mixte, à la fois continentale et détritique, d'où une diversité de constituants (gabbros, serpentinites, arkoses, quartzites et dolomies). La troisième formation renferme de puissants niveaux de marbres clairs à interlits minces de calcschistes, pauvres en apports détritiques.
- L'ensemble supérieur forme une klippe d'extension réduite sur la crête des Pignes, de Ronce et du Lamet, entre Lanslevillard et Bessans. On retrouve un matériel métasédimen-

taire semblable à celui de l'ensemble médian. L'intensité du métamorphisme semble moins prononcée.

L'unité briançonnaise est représentée près de Lanslevillard par une fenêtre au niveau du versant des Grattais (**Fig. 3.04a**), au sein des unités liguro-piémontaises. Cette fenêtre met à l'affleurement des unités type Val d'Isère (Fudral *et al.* 1994), représentées par des cargneules, des dolomies et des marbres du Trias, quelques quartzites du Trias, des marbres du Lias jusqu'au Crétacé.

On note également la présence de la Nappe du Grand-Vallon (**Fig. 3.04a**), constituée de quartzites et schistes noirs pélitiques. L'absence de contact stratigraphique normal pose encore problème quant à son origine. Son faciès et son âge sont à corréler à ceux des Flyschs à Helminthoïdes, dépôts sur la suture de l'océan téthysien.

Il est à noter que toutes les vallées principales sont orientées perpendiculairement à la direction des plis ou à l'allongement des zones lithologiques et tectoniques (Michel 1953).

d) Géologie de la zone source

Le glissement-avalanche de roches de La Madeleine a mobilisé une partie du versant des Pignes, appartenant à l'ensemble médian des unités liguro-piémontaises ou nappe des Schistes lustrés (Michel 1953, **Fig. 3.05**). Au-dessus des dépôts de pente récents, l'escarpement de 400 m de hauteur est composé de divers faciès de la couverture Crétacé supérieur des schistes lustrés, allant des schistes calcaires jusqu'aux marbres phylliteux (**Fig. 3.04a**). Les véritables Schistes lustrés sont des calcschistes à séricite, formant des surfaces soyeuses, plus ou moins gondolées et luisantes (Michel 1953), et comportant de nombreuses veinules de calcite ou quartz et calcite, l'ensemble étant affecté de plis et microplis. Ces roches très schisteuses sont quelquefois plus massives, au point de former des assises plus marmoréennes ou plus gréseuses. Cela se caractérise par des roches de teinte brune au cœur du massif des Pignes, alors que plus haut, les formes topographiques deviennent molles et ondulées en raison de la faible dureté des calcschistes (Michel 1953).

On est frappé par la différence de compétence entre les divers faciès de roches. Les schistes sont très variables, certains contenant très peu de calcite et beaucoup de chlorite. Les marbres sont parfois dolomitiques, ou très siliceux et albitiques. Ces marbres, ainsi que les passées détritiques, forment de puissantes assises plurimétriques à interlits schisteux. Entre ces assises, les domaines schisteux sont fragilisés par des déformations intenses avec des plis-failles affectant la schistosité (**Fig. 3.06**). Les schistes semblent avoir concentré les déformations tectoniques lors de la formation des Alpes. Fréquemment, des veines (concordantes avec la schistosité) de quartz, plus rarement de calcite parfois associée à l'ankérite, tâchent de blanc le fond sombre des calcschistes (Michel 1953).

La zone source a fait l'objet d'une étude géomécanique dont le but était d'observer le mode de rupture et de propagation de la fracturation. Les essais de résistance à la compression simple sur roche intacte ont révélé un seuil de rupture autour de 49±40 MPa (**Annexe C**). Ce résultat souffre d'une grande incertitude, reflétant la variabilité des roches au niveau de la zone source (des marbres aux schistes), mais aussi la forte anisotropie du matériau. La rupture se produit

préférentiellement le long des plans de schistosité, soulignés par des alignements de micas, séricite à l'origine de l'aspect lustré. Suivant l'angle entre l'axe de compression des carottes et les plans de schistosité, la résistance est très variable. La roche rompt à 80 MPa lorsque la schistosité n'est pas sollicitée (axe de compression perpendiculaire à la schistosité), mais seulement à 25 et 35 MPa dans le cas d'un angle d'attaque de 45 à 60° (mesuré par rapport à la verticale). Lorsque l'axe de compression est parallèle à la schistosité, les carottes flambent, en se dilatant perpendiculairement à la direction de compression (σ_1). Le forage des carottes perpendiculairement aux plans de schistosité a été rendu difficile par un débit en lamelles, caractérisant la fragilité de ces plans lorsqu'ils sont sollicités. Certains de ces plans de schistosité sont soulignés par des traces sombres d'altération type argile, résultat des infiltrations d'eau, dans les fissures préparées par les efforts tectoniques (crénulations).

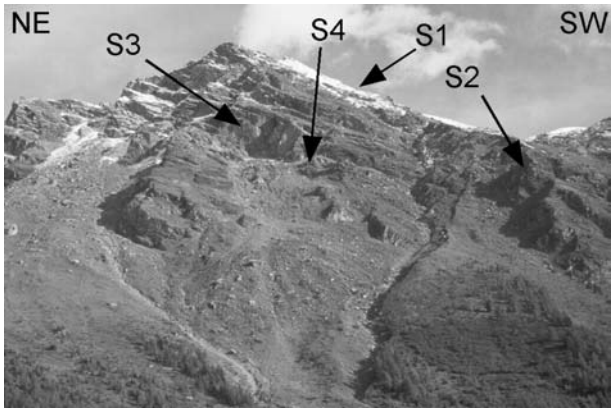


Figure 3.05 Photographie (NE-SW) de la zone source de La Madeleine, avec la Pointe des Pignes culminant à 3061 m. La niche d'arrachement de La Madeleine se prolonge sur la gauche par la zone source et les dépôts de l'écroulement tardif de Sallanche-Arseis.

Figure 3.06 Photographie d'un pli-faille sur la route du Châtel, au Nord-Ouest de la niche d'arrachement de la Madeleine.

L'anisotropie structurale du massif rocheux, caractérisée par la schistosité, reflète à grande échelle l'anisotropie de la matrice. L'alignement des minéraux, résultat du métamorphisme, affecte le comportement général du massif rocheux. Les observations à toutes les échelles font état d'une fatigue du matériau due aux déformations tectoniques, en particulier par cisaillement le long des plans de schistosité. La calcimétrie révèle l'importance de la teneur en $CaCO_3$: 63 à 76%, entièrement en calcite. L'analyse minéralogique montre en plus la présence de quartz et de plagioclases, mais surtout d'illite - muscovite et de chlorite. On note une teneur réduite en hydrates de silice et de calcium, illustrant une certaine altération de la roche.

L'analyse de la fracturation a fait l'objet d'une étude détaillée, notamment pour l'évaluation de la blocométrie du massif rocheux (voir paragraphe Etude de l'intensité de la réduction granu-

lométrique, **Annexe D**). 4 familles de fractures découpent le massif rocheux des Pignes (**Fig. 3.05**, **Fig. 3.07** et **Fig. 3.08**).

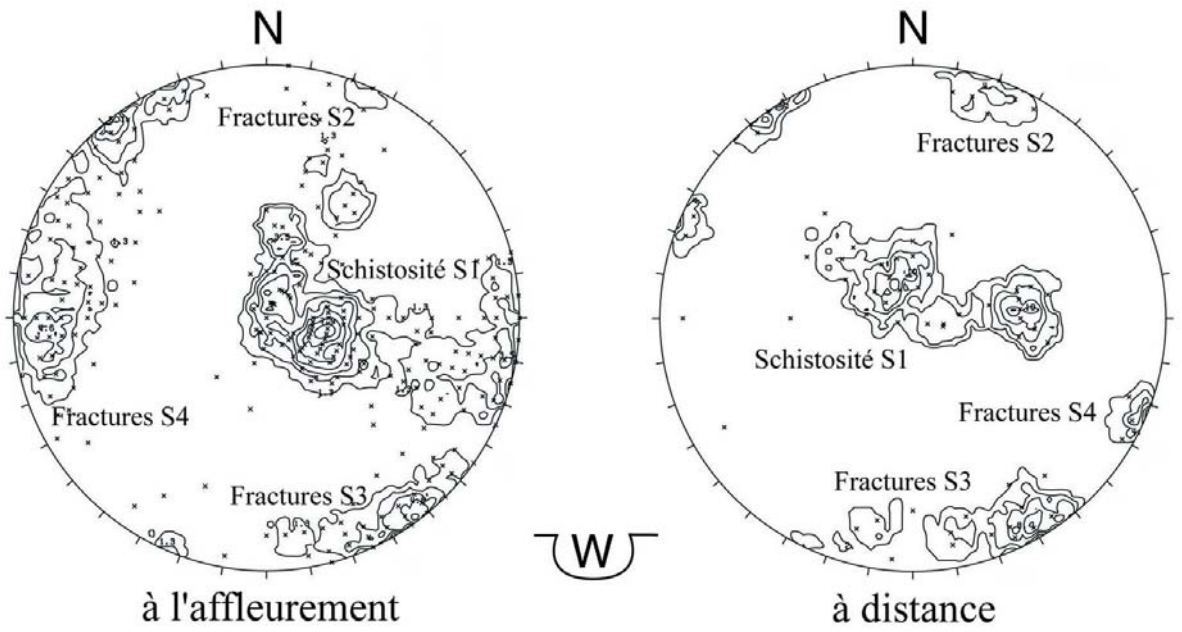


Figure 3.07 Stéréographes de Schmidt, hémisphère inférieur, représentant les résultats des mesures de la fracturation du massif des Pignes, faites à l'affleurement ou relevées à distance. Les mesures faites à distance, visuellement et approximativement depuis le versant opposé de la vallée, ont pour but de définir qualitativement les familles de discontinuités.

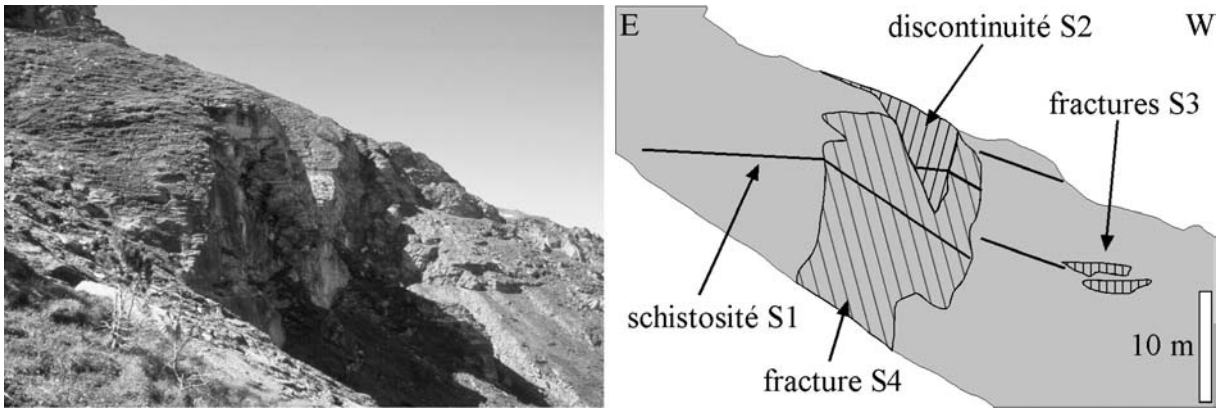


Figure 3.08 Photographie et schéma de la zone source de La Madeleine, représentant les 4 familles de discontinuités affectant le massif rocheux.

- Les plans de schistosité S1 ont un pendage moyen de 28° pour une direction de N010, et une densité très élevée (espacement moyen : 50 cm). L'extension est réduite à quelques mètres (1 à 10 m pour les plans les plus étendus), compensée par des relais entre les plans permettant d'individualiser de grandes surfaces. La schistosité est révélée par des minéraux fins, type micas, très fragiles. Ces discontinuités sont peu ou pas ouvertes, plus ou moins altérées, et de manière générale très onduleuses et très rugueuses. La stratification s'observe difficilement au sein des schistes lustrés, mais elle semble concordante avec la schistosité dominante (Michel 1953).

- A l'échelle du massif rocheux, la famille de discontinuités S2 est beaucoup moins représentée, par contre, ces discontinuités présentent une très grande extension (découpage du

massif des Pignes sur toute sa hauteur). L'orientation moyenne est N120, pour une inclinaison de 65° vers le Sud. Une de ces discontinuités forme l'escarpement majeur limitant le versant des Pignes, zone source de La Madeleine, du versant de l'Arcelle au-dessus de Lanslevillard (**Fig. 3.04**). D'orientation N120, cet escarpement est sans doute une faille régionale. Le rôle contraignant de cet escarpement sur l'étalement des débris est à souligner. Ces fractures majeures forment la plupart des parois sur lesquelles les mesures de la fracturation ont été réalisées. Ces parois, affectées par le climat alpin (gel-dégel, érosion éolienne), sont rugueuses, avec de nombreux indices d'une origine tectonique (dominos de calcite, stries et fissures).

- Les deux dernières familles de discontinuités S3 et S4 forment des parois sub-verticales, abondantes dans le versant des Pignes. Ces familles de fractures ont pour orientation respective N000 et N060. Leur extension est plus modeste que la famille de discontinuités S2 (± 10 m pour S3 et > 10 m pour S4). Des ruptures par basculement de blocs ou glissement de petits dièdres métriques à décamétriques sont associées à ces fractures. Les fractures N000 peuvent être rapportées à l'axe de compression tectonique du massif alpin. Ces fractures, fermées, montrent une densité élevée (1 m) et un profil en marches d'escalier, d'où une forte rugosité. On note quelques remplissages de quartz, rarement de calcite et/ou ankérite. Les fractures N060, déterminant la vallée, peuvent résulter de la décompression du massif rocheux après retrait du glacier de l'Arc, ou être associées à l'orientation dominante des plis (NW-SE). Ce sont des fractures également très denses (1 m), fermées ou ouvertes suivant les cas, non remplies, de profil en marches d'escalier, et avec une rugosité élevée. Les familles de fractures S3 et S4 présentent des composantes horizontales de déplacement respectivement senestre et dextre, comme système conjugué en raccourcissement cohérent avec la vocaton chevauchante de la faille S2 et des plis NW-SE.

Avec ces éléments, la rupture peut être analysée à l'aide d'un canevas de Wulff hémisphère inférieur (**Fig. 3.09**). L'angle de frottement des calcschistes sur roche saine est de l'ordre de 28° en condition humide, et de 34° en condition sèche (Couture 1998). La crête du versant est orientée N060, avec une pente de 25 à 38° vers le Nord-Ouest. La représentation des 4 familles de discontinuités met en évidence le glissement probable d'un dièdre rocheux constitué à partir d'un relais de plans de schistosité (S1) et de l'escarpement d'orientation N120 (S2). Le dièdre est limité en arrière par les fractures sub-verticales secondaires, fracturant le bloc rocheux en un certain nombre d'éléments individualisés. Le dièdre a pu glisser de 28° vers le Nord-Ouest. On est en-dessous du coefficient de frottement, estimé sur roche saine. Il faut cependant tenir compte des infiltrations d'eau à partir du glacier de l'Arcelle et d'une altération importante de la roche le long des plans de schistosité.

On parle historiquement de l'écroulement de La Madeleine, mais la génération s'est faite par glissement d'un dièdre et le transport par avalanche de roches. Les Rochers de la Sallanche, au cœur du versant, marquent la limite vers le Nord-Est avec la niche d'arrachement d'un écroulement tardif (**Fig. 3.05**), recouvrant en partie les dépôts de La Madeleine. Cet écroulement tardif, de plusieurs millions de m^3, constitue actuellement un cône boisé de débris, nommé la

Sallanche et l'Arseis. Au-delà de cette niche d'arrachement sommitale, soit vers le NE, le versant raide paraît plus stable, avec la schistosité des calcschistes devenue sub-horizontale.

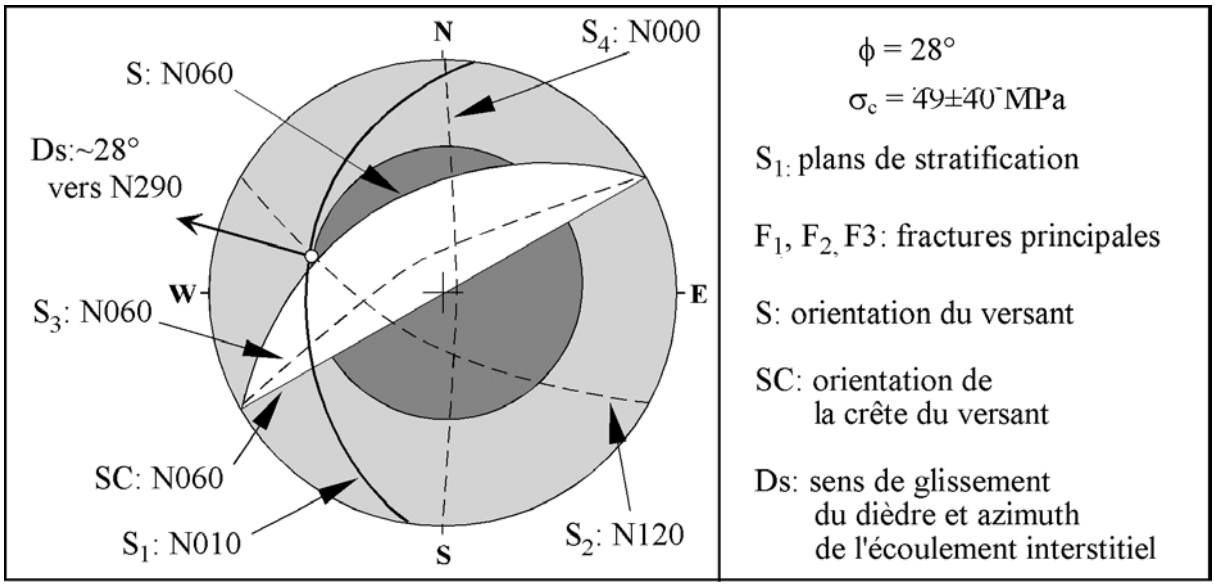


Figure 3.09 Stéréographe de Wulff, hémisphère inférieur, avec les principales familles de discontinuités affectant les calcschistes de la zone source, au sein du massif des Pignes. ϕ est l'angle de frottement de pic des calcschistes (d'après Couture 1998), avec une résistance à la compression simple σ_c obtenue sur des carottes réalisées dans des échantillons prélevés au cœur de la niche d'arrachement.

e) Histoire quaternaire et datation

Le dépôt instantané d'une telle quantité de roches a obstrué le passage de la rivière l'Arc. Un lac de barrage s'est formé à l'amont. De nombreux témoins de ce système lacustre complexe, à l'origine de la plaine de Bessans, subsistent (**Fig. 3.10**). Deux sous-systèmes emboîtés peuvent être distingués, avec un groupe de terrasses bien visibles.

Les torrents de l'Arc, d'Avérole et du Ribon ont chacun formé un édifice deltaïque en entrant dans le lac de barrage. Plusieurs coupes révèlent la présence d'une séquence deltaïque surmontée d'une séquence torrentielle. La séquence deltaïque est un assemblage silto-sableux de 5 à 8 m de puissance. Elle se termine par un niveau grossier illustrant la perte de l'influence lacustre vers la cote 1722 m. La séquence torrentielle se caractérise par des niveaux grossiers granoclassés et typiques d'événements de crues. Ces niveaux marquent l'arrivée de grandes quantités de matériaux sur une zone plane qu'ils entaillent.

Le domaine juste à l'amont du barrage peut être décrit comme un haut-fond. Des sondages (Hugonin 1988) ont révélé la présence jusqu'à la cote 1644 m de lamines limoneuses très fines (**Fig. 3.11**). On retrouve cette formation en surface jusqu'à la cote 1728 m. Cela témoigne d'un dépôt continu dans une zone calme en aval des deltas. L'apport détritique est important avec présence d'abondants grains de quartz et d'albite, pour une teneur modérée en illite et en calcite (22% de $CaCO_3$). Leur puissance, qui atteint 82 m, indique une durée de vie importante pour le lac de barrage. La datation d'un morceau de bois dans ces dépôts fins a donné un âge de 7625±65 ^{14}C ans non cal. BP (Couture et al. 1997). Le mouvement gravitaire est donc forcément plus ancien, tout en étant supposé post-Würm.

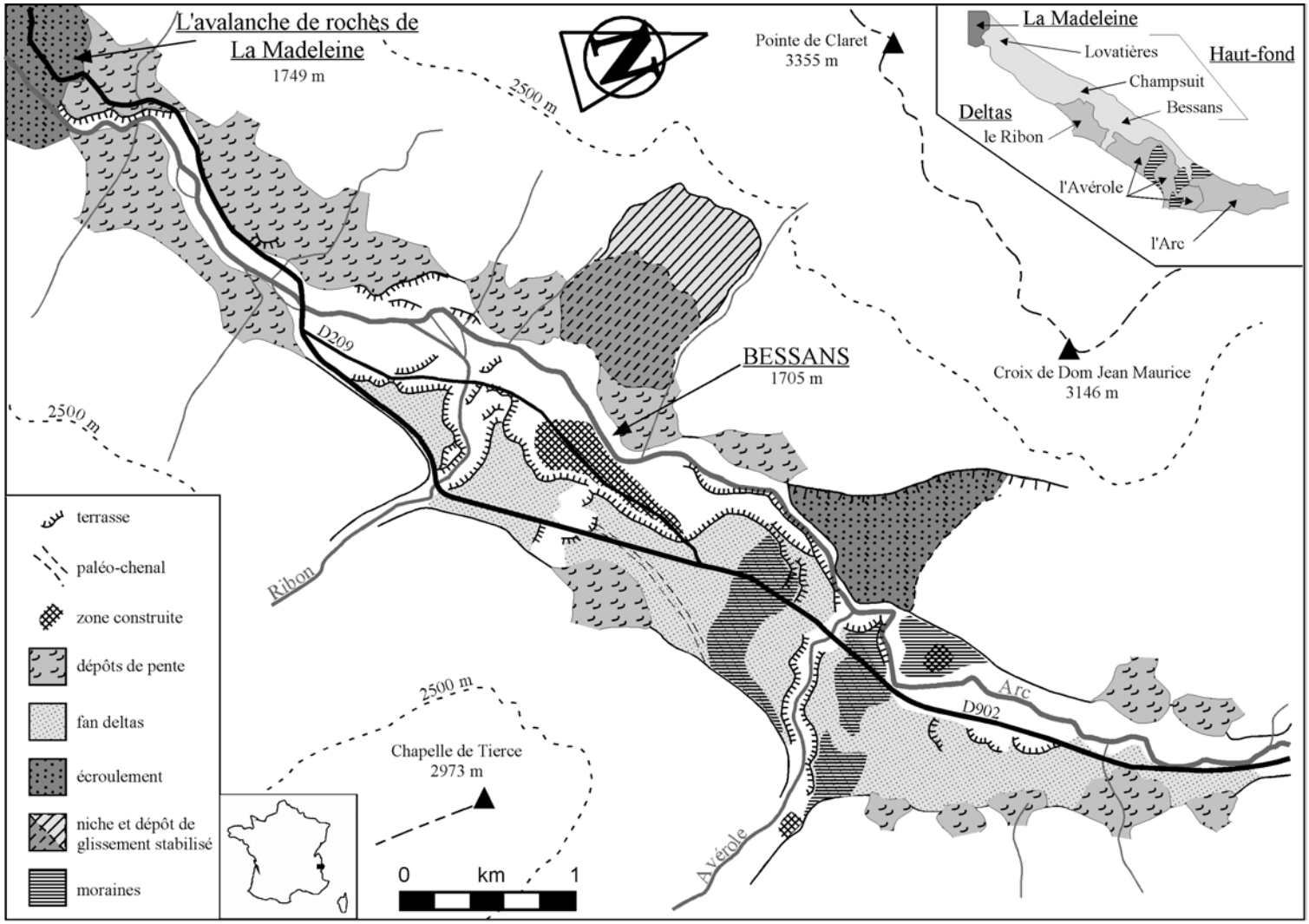
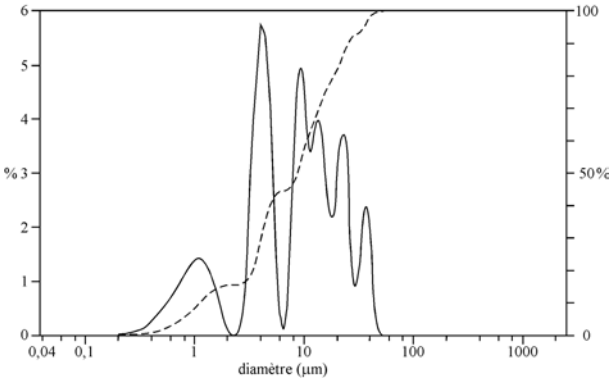


Figure 3.10 Carte des dépôts quaternaires de la plaine de Bessans, associés à ou induits par l'avalanche de roches de la Madeleine. Une carte simplifiée présente les deux sous-systèmes du domaine lacustre : les deltas de l'Arc, d'Avérole et du Ribon, ainsi que le Haut-fond en amont du barrage naturel.



Calcimétrie : 22 % de $CaCO_3$
(20 % de calcite et 2 % de dolomite)

Granulométrie : 1% de sable (60 µm < ∅ < 2 mm), 73,3% de silt (2 µm < ∅ < 60 µm) et 25,7% d'argile (∅ < 2 µm)

Minéralogie :
- Quartz
- Calcite
- Illite
- Albite
- Chlorite

Figure 3.11 Résultats granulométriques et minéralogiques des dépôts lacustres au niveau des Lovatières (échantillon n°NP01-02, **Tableau 3.04**).

De nombreux indices témoignent d'une cote maximale du plan d'eau à 1750 m (Letourneur *et al.* 1983). Cela correspond à l'altitude du point bas actuel du Collet (1752 m), en surface des dépôts de l'avalanche de roches. La gorge de l'Arc, de 150 m de profondeur, a des flancs verticaux bien cimentés (**Fig. 3.12**). Le cours de la rivière est sinueux et elle n'a pas atteint son profil d'équilibre. Cette gorge semble avoir été creusée par enfoncement dans les dépôts. Ceci indiquerait une vidange lente du lac de barrage par débordement. Le creusement aurait duré de nombreuses années, autorisant un quasi-comblement du bassin lacustre.

Figure 3.12 Vue vers l'amont (vers le NE) de la gorge de l'Arc, creusée dans les dépôts de La Madeleine.

3.2.2. Mesure de l'intensité de la réduction granulométrique au cours du transport (modifié de Pollet, *soumis*)

a) Introduction

Une méthodologie a été développée afin de mesurer l'efficacité des opérations minières d'abattage à l'explosif (Aler *et al.* 1996). Cela consiste à comparer les distributions volumétriques des blocs au sein du massif rocheux et des fragments obtenus par un tir de mine. En appliquant cette méthodologie, il est possible de quantifier approximativement l'intensité des processus de réduction granulométrique au cours du mouvement de ces masses rocheuses de grande ampleur. On compare les distributions volumétriques des blocs au sein du massif rocheux et des fragments présents dans les dépôts. L'objectif est de quantifier l'intensité de la réduction granulométrique, ou désintégration dynamique.

Le massif rocheux est caractérisé par un certain nombre de familles directionnelles de discontinuités. La masse rocheuse initiale peut donc être considérée comme un assemblage, le plus souvent très irrégulier, de blocs élémentaires. La mesure des orientations et des pendages des discontinuités permet de proposer un modèle de répartition de ces fractures au sein du massif rocheux. La distribution blocométrique de la masse rocheuse initiale peut ainsi faire l'objet d'une modélisation géométrique (Xu et Cojean 1990).
Les dépôts des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur ont généralement une granulométrie très hétérogène, requerrant des méthodes multiples d'analyse. Les blocs de très grand volume se situent au sein d'un assemblage rocheux de fragments et d'une matrice. On nommera matrice les éléments de volume inférieur à 8 cm^3 (blocs de 2 cm de côté). Les mesures se font par traitement de photographies relatives aux dépôts par analyse d'images, et traitement d'échantillons prélevés dans les dépôts par granulométrie par tamisage ou laser. Dès lors, la limite granulométrique entre clastes et matrice est imposée par la qualité de la photographie. Une courbe granulométrique représentative des dépôts peut alors être construite.
La comparaison de la distribution blocométrique du massif rocheux et de la courbe granulométrique des dépôts est une mesure de l'intensité des processus de réduction granulométrique intervenant au cours du mouvement. Une étude similaire a déjà été menée par Couture (1998) au cas de La Madeleine.

b) Simulation tridimensionnelle de la blocométrie naturelle du Massif des Pignes

L'analyse de la distribution volumétrique de blocs dans un massif rocheux s'appuie sur des méthodes statistiques et stéréologiques. Sur la base de relevés linéaires réalisés sur affleurement, les caractéristiques des discontinuités sont analysées afin de déterminer l'orientation, le pendage, la longueur de trace et l'espacement (valeurs moyennes et écart type) pour chaque famille directionnelle (**Annexe C**). Les programmes de simulation de massifs rocheux s'appuient sur ces données, en présentant les joints en tant que disques dans l'espace. Chaque joint ou disque est représenté par la position de son centre dans l'espace (X, Y, Z), son orientation (direction, pendage) et son diamètre dérivé de la longueur de trace. La densité appliquée à chaque famille de discontinuités permet de définir un nombre de disques dans le volume simulé.
Les programmes de modélisation géométrique de masse rocheuse SIMBLOC (Xu et Cojean 1990 ; Xu 1991) et STEREOBLOCK (Couture *et al.* 1996 ; Couture 1998) permettent d'établir les distributions volumétriques des blocs découpés par les discontinuités du massif rocheux étudié. Après un calcul de la connectivité des différentes discontinuités entre elles, le programme SIMBLOC est capable de calculer le volume des différents blocs individualisés (Xu 1991). Le programme STEREOBLOCK permet un passage des données 2D à 3D sur la base de blocs de forme sphérique (Couture 1998).
Couture (1998) a réalisé une étude blocométrique du massif rocheux des Pignes, zone source de l'écroulement de La Madeleine. Sur la base de relevés linéaires réalisés au cœur de la niche d'arrachement, et d'une simulation avec le programme STEREOBLOCK, il propose une distribution volumétrique des blocs du massif rocheux (**Fig. 3.13**). Cependant, les volumes ex-

ternes et internes de simulation sont définis par des dimensions respectives de 4x4x15 et 3x3x10 m (Couture 1998). Le classement est relativement faible (D75/D25 = 6), avec un grain moyen (D50) de 8 m^3 (**Tableau 3.03**). Il faut remarquer que le fait de simuler des blocs de forme sphérique est très contraignant pour le cas de La Madeleine où la schistosité impose des formes en dalles pour les blocs détachés.

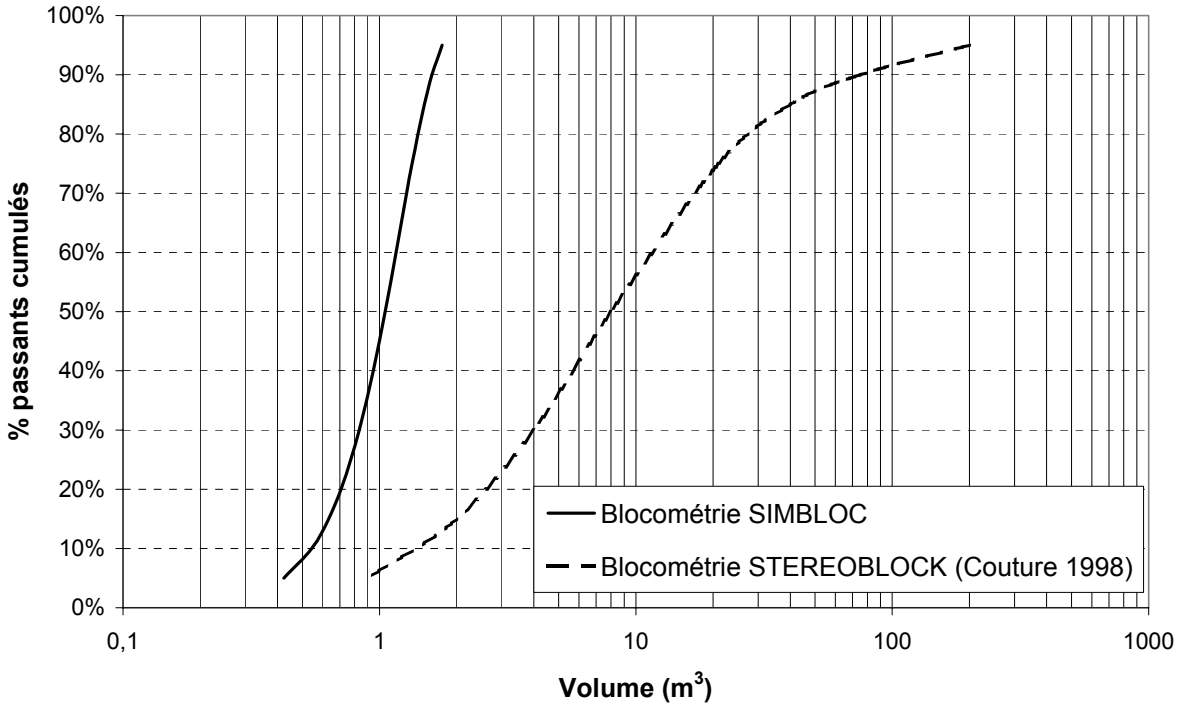


Figure 3.13 Distributions volumétriques des blocs du massif rocheux des Pignes, zone source du glissement-avalanche de roches de La Madeleine.

Tableau 3.03 Paramètres calculés à partir des distributions volumétriques des blocs du massif rocheux des Pignes, zone source de l'écroulement (Bloco), et des dépôts de La Madeleine (Granulo). Les fractiles ou diamètres (à 10, 25, 50, 63, 75 et 90 % du passant) sont donnés en m^3.

	Couture (1998)				Pollet (2004)				Comparaison	
	Bloco	Granulo	Ecart[a]	Xc[b]	Bloco	Granulo	Ecart[a]	Xc[b]	Ecart[c]	Xc[d]
D10	1,50	0,06	1,44	25,42	0,54	$5{,}81.10^{-12}$	0,54	$9{,}29.10^{10}$	1,50	$2{,}58.10^{11}$
D25	3,50	0,09	3,41	37,63	0,77	$2{,}91.10^{-8}$	0,77	$2{,}65.10^{7}$	3,50	$1{,}20.10^{8}$
D50	8,00	0,14	7,86	57,97	1,05	$1{,}60.10^{-5}$	1,05	$6{,}56.10^{4}$	8,00	5.10^{5}
D63	13,00	0,17	12,83	76,47	1,19	$4{,}27.10^{-4}$	1,19	2786,89	13,00	30444,96
D75	21,00	0,19	20,81	110,53	1,34	$8{,}8.10^{-3}$	1,33	152,27	20,99	2386,36
D90	75,00	0,24	74,76	312,50	1,60	0,39	1,21	4,10	74,61	192,31
D75/D25	6,00	2,04			1,74	$3{,}02.10^{5}$				
D90/D10	50,00	4,07			2,96	$6{,}71.10^{10}$				

[a] écart entre les fractiles de la blocométrie et de la granulométrie
[b] rapport entre les fractiles de la blocométrie et de la granulométrie
[c] écart entre les fractiles de la blocométrie Couture (1998) et de la granulométrie Pollet (2003)
[d] rapport entre les fractiles de la blocométrie Couture (1998) et de la granulométrie Pollet (2003)

Notre étude est similaire à celle réalisée par Couture (1998) avec l'utilisation du programme SIMBLOC (Xu 1991). Les relevés linéaires ont été réalisés au niveau de la zone source, et élargis sur les bordures (11 lignes de mesure et 350 discontinuités analysées). La simulation de la blocométrie du massif rocheux par SIMBLOC a donné un D50 de 1 m^3 (**Fig. 3.13**), avec

un classement moyen (D75/D25 = 1,7). Une loi de corrélation de type Rosin-Rammler caractérise la blocométrie obtenue par SIMBLOC :

$$F = 1 - \exp\left(-\left(\frac{X}{X_c} \right)^n \right) \qquad [3\text{-}01]$$

F est la fréquence cumulée, comprise entre 0 et 1. X_c est la taille caractéristique des blocs à 63,2 % de passant, et n l'indice de forme des grains. Les résultats obtenus pour la blocométrie du massif des Pignes donnent une taille caractéristique de 1,2 m^3, un indice de forme de 2,9 pour une corrélation de 99,73 %.

Le volume total de simulation n'a pu dépasser le cube de 10 m de côté (**Fig. 3.14**), en raison d'une limitation de l'espace mémoire. Une relation Taille moyenne des blocs en fonction du Volume simulé peut être représentée par une fonction croissante avant d'atteindre un seuil dont la valeur dépend du contexte géologique (Aler et al. 1996 ; Hamdi et al. 2002). D'après les derniers travaux, il semble qu'un volume de 1000 m^3 permet d'approcher ce seuil. La taille moyenne des grains serait donc légèrement sous-estimée. Par contre, le D90 est sans doute fortement sous-estimé. La forme générale des éléments rocheux découle directement du système des discontinuités. Elle est globalement préservée par le modèle.

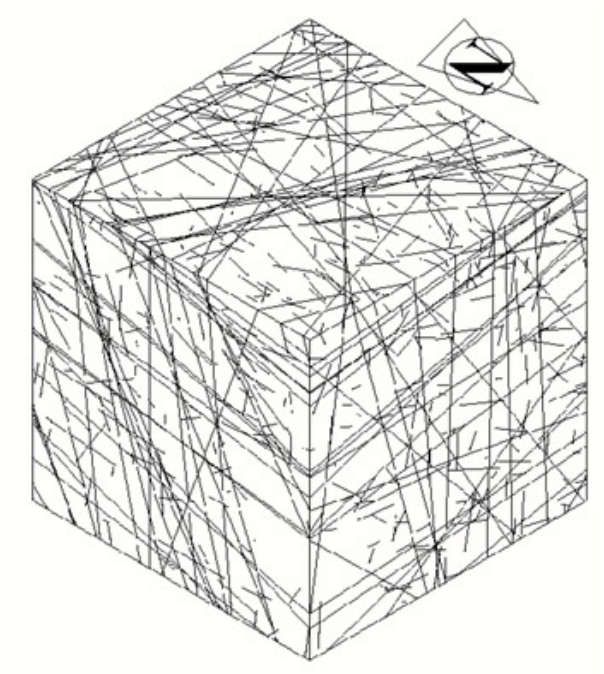


Figure 3.14 Volume de simulation de 10 m de côté obtenu par SIMBLOC pour le Massif des Pignes.

La forme des blocs simulés par SIMBLOC est plus fidèle à la réalité dans le cas de La Madeleine où la schistosité impose une forme allongée aux blocs. La sphéricité imposée par STEREOBLOCK est un réel handicap, sous-estimant le volume réel des blocs du massif rocheux. Le volume simulé est également de très petites dimensions au regard du volume de la zone source. Le programme SIMBLOC est limité par un long temps de calcul et un volume simulé réduit (cube de 10 m de côté). La représentativité du volume simulé à l'échelle du massif des Pignes fait que le volume des plus grands blocs est sans doute largement sous-estimé. On tiendra compte des distributions blocométriques obtenues par les deux programmes, en sa-

chant qu'il s'agit d'une estimation inférieure à la distribution blocométrique réelle du massif rocheux.

c) Distribution en taille des fragments rocheux

L'analyse granulométrique des dépôts d'écroulements et glissements rocheux est rendue difficile par la très large gamme de taille de grains. Dans les dépôts de La Madeleine se juxtaposent des blocs (allant jusqu'à 15 000 m^3 au niveau de la Chapelle St-Etienne), et une matrice (grains de taille < 10 cm^3 et allant jusqu'à la classe des argiles). Il est donc difficile de proposer une distribution en taille des fragments rocheux dans les dépôts.

Couture (1998) a également étudié les dépôts de la Madeleine, sur la base de l'analyse d'images faites sur le terrain. Un cadre de mesure d'un mètre de côté gradué tous les 10 cm est placé sur l'affleurement. Celui-ci est photographié avant d'être numérisé pour l'analyse. Le contour des blocs est tracé et acquis par le logiciel d'analyse. Les clastes sont ensuite divisés en classes granulométriques permettant de proposer la distribution volumétrique des blocs des dépôts de La Madeleine (Couture 1998). La courbe granulométrique obtenue (**Fig. 3.15**) révèle un grain moyen (D50) de 0,14 m^3 (**Tableau 3.03**), et un classement moyen (D75/D25 = 2). L'étalement est très réduit avec une taille de grain minimum supérieur à 10 dm^3.

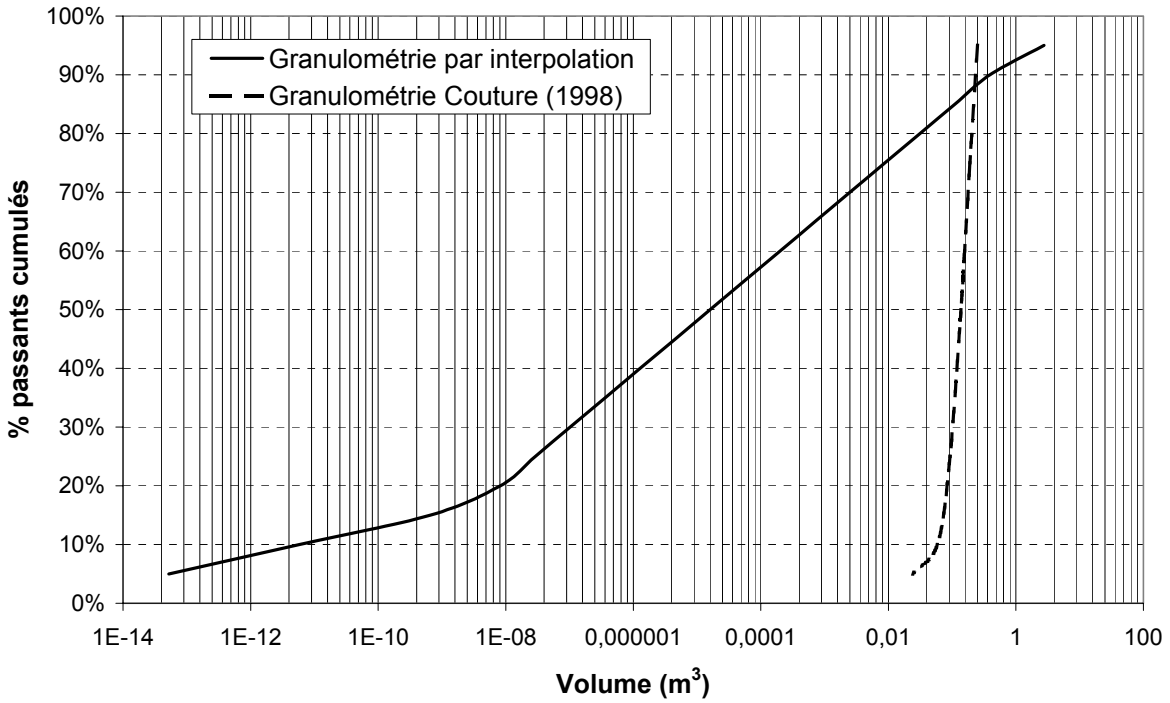


Figure 3.15 Distributions volumétriques des fragments rocheux des dépôts de La Madeleine.

Notre travail est basé également sur l'analyse d'images, à partir de photographies faites sur le terrain. La méthode a nécessité trois étapes pour la réalisation de la courbe granulométrique. Premièrement, l'analyse d'images nous permet d'estimer la proportion de matrice, et les classes granulométriques des éléments entrant dans les cadres de mesures (1 m par 1 m, ou 2 m par 3 m). La seconde étape a conduit au prélèvement de matrice en divers endroits des dépôts,

et à leur analyse par tamisage standard (**Fig. 3.16**). Les particules fines (passant au tamis de 0,04 mm) sont analysées par granulométrie laser (**Fig. 3.17**). Enfin, la troisième étape est l'estimation du volume des dépôts représentés par les blocs de volume important (>1 m^3). Cette estimation s'est faite visuellement sur le terrain, par des mesures des blocs en surface des dépôts et à l'aide des photographies à grande échelle.

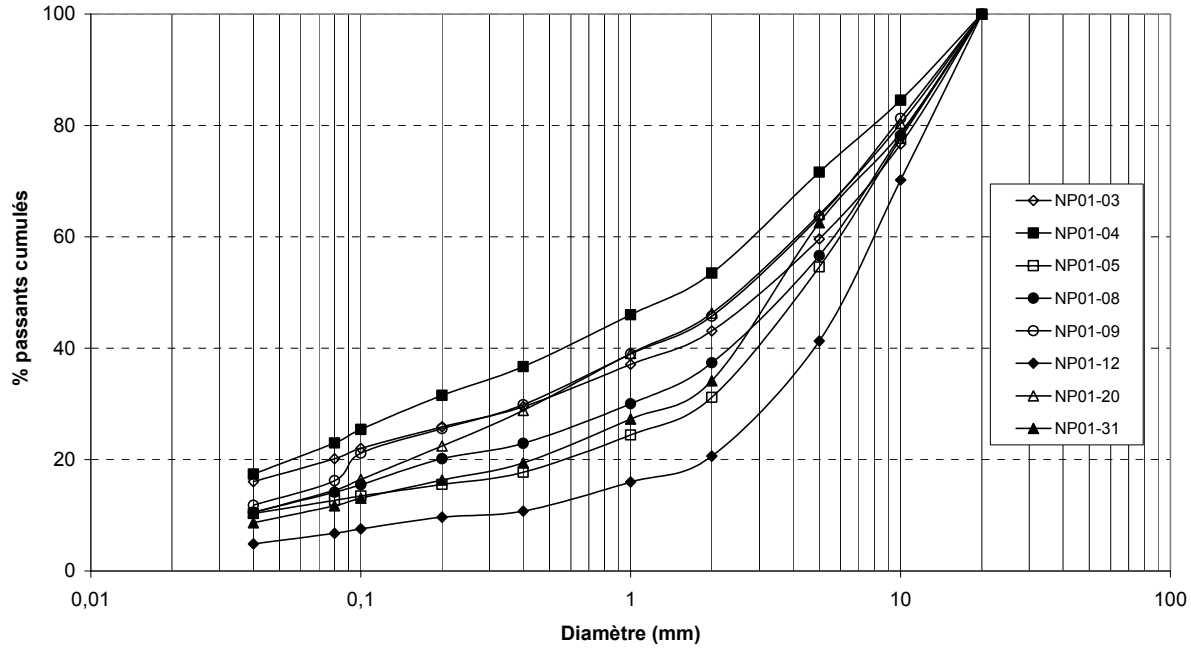


Figure 3.16 Courbes granulométriques des échantillons de matrice des dépôts de La Madeleine (voir **Tableau 3.04**).

La réalisation de la courbe granulométrique globale a nécessité la mise en commun des données obtenues par les trois techniques de mesure. La granulométrie laser présente des résultats directement en volume des grains. Une transformation de la courbe granulométrique par tamisage a été nécessaire à partir de l'aire de passant et du diamètre moyen des tamis. Le passant au dernier tamis à 0,04 mm représente l'ensemble des fines mesurées par granulométrie laser. L'analyse d'images est l'étape la plus délicate, demeurant une estimation de la granulométrie des éléments de diamètre supérieur à 20 mm. Aux artefacts d'observation et de qualité des photographies, décrits dans de nombreuses études relatives à l'analyse d'images notamment dans le travail de Couture (1998), subsiste un artefact physique avec les plus gros blocs dissimulant les plus petits. Par conséquent, la granulométrie par analyse d'images a tendance à surestimer la proportion en gros éléments. L'analyse d'images propose une fréquence en aire, transformée en une fréquence en volume par prise en compte du diamètre moyen des surfaces mesurées. La proportion en fragments de taille inférieure à 20 mm de côté (soit 8 cm^3) est représentée par les "vides" ou matière non prise en compte entre les fragments rocheux.

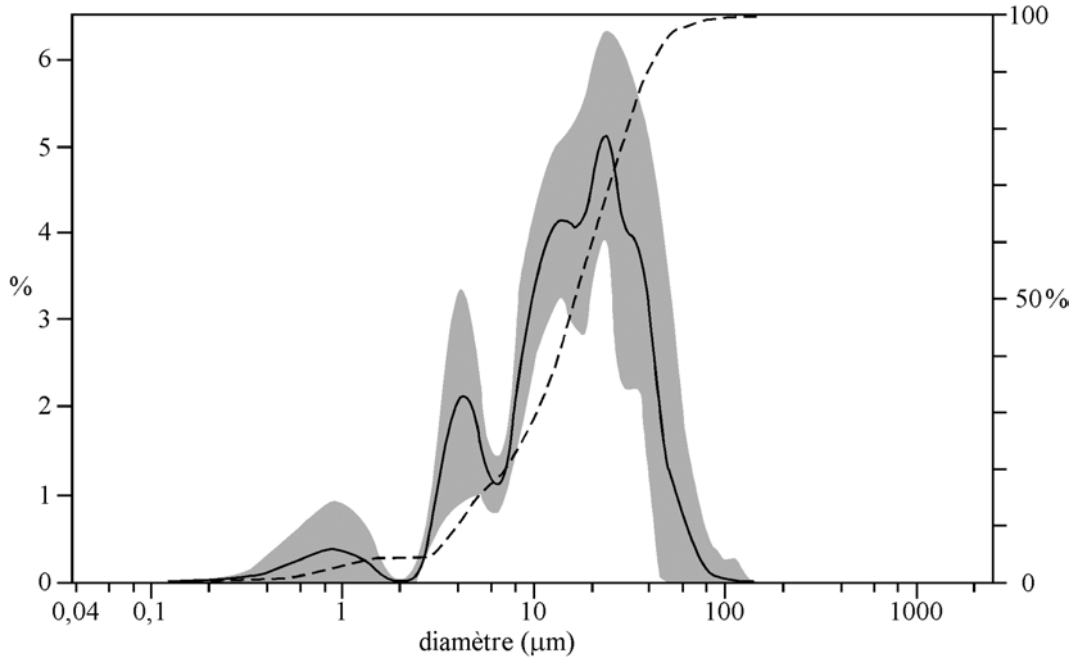


Figure 3.17 Résultats des essais de granulométrie laser réalisés sur les fines (voir **Tableau 3.04**). La zone grisée repère l'incertitude tenant compte de tous les échantillons pour le calcul de la moyenne (courbe épaisse). On remarque la forme bimodale de la courbe de fréquence, avec un pic de 24 µm proche de la taille moyenne de cristaux de calcite.

La courbe granulométrique obtenue (**Fig. 3.18**) est très étalée avec un point d'inflexion bien marqué. Cette inflexion (à 17 % de passants) apparaît dans la courbe granulométrique par tamisage. Il ne s'agit pas d'un artefact matériel, mais bien d'une limite entre deux populations granulométriques distinctes. Pour chaque famille, une loi de corrélation log népérien a pu être obtenue, de la forme :

$$F = a.\ln x + b \qquad [3\text{-}02]$$

F est la fréquence cumulée comprise entre 0 et 1. x est la taille des grains, a et b respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine des droites de corrélations, de part et d'autre du point d'inflexion. Ces deux corrélations sont :

de 95 à 17 % de passant : $F_1 = 0{,}0396.\ln x + 0{,}3901$ avec $r^2 = 0{,}9974$ [3-03]

de 17 à 5 % de passant : $F_2 = 0{,}0106.\ln x + 0{,}2278$ avec $r^2 = 0{,}9945$ [3-04]

Le classement est par conséquent très faible ($D75/D25 \approx 3.10^5$), pour un grain moyen (D50) de 16 cm^3 (**Tableau 3.03**). On estime à 5 % la proportion volumétrique d'éléments de taille supérieure à 2 m^3, et à 5 % celle des particules fines.

L'analyse d'images seule ne permet pas de tenir compte de la matrice. Ceci explique la forte pente de la courbe granulométrique obtenue par Couture (1998). Ce résultat est très différent des observations de terrain où des blocs de très grandes dimensions sont mêlés à une matrice. Nos données révèlent l'importance de cette matrice, représentant plus de la moitié des dépôts. Cette phase fine est indispensable pour la détermination de l'intensité de la réduction granulométrique. Les blocs présentent les caractéristiques du massif rocheux avec une schistosité apparente. La matrice fine carbonatée a subi des infiltrations d'eau, avec par endroit, une cimentation poussée des dépôts (**Fig. 3.12**). Ceci explique la verticalité des flancs de la gorge de l'Arc.

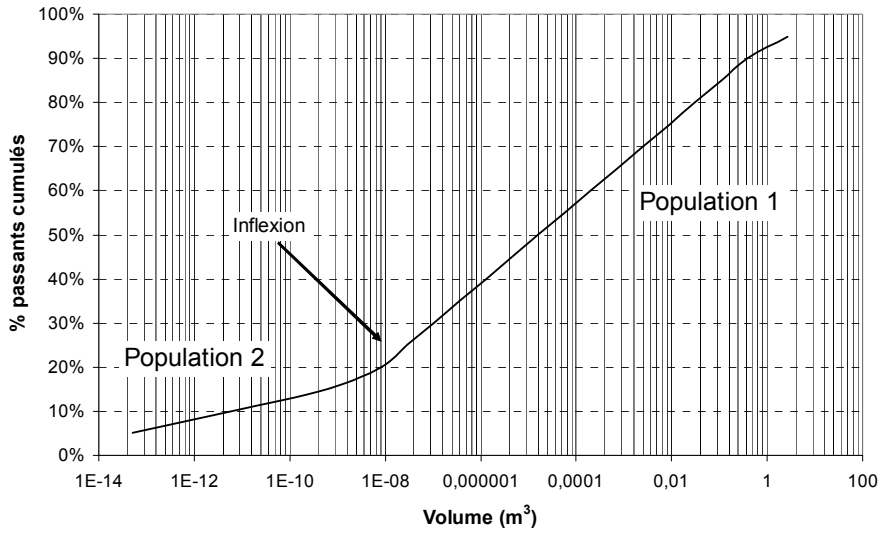


Figure 3.18 Courbe granulométrique des dépôts de La Madeleine obtenue par interpolation des trois techniques utilisées pour les mesures en volume des grains.

d) Evaluation de l'intensité de la réduction granulométrique

L'intensité de la réduction granulométrique peut être caractérisée par la comparaison des paramètres de distributions volumétriques de la blocométrie dans la zone de départ et de la granulométrie des dépôts. Ces paramètres sont les fractiles à 10, 25, 50, 63, 75 et 90 %. Trois comparaisons ont été faites : résultats blocométrie et granulométrie de Couture (1998 ; **Fig. 3.19a**), et les résultats blocométrie et granulométrie de cette étude (**Fig. 3.19b**). Deux facteurs sont calculés : l'écart entre les fractiles blocométriques et granulométriques, et le rapport entre ces deux paramètres. Le rapport des fractiles est nommé indice de fragmentation (Aler *et al.* 1996) ou taux de réduction (Locat *et al.* 2003).

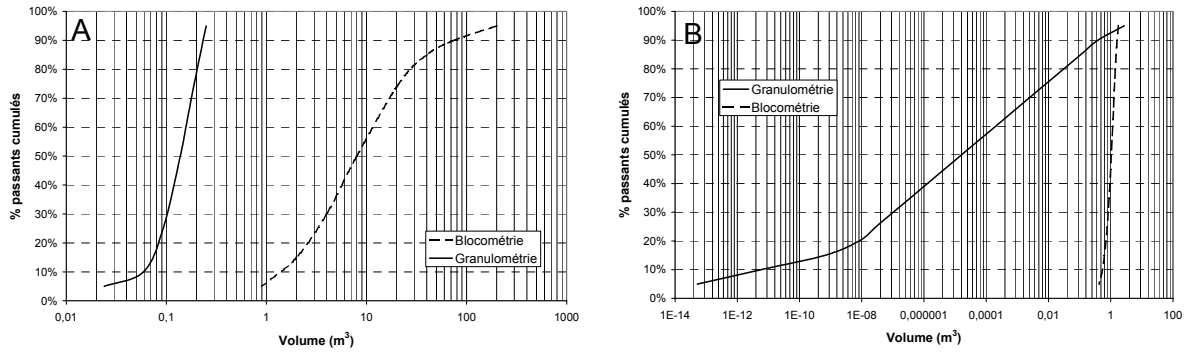


Figure 3.19 Comparaison des distributions volumétriques des blocs du massif des Pignes, zone source de l'écroulement, et des dépôts de La Madeleine. (A) Résultats de Couture (1998). (B) Résultats de ce travail.

L'écart entre les fractiles blocométrie-granulométrie est comparé aux fractiles de la blocométrie. Lorsque les valeurs de ces deux paramètres sont identiques, la réduction granulométrique a été forte. Par contre, une grande différence entre ces deux valeurs témoigne d'une réduction granulométrique modérée (**Tableau 3.03**). Une différence existe entre ces deux valeurs pour les résultats de Couture (1998), supposant une réduction granulométrique modérée et plus forte pour les grands fractiles. Ceci revient à dire que tous les blocs subissent une désintégra-

tion homogène, en particulier les éléments de grande taille. Nous mettons en évidence une réduction granulométrique plus importante, et plus intense pour les éléments de petite taille (fractiles à 10, 25, 50 et 63 %). Certains éléments de grande taille sont maintenus au cours du déplacement, tandis qu'une grande quantité de matrice est produite.
Le paramètre le plus intéressant semble être l'indice de fragmentation ou taux de réduction granulométrique, rapport entre les fractiles de la blocométrie et de la granulométrie. Plus ce rapport est élevé, plus la réduction en taille des grains est intense (**Fig. 3.20**). On relève pour les résultats de Couture (1998) un indice plus élevé pour D90 que pour les autres fractiles. Cela signifierait que les gros blocs ont subi une réduction granulométrique réduite, mais sans formation importante de matrice. Nos résultats révèlent au contraire un rapport beaucoup plus élevé pour les petits fractiles que pour les grands. Ceci reflète l'idée première de la formation d'une matrice fine par réduction granulométrique, avec maintien des éléments de grande taille diminuant faiblement de volume.

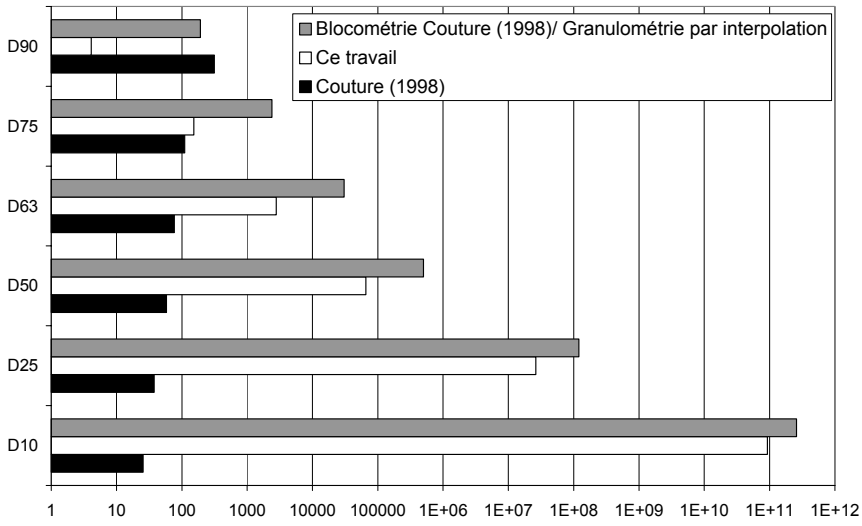


Figure 3.20 Résultats des indices de fragmentation ou taux de réduction granulométrique.

La désintégration dynamique prenant place au cours du déplacement est efficace pour la production de matrice, absente au sein du massif rocheux. Par contre, les éléments de grande taille initialement présents, ont subi peu de fragmentation au cours du mouvement. La production de matrice par réduction granulométrique a pour effet de transformer la masse rocheuse d'une roche cohérente en une brèche hétérogène. L'étude des dépôts et des structures figées par l'arrêt brutal de la masse rocheuse constitue la suite de ce travail.

3.2.4. Observations et analyses de terrain

a) Introduction

Ce travail est basé sur des observations multi-échelles des zones sources et des dépôts de mouvements de versant de grande ampleur produits. Pour cela, un certain nombre d'essais ont été réalisés afin de qualifier et quantifier au mieux le matériau (**Tableau 3.04**).

Tableau 3.04 Liste des échantillons et résultats des essais réalisés pour les dépôts associés au glissement-avalanche de roches de La Madeleine.

Echantillons La Madeleine					Granulométrie par Tamisage						Granulométrie Laser						Ca	RX	Cisaill.		C. Simple	Ind./Micros.		
n°	Site	Localisation	Caractéristique	Date	D10 mm	D25 mm	D50 mm	D75 mm	D90 mm	Cl.	Moy. µm	Mode µm	Cl.	As.	Silt %	Arg. %	%		Coh. kPa	Frot. °	Rc MPa	XY	XZ	YZ
NP01-01	13	Le Collet	Bloc calschiste	juil-01													76	T						
NP01-02	26	Les Lovatières	Silt-argiles	juil-01							12,49	4,047	1,993	1,415	73,27	25,73	22	TF						
NP01-03	17	Plana de Vel	Matrice fine	juil-01	-	0,17	3	9,4	14	7,44	20,16	23,81	1,108	1,278	88,33	11,67	48	TF	15	23				
NP01-04	10	Ravin de Sallanche	Matrice fine	juil-01	-	0,96	1,6	6	12	2,50	19,02	23,81	0,80	1,121	93,56	6,44	56	TF	20	21				
NP01-05	21	Chantelouve-Haut	Matrice fine	juil-01	0,04	1,1	4,2	9,1	14	2,88	19,96	23,81	0,76	1,109	95,89	4,11	46	TF	39	21				
NP01-06	22	Route du Châtel	Bloc calschiste	juil-01																	37 à 64			
NP01-07	13	Le Collet	Bloc calschiste	juil-01													63	T			30 à 84			
NP01-08	20	Ravin de Sallanche	Blocs indurés	juil-01	0,04	0,55	3,8	9	13	4,05	14,78	21,69	1,229	1,178	85,47	14,53	54	TF	38	31				
NP01-09	23	Chemin de Sallanche	Matrice fine	juil-01	-	0,18	2,5	7,9	13	6,62	25,74	34,58	1,393	1,136	96,41	3,59	28	TF	21	24				
NP01-10	24	Arc côté Lanslevillard	Bloc induré	juil-01	pas d'essai																			
NP01-11	4	Niche d'arrachement	Bloc calschiste	juil-01																	26 à 85	A		
NP01-12	25	Arc côté Lanslevillard	Blocs indurés	juil-01	0,3	2,6	6,3	11	15	2,06	20,08	23,81	0,869	1,161	90,11	9,89	64	TF	14	30				
NP01-20	11	Les Lovatières	Matrice fine	sept-01	0,04	0,27	2,5	8	13	5,44	17,79	23,81	1,339	1,31	85,73	14,27	41	TF	25	20				
NP01-21	20	Ravin de Sallanche	bloc plâtré	sept-01																		a	bc	d
NP01-22	30	Rocher des Sarrazins	bloc plâtré	sept-01																		-	-	-
NP01-23	31	Arc côté Lanslevillard	bloc plâtré	sept-01																		ab	c	d
NP01-24	32	Granges Longues	bloc plâtré	sept-01																		a	bc	c
NP01-25	19	Torrent de Sallanche	bloc plâtré	sept-01																		-	-	-
NP01-26	21	Chemin de Sallanche	bloc plâtré	sept-01																		a	b	c
NP01-27	23	Chemin de Sallanche	bloc plâtré	sept-01																		-	a	b
NP01-28	25	Arc côté Lanslevillard	bloc plâtré	sept-01																		B		
NP01-29	28	Arc côté Lanslevillard	bloc plâtré	sept-01																		C		
NP01-30	27	Mollard du Mas	bloc plâtré	sept-01																		a	b	c
NP01-31	27	Mollard du Mas	Blocs Indurés	sept-01	0,07	0,8	3,4	8,5	14	3,26	19,11	23,81	1,287	1,124	91,39	8,61		F						

Granulométrie par tamisage : particules inférieures à 20 mm
Granulométrie laser : fines, soit les particules inférieures ou égales à 40µm
Cl. : classement ; As. : Asymétrie ; Arg. : fraction argileuse ; Silt : fraction silteuse
Ca : calcimétrie, en pourcentage de $CaCO_3$
RX : étude minéralogique par diffraction des rayons X, sur échantillon total (T) ou sur les fine (F)
Cisaill. : essais de cisaillement en humide ; Coh. : cohésion en kPa ; Frot. : angle de frottement en degrés
C. Simple : essais de résistance à la compression simple, rupture en MPa
Indur./Micros. : réalisation de lames minces orientées après induration par une résine époxy des échantillons plâtrés.

- Observations microscopiques

Les dépôts du glissement-avalanche de roches de La Madeleine ont fait l'objet d'une étude microscopique, utilisant un protocole expérimental (Van Vliet Lanoë 1985). Le prélèvement dans les dépôts friables a requis l'utilisation de bandes plâtrées afin de coffrer les échantillons. En laboratoire, on injecte dans les blocs plâtrés une résine, remplaçant l'air des vides par remontée capillaire. La résine d'enrobage (Brot Technologies) est diluée à 10-12 % par du styrène, avec ajout de catalyseur et d'accélérateur. On a pris soin d'ajouter un colorant de type UVITEX-OB permettant à la résine de réagir aux U.V. La polymérisation a duré 15 jours dans une zone ventilée. Les blocs orientés ont permis la confection de lames minces suivant trois orientations perpendiculaires. Différentes structures apparaissent en lumière normale, mais préférentiellement en lumière U.V. par réaction de la résine ayant rempli la porosité. On met ainsi en évidence des schémas de fracturation, ou encore une orientation préférentielle des grains dans la matrice (Bertran et Texier 1999).

- Minéralogie

Les essais de calcimétrie réalisés sur les échantillons prélevés dans les dépôts de La Madeleine montrent un taux de 41 à 56 % de $CaCO_3$, à 100 % de calcite (**Tableau 3.04**). L'importance en calcite est confirmée par la diffraction des rayons X. On note un pic en calcite, suivi par une teneur importante en quartz et en illite. En accessoires, les dépôts contiennent un peu de plagioclases de type albite, et de la chlorite. L'échantillon n°NP01-09 fait exception avec juste 28 % de $CaCO_3$, dû à une forte teneur en quartz et illite. La variabilité pétrographique du massif rocheux se retrouve dans les dépôts, avec dans le cas de cet échantillon, le résultat de la désintégration d'un niveau gréseux. Quelques minéraux d'hydrates de silice et de calcium témoignent d'une altération des dépôts.

- Granulométrie

Les résultats granulométriques par tamisage sont assez bien contraints dans un fuseau, entre l'échantillon n°NP01-08 d'une matrice fine à la base d'un bloc et l'échantillon n°NP01-12 d'une matrice graveleuse dans la ride d'étalement aval (**Fig. 3.16** et **Tableau 3.04**). Le classement est mauvais à très mauvais, entre 2,06 et 7,44. Les fines représentent de 5 à 20 % de la matrice prélevée (soit des particules de taille inférieure à 20 mm).

Ces fines ont été analysées par granulométrie laser (**Fig. 3.17** et **Tableau 3.04**). La tendance est bimodale, mais avec un pic nettement marqué. Le mode se situe à 24 μm, avec une fréquence de 5 %. Le second pic d'une fréquence de 2,2 % se situe à 3 μm. Le mode est le résultat de la taille moyenne des cristaux de calcite, le second pic pourrait résulter d'une fracturation des grains de quartz visibles en microscopie. La forme bimodale de la courbe de fréquence est généralement corrélée à un processus de génération de la matrice par cisaillement (Marone et Scholtz 1989). La courbe de fréquence forme une cloche autour de 1 μm, résultat d'un artefact de l'appareil de mesure.

- Essais de cisaillement

Quelques essais de cisaillement ont été menés sur la matrice des dépôts de La Madeleine, afin de connaître leur degré d'évolution. Il en ressort une cohésion résiduelle faible de 14 à 39 kPa (**Tableau 3.04**), très éloignée évidemment de la cohésion des masses rocheuses. Le coefficient de frottement oscille entre 20 et 31° suivant l'échantillon, assez loin de l'angle de frottement d'un sable sec. Ces résultats reflètent l'état du matériau, résultat d'une altération des dépôts, mais également d'une transformation au cours du transport vers une masse rocheuse à granulométrie très étalée (**Fig. 3.15**). La particularité des résultats des échantillons n°NP01-08 et NP01-12 est à mettre sur le compte de leur état d'induration, par cimentation calcaire.

b) Observations dans les dépôts

- Les figures de cisaillement

Un mode de rupture en dièdre est mis en évidence à La Madeleine, avec glissement préférentiel sur la schistosité pénétrative. Ces discontinuités du massif rocheux, favorablement inclinées, ont permis l'altération de la roche par écoulement préférentiel d'eau et effet lubrifiant. Le plan suivant lequel la masse rocheuse se déplace est sujet à de fortes contraintes de cisaillement. Le frottement des épontes les unes sur les autres durant le glissement induit un arrachage continu de particules, d'autant plus important que la surface est rugueuse. Cet arrachage résulte d'une fracturation pénétrative au sein des épontes de la zone de cisaillement. Les particules extraites viennent alimenter une couche de plus en plus épaisse de matériaux fins subissant le cisaillement.

Un massif rocheux stratifié présente de multiples discontinuités autorisant le cisaillement, avec frottements intenses à la base, et entraînant une perte de cohésion totale de la masse rocheuse au long du parcours. Ceci conduit à l'émergence de lames de roches et de niveaux à matériaux fins dans lesquels les déformations se localisent. Ces phénomènes précoces sont peu observables à l'affleurement dans les dépôts de La Madeleine, où la masse rocheuse a pu évoluer. Mais la similitude demeure très forte entre l'affleurement et le dépôt. La stratification des calcaires est préservée en dépit d'un déplacement sur plusieurs kilomètres. En microscopie, les structures en cisaillement ont été préservées, témoignant d'un mode de fracturation important de la masse rocheuse en glissement. La fracturation déstructure les grains, formant un matériau fin par frottement entre les deux surfaces nouvellement créées (**Fig. 3.21**). Cette fracturation se propage au sein du grain (**Fig. 3.22**), engendrant une perte de cohésion complète du matériau.

Le glissement a été facilité le long des plans de schistosité. Les discontinuités d'origine tectonique ont pu être reprises en cisaillement lors de la rupture du dièdre, constituant des surfaces concentrant les déformations. Ces processus affectent des déformations plastiques de zones de cisaillement profondes (type ultramylonites) avec pour conséquence une granulation de la roche et une évolution comportementale du matériau vers un état dit de « superplasticité ». Le déplacement s'étant poursuivi sur la pente, la déstructuration de la masse rocheuse a été telle que les structures primaires de réduction granulométrique ne subsistent plus, ce qui n'est pas le cas des structures originelles comme la schistosité.

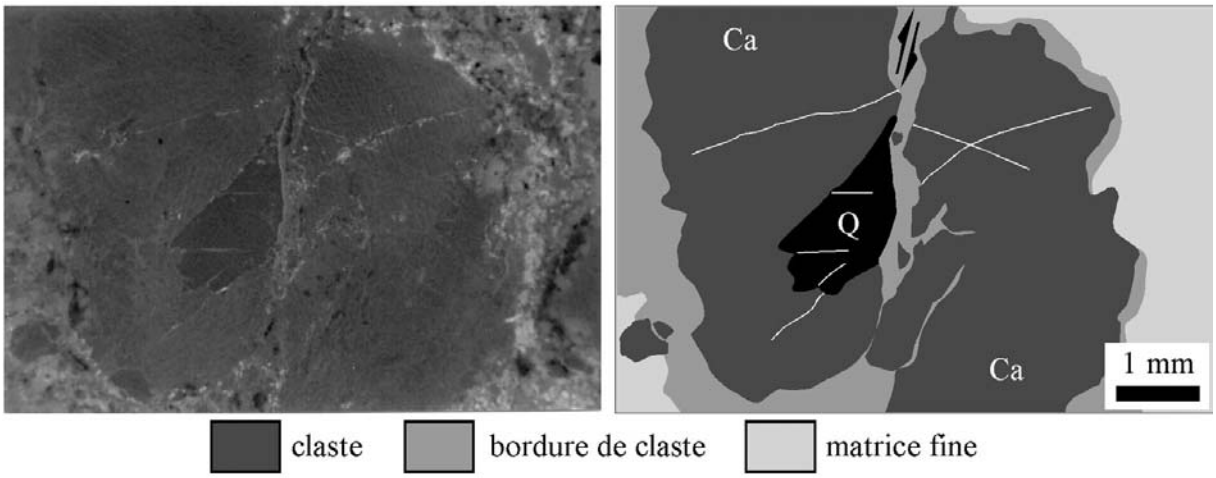


Figure 3.21 Photographie et schéma interprétatif du cisaillement d'un grain (calcite Ca et quartz Q), observé en microscopie en épifluorescence, dans les dépôts de La Madeleine. La fracturation vient déstructurer le claste en alimentant la zone de cisaillement en particules fines.

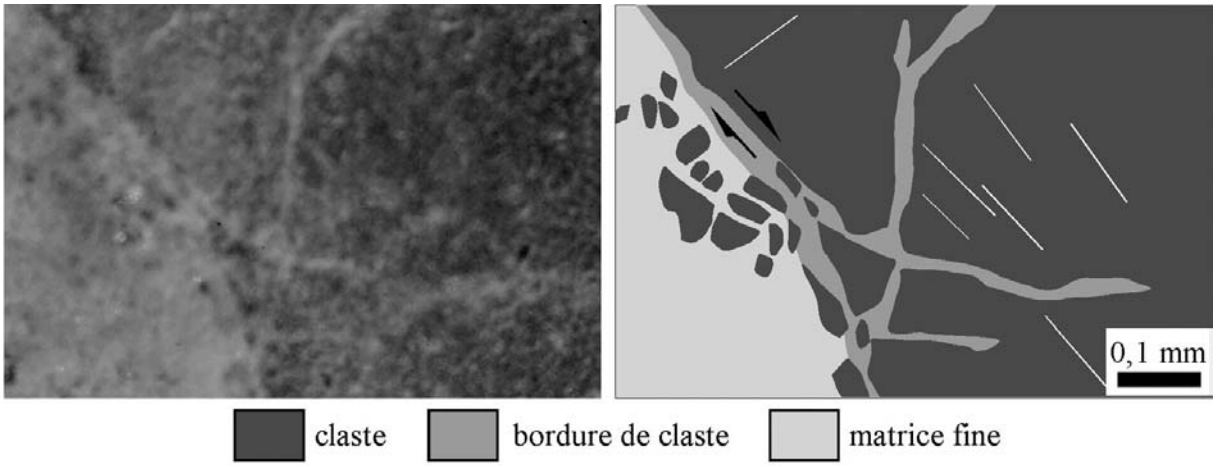


Figure 3.22 Photographie et schéma interprétatif de la fracturation d'un grain de calcite, par cisaillement grain-matrice, observé en microscopie en épifluorescence dans les dépôts de La Madeleine.

- Les témoins de la dilatance

Le cisaillement et la fracturation qui en découle sont à l'origine de phénomènes de dilatance et du foisonnement général de la masse rocheuse. On admet généralement des valeurs de 20 % d'augmentation de volume dans les dépôts (25 % estimés pour le cas de La Madeleine), et jusqu'à 30 % dans certains cas. Ce foisonnement se caractérise par un éclatement des lames de roches entre les niveaux de cisaillement.

Une dilatance réduite au niveau des discontinuités crée un réseau de fractures peu ou pas ouvertes. Un schéma de fracturation nommé "jigsaw" découvert dans les dépôts d'avalanches de débris volcaniques (Ui *et al.* 1986), caractérise ce phénomène. Les figures de type "jigsaw" consistent en un assemblage de blocs rocheux visibles à l'affleurement, et dont le contour permet de retracer la forme d'un bloc initial plus volumineux (**Fig. 3.23**). Cet éclatement des grains traduit la dilatance. Les blocs deviennent de plus en plus petits avec remplissage progressif des fractures par un matériau fin, résultat de la désintégration des particules rocheuses par collision et frottement. Partant d'une masse rocheuse cohérente et peu fracturée, on aboutit

à un assemblage de blocs avec une matrice interstitielle, si bien que les structures initiales comme la schistosité sont toujours observables.

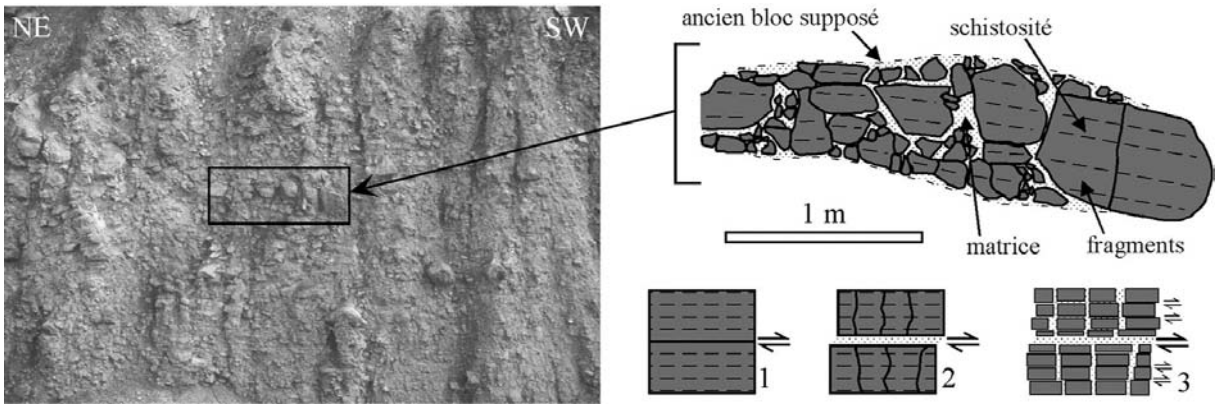


Figure 3.23 Photographie et schéma interprétatif du phénomène de "jigsaw" dans les dépôts de la Madeleine.

La dilatance est un processus continu, visible à toutes les échelles d'observation, résultat du cisaillement général et responsable des contacts (frottement et collisions) à l'échelle du grain. Ceci est évident dans la majorité des lames minces observées. Cette dilatance affecte particulièrement les grains le long des plans de schistosité, formant un schéma d'éclatement en particules allongées juxtaposées (**Fig. 3.24**).

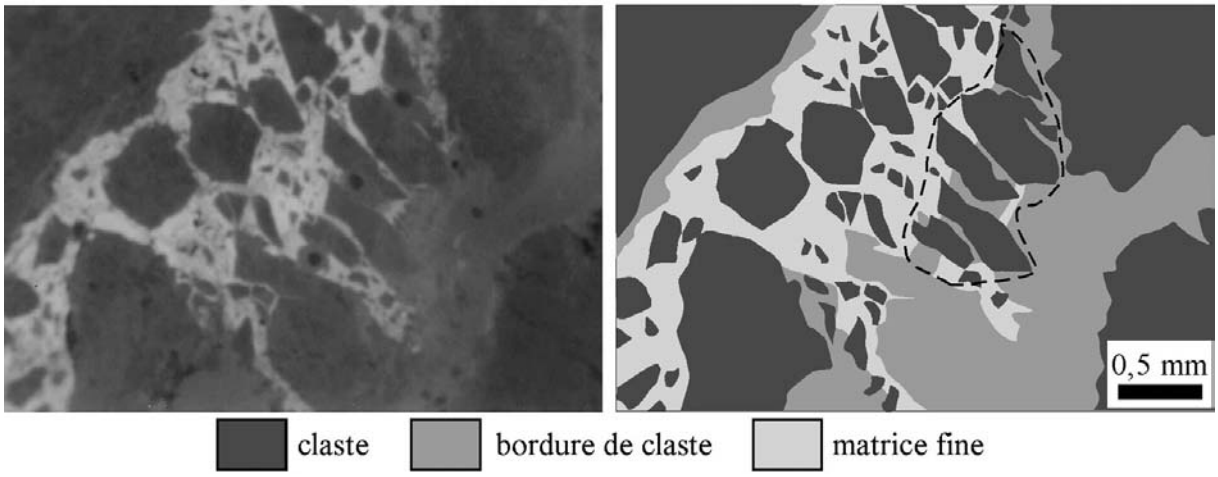


Figure 3.24 Photographie et schéma interprétatif d'un assemblage de grains éclatés de calcite (en pointillés) alimentant la matrice, suivant un schéma de fracturation de type jigsaw, observé en microscopie en épifluorescence dans les dépôts de La Madeleine.

- Les figures de poinçonnement

A la Madeleine, il demeure certains blocs, sans doute plus résistants ou simplement s'étant déplacés en restant en surface des dépôts, là où le confinement est le plus faible. Ces blocs ont peu subi l'effet de dilatance induit par le cisaillement direct de la masse rocheuse. On observe ainsi des blocs volumineux au sein d'une matrice, comme l'ont montré les mesures faites précédemment. En se déplaçant avec la matrice, ces blocs ont nécessairement induit des phénomènes locaux de mise en pression, notamment lors de la rencontre avec un obstacle topographique. Ces sollicitations mécaniques s'expriment notamment par des effets de poinçonnement fracturant fortement certains de ces blocs rocheux (comme dans un essai de traction bré-

silien avec contact entre blocs de résistance contrastée). Ces poinçonnements sont à l'origine d'un début de désintégration du bloc rocheux, qui a pu se poursuivre par d'autres processus.
L'affleurement particulier de La Madeleine (**Fig. 3.25**) présente le début du phénomène, figé par l'arrêt brutal des débris rocheux. On se situe en cet endroit dans la ride d'étalement aval (Chapelle St-Etienne), résultat de la phase d'écoulement. On observe une imbrication des blocs de la masse rocheuse, ayant tous une forme allongée induite par la schistosité. Cette imbrication des dalles schisteuses est en continuité avec la schistosité du bloc poinçonné.

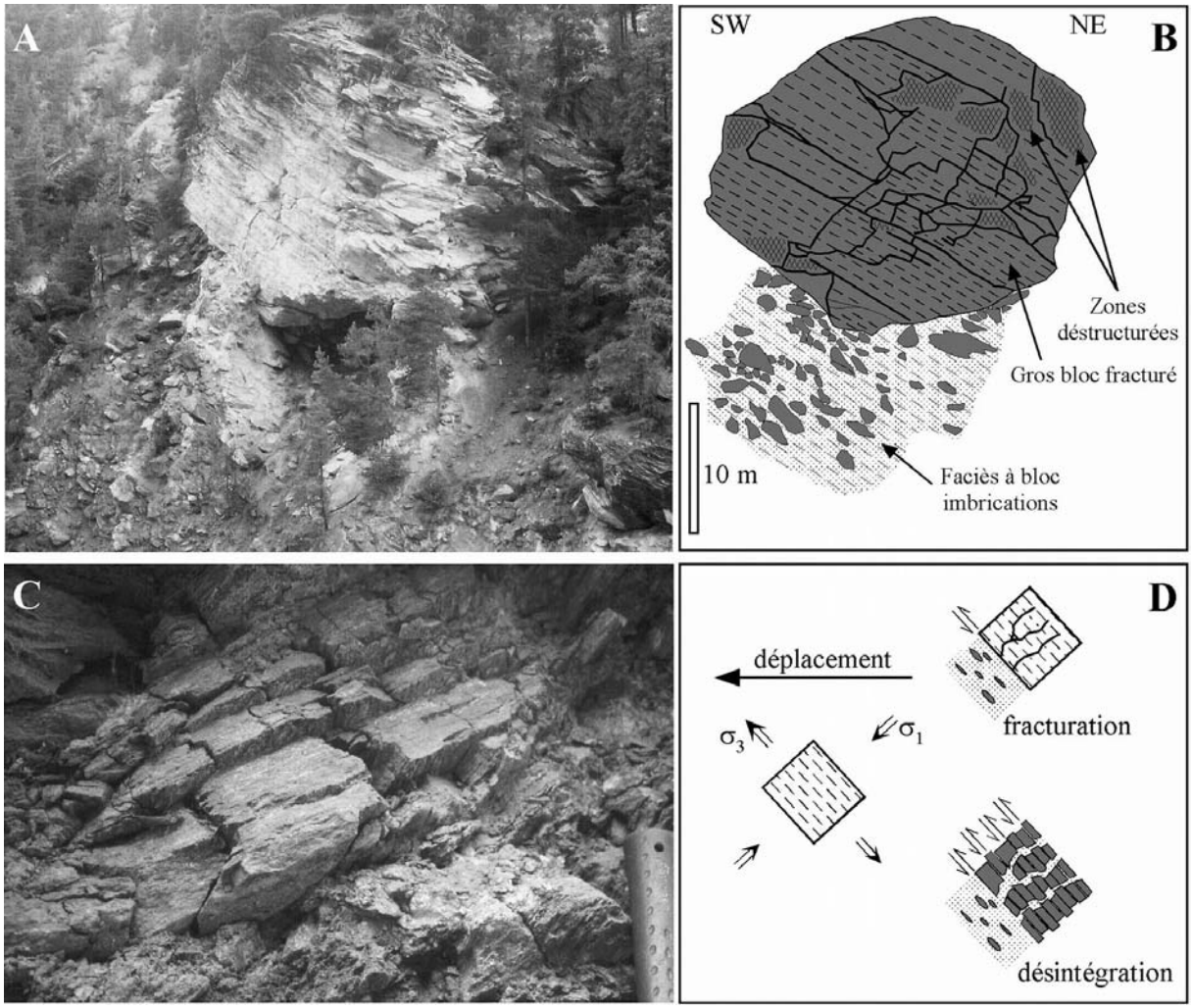


Figure 3.25 Photographies et schémas illustrant le processus de poinçonnement de blocs rocheux mis sous pression localement. (A) Affleurement d'un bloc poinçonné dans les dépôts de La Madeleine, et schéma interprétatif (B). (C) Eclatement d'un bloc de calcschistes dans les dépôts de la Madeleine. (D) Schéma interprétatif du phénomène de poinçonnement avec déformation cassante du poinçon.

La réduction granulométrique et la phase d'écoulement n'ont pas induit de mélange, la masse rocheuse restant intègre du point de vue de sa structure (continuité de la schistosité). L'alignement des dalles schisteuses est en effet perturbé en certains endroits avec des plissements, résultant d'une compression des débris lors de l'arrêt brutal de la masse rocheuse (voir **Fig. 3.28**). Cela témoigne de la fluidité du matériau à 2 phases : les blocs (50 % de la masse rocheuse) et la matrice support de l'écoulement (50 % de la masse rocheuse). Cet écoulement a permis la continuité du déplacement après impact contre le versant opposé de la vallée de

l'Arc. C'est cette seconde étape du déplacement qui induit la grande mobilité de la masse rocheuse.

- Les figures d'arrachement et phénomènes d'individualisation de grains

On a vu précédemment que le cisaillement éponte contre éponte est à l'origine de l'arrachage de fragments. Le contact bloc-matrice est également source d'alimentation de la matrice par arrachement d'éléments au bloc. Ces blocs sont émoussés sur leur pourtour et principalement à leur base (**Fig. 3.26**). Il semble que leur transport, dans la partie haute des dépôts, ait été supporté par la matrice. Le contact basal est irrégulier, avec certains fragments en relation avec le bloc. On note un niveau à éléments arrondis, sous le gros bloc, et une fracturation à son pourtour.

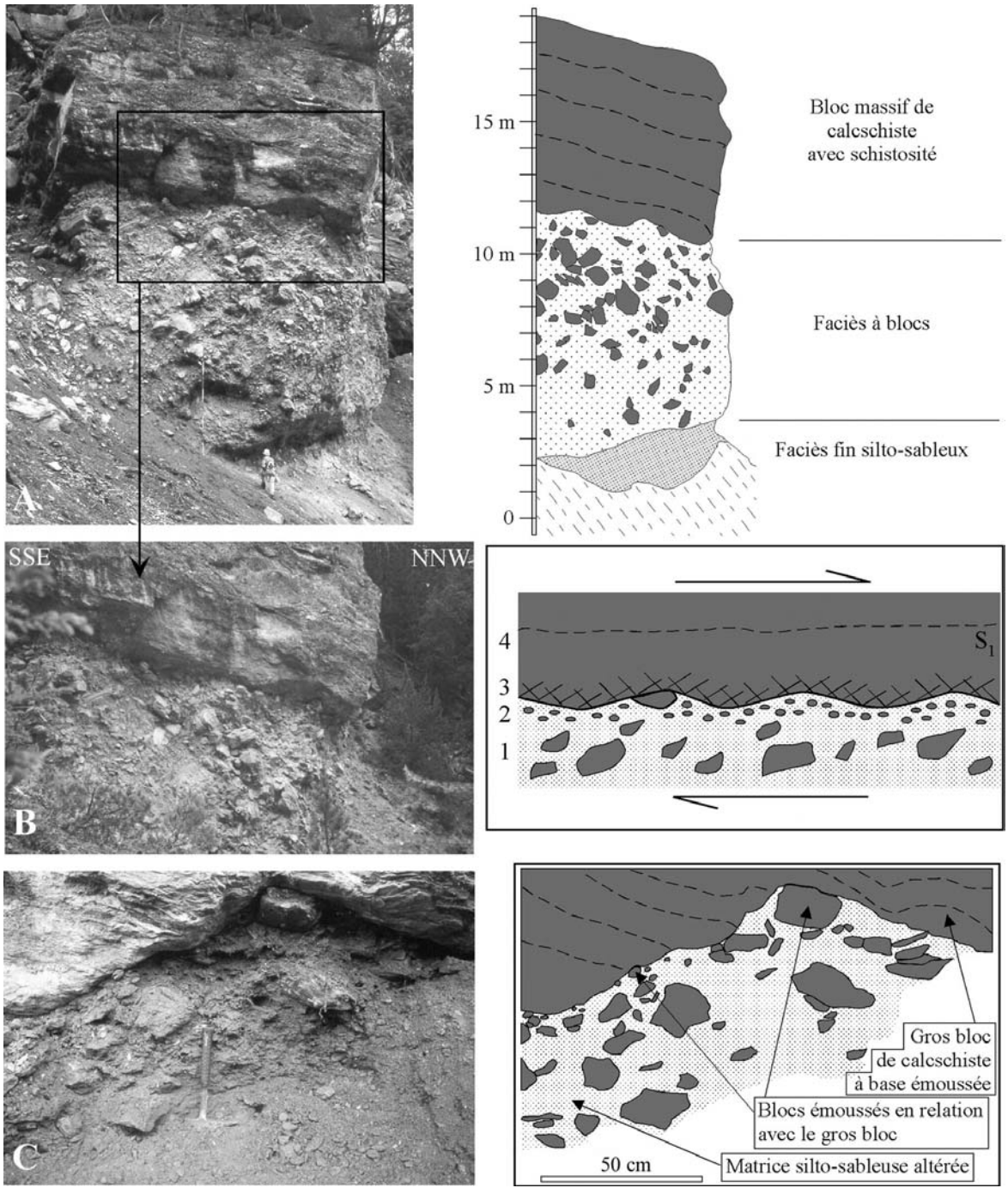


Figure 3.26 (page précédente) Photographies et schémas interprétatifs illustrant l'hétérogénéité granulométrique des dépôts de la Madeleine. (A) mise en évidence de la large gamme de taille de grains des dépôts. (B) Le gros bloc présenté précédemment révèle à sa base un phénomène d'abrasion avec grains émoussés. 1- matrice et fragments rocheux imbriqués et émoussés, 2- niveau à petits grains arrondis avec peu de matrice, 3- zone fracturée sur le pourtour du bloc, 4- cœur intact du bloc avec schistosité visible. (C) Phénomène d'arrachement de grains visible sur un autre affleurement de La Madeleine, avec grains émoussés et schistosité visible.

La structure de la matrice autour des blocs est peu nette, sur une épaisseur réduite d'une dizaine de cm. Au-delà de 10 cm, on retrouve la structure avec imbrications suivant la schistosité. L'arrachement des fragments au gros bloc se fait par frottement avec contact cisaillant, mais surtout par collisions responsables des surfaces émoussées. Le bloc, du fait de sa grande taille, n'a pu se déplacer de la même façon et à la même vitesse que le faciès à blocs. On suppose, vu l'état de sa surface basale, que les contacts continus ont maintenu le bloc en surface de la masse rocheuse en mouvement. Ainsi, le bloc n'a pas subi le cisaillement et la dilatance associée. Le fait que le bloc contienne peu de plans de schistosité est sans doute une condition à sa préservation.

En microscopie, les particules présentent une bordure fortement fracturée, témoignant d'une déstructuration progressive du matériau depuis les épontes vers le cœur de la masse rocheuse (**Fig. 3.21**, **Fig. 3.22** et **Fig. 3.23**). A cela s'ajoute des fractures s'ouvrant parallèlement et perpendiculairement aux surfaces de ces particules, résultat du phénomène de dilatance décrit précédemment. Cette fracturation n'est que la conséquence du cisaillement général existant au sein de la masse rocheuse en déplacement, et produisant un matériau de plus en plus fin. Le cisaillement affecte les grains entre eux, mais également la matrice produite induisant une abrasion sur les pourtours et l'extraction de particules alimentant la matrice (**Fig. 3.27**).

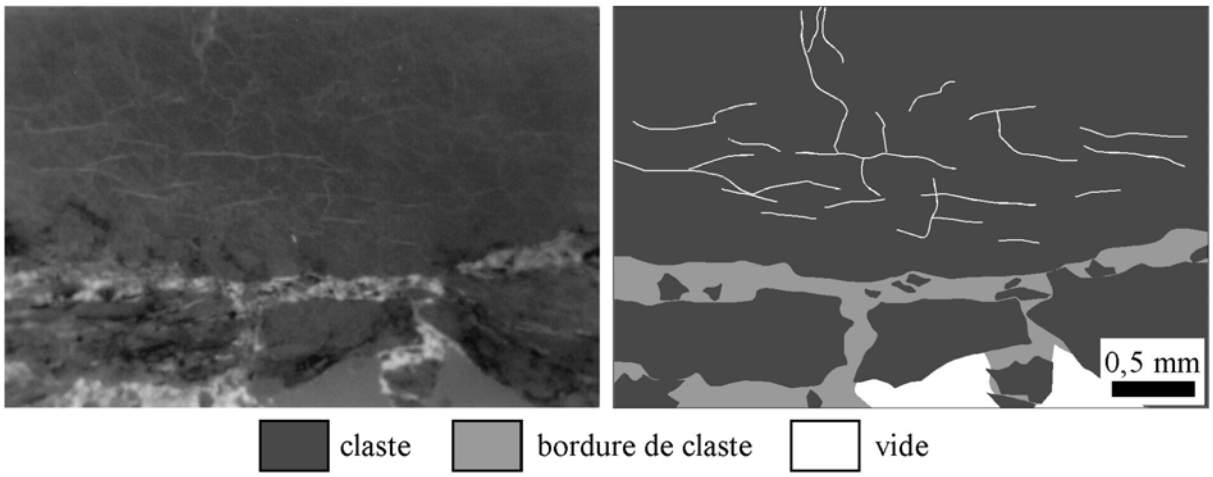


Figure 3.27 Photographie et schéma interprétatif du phénomène de fracturation progressive d'un grain, avec alimentation de la matrice par arrachement, observé en microscopie en épifluorescence dans les dépôts de La Madeleine.

c) Phénomènes de fluidification

Certaines parties des dépôts de La Madeleine présentent des structures particulières, notamment des "plis" ou alignements de clastes en forme de S (Couture 1998). Ces structures témoignent d'un comportement fluide d'une masse rocheuse restée cohésive du fait de l'angularité des grains. La schistosité qui impose une forme allongée aux fragments rocheux est à

l'origine des imbrications et des alignements de ces grains. On suppose que l'impact de la masse rocheuse fluide avec la vallée glaciaire est venu comprimer les débris, induisant des plissements (**Fig. 3.28**) ou déformations de la masse rocheuse, en particulier dans sa partie distale.

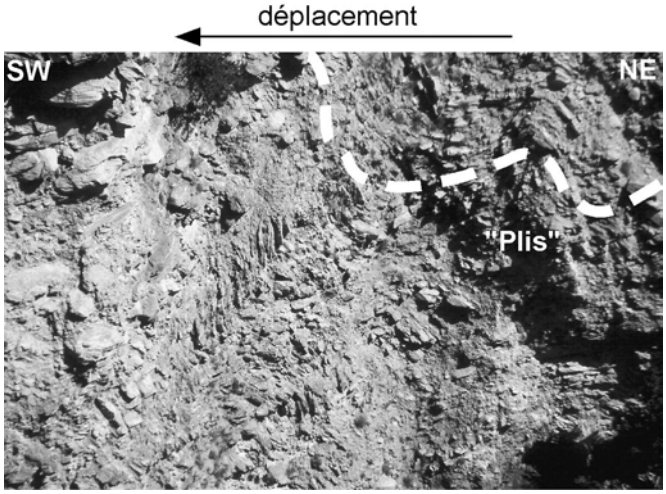


Figure 3.28 Photographie de plis dans les dépôts du domaine distal de la Madeleine, côté Lanslevillard.

L'orientation des nombreuses dalles schisteuses présentes au sommet des dépôts ont été étudiées (**Fig. 3.29**). Il en ressort une organisation préférentielle suivant la direction de transport de la masse rocheuse, soit l'axe de la vallée. Le sens de transport est déduit sur le terrain du sens de pendage de la plus grande surface, soit les plans de schistosité. Une imbrication apparaît au cours du transport, d'où un sens de pendage opposé au sens de transport. Le long du versant rive droite, les dalles au sommet des dépôts de La Madeleine révèlent un sens de pendage a priori contraire au sens de transport. On met simplement en évidence l'effet retour après la remontée topographique, par l'inclinaison opposée de ces dalles schisteuses juste en arrière d'une dépression topographique. L'énergie disponible a été consommée par la collision de la masse rocheuse contre le versant droit de la vallée de l'Arc. Les débris ont pu néanmoins s'épandre vers l'amont, et principalement vers l'aval en une longue ride de 1 km au niveau de la Chapelle St-Etienne (**Fig. 3.04b**). Le cœur de la masse rocheuse est resté très épais, preuve des limites de cette expansion des débris rocheux.

d) Relations avec le substratum

D'après Letourneur et al. (1983), les dépôts de La Madeleine reposent sur une formation caillouteuse constituée de schistes lustrés anguleux. Cette formation est interprétée comme le résultat de l'accumulation progressive de matériaux issus des versants immédiats, repoussés et façonnés par le passage du glacier de la vallée de l'Arc. Les dépôts du glissement-avalanche de roches seraient par la suite venus combler une vallée à topographie irrégulière.
Hugonin (1988) décrit plutôt une formation de base à galets. Cette formation complexe résulterait d'une moraine de fond déposée par le passage du glacier de l'Arc, et remaniée par l'activité torrentielle. Couture (1998) pense qu'il s'agit de matériaux provenant d'accumulations détritiques provenant de l'important rentrant, d'où la forme bombée du contact entre ces dépôts

et ceux de l'écroulement (immense cône d'éboulis). Aucun indice ne témoigne d'une remobilisation par l'action glaciaire en fond de vallée.

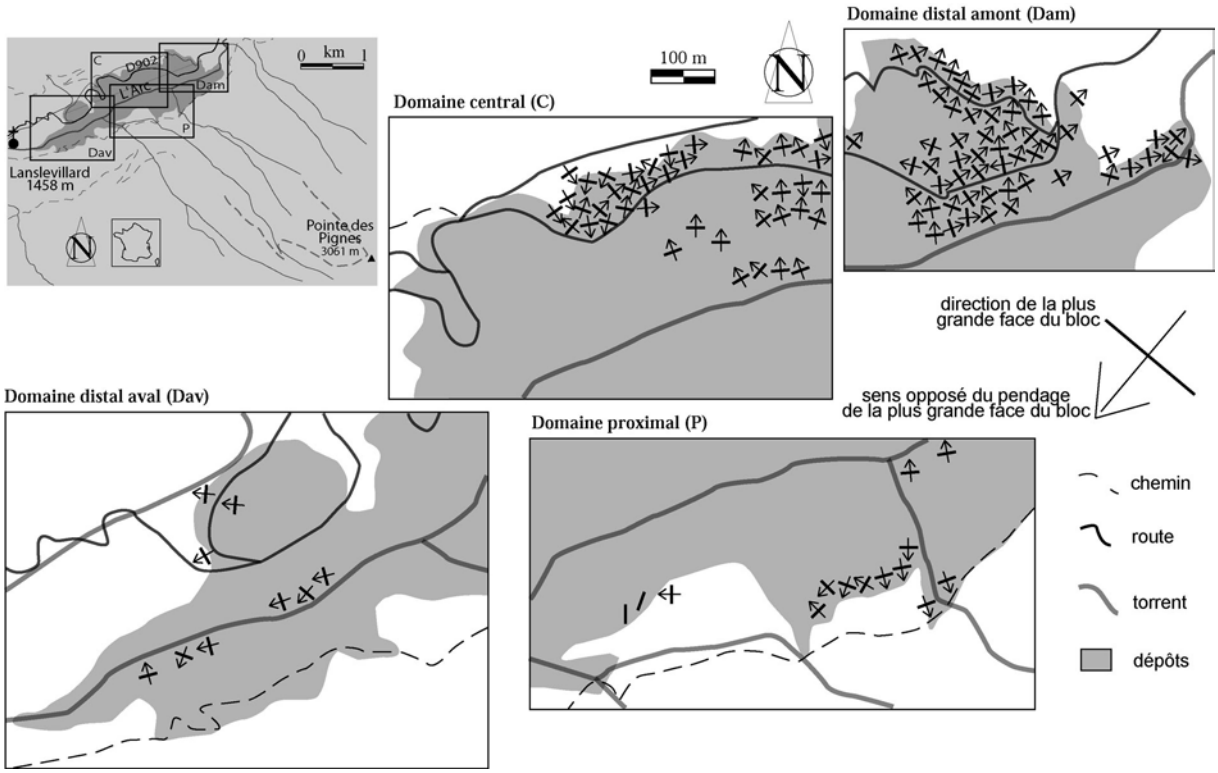


Figure 3.29 Illustrations des sens de transport déduits des imbrications des dalles schisteuses observées au sommet ou au cœur des dépôts de La Madeleine.

En fond de gorge de l'Arc, il existe un contact très ondulant, de forme bombée en coupe, entre un niveau supérieur induré par une cimentation calcaire et un niveau inférieur meuble. Cette interface est propice à l'écoulement de l'eau dans la gorge, créant de petites sources perchées et intermittentes à l'origine de travertins calcaires. Le matériau basal friable induit des rentrants, créant de petites grottes. Ce matériau est constitué principalement de blocs et grains de calcschistes, à tendance émoussée. La forme des grains paraît perturbée par une dissolution, associée à la circulation de fluide, d'où la difficulté de parler de galets. Ce niveau est généralement fruste, sans granoclassement ou imbrication. Les limites avec le corps supérieur induré sont peu marquées. Aucun fragment exogène n'a vraiment été découvert en place ; quelques galets de roches vertes pourraient résulter d'un placage d'alluvions récentes de l'Arc. L'origine de cet interface demeure inconnue. Il peut s'agir simplement d'une hétérogénéité au sein des dépôts, générée par la désintégration intense à la base de la masse rocheuse, ou d'un contact entre les dépôts du glissement-avalanche de roches de La Madeleine, et un substratum d'alluvions et/ou d'éboulis.

Il paraît difficile de parler d'écoulement granulaire comme mode de transport d'une partie des débris rocheux de La Madeleine. Les imbrications, alignements de grains, structures plissées, … sont les témoins d'un comportement quasi-fluide d'une masse de particules rocheuses hétérogènes en taille, allongées et anguleuses. Ainsi, la forme de ces particules induit un blocage du système, empêchant un réel écoulement, au sens des modèles granulaires actuellement dé-

veloppés. Mais il faut envisager la capacité de cette masse rocheuse à parcourir de grandes distances selon un mode de transport à mi-chemin entre le glissement et l'écoulement granulaire. Le blocage contre le versant opposé de la vallée apparaît comme le premier obstacle à l'écoulement.

3.3. Le glissement rocheux de Flims (Grisons, Suisse)

3.3.1. Présentation

a) Description

Le glissement rocheux pré-historique de Flims est à l'origine de la vaste dépression sur le versant Nord de la vallée du Rhin Antérieur (**Fig. 3.30a** et **Fig. 3.30b**), environ 15 km en amont de la ville de Coire (Chur) dans les Grisons (Graubünden, Alpes suisses). Flims est le plus grand glissement rocheux connu dans les Alpes, avec un volume estimé à 12 km^3 (**Tableau 3.05**) et l'un des dix plus grands glissements au monde (Shaller 1991a, Poschinger et Haas 1997, Schneider *et al.* 1999, Legros 2001). Les distances apparentes du parcours, verticales (H) et horizontales (L), sont respectivement estimées à 2 km et 16,5 km. Le coefficient apparent de frottement (H/L) est par conséquent de 0,12.

Tableau 3.05 Résultats du calcul des volumes réalisé avec le logiciel Surfer 6.02 (Golden Software, Inc.) sur le site de Flims. Les Modèles Numériques de Terrain (**Annexe C**) ont été réalisés sur la base des cartes du *Bundesamt für Landestopographie* de Flims (n°1194), Reichenau (n°1195) et Ilanz (n°1214).

	Volumes calculés par les méthodes :			Volume moyen	Incertitude
	Trapézoïdal	Simpson	Simpson 3/8		
Dépôts	11,682	11,659	11,692	11,678	0,033
Dépôts actuels	7,854	7,853	7,856	7,854	0,038
Dépôts érodés	3,828	3,805	3,836	3,823	0,811
Niche	9,339	9,315	9,333	9,329	0,257

Tous les volumes sont donnés en km^3.
L'incertitude représente l'écart, en km^3, entre les volumes maximum et minimum calculés par les trois méthodes.

b) Géomorphologie

Les dépôts du glissement rocheux de Flims sont localisés dans une vallée au profil glaciaire en U. Entre Ilanz et Coire (**Fig. 3.30a**), le Rhin Antérieur s'écoule dans une vallée large de 2 à 2,5 km, avec de fortes pentes comprises entre 20° et 40°. La rivière a incisé profondément les dépôts du glissement rocheux pour former le Canyon Suisse (400 m de hauteur dans la partie centrale). L'altitude maximale des dépôts se situe autour de 1150 m en rive droite du Rhin Antérieur, et 1275 m en rive gauche. Il semble difficile de parler de remontée topographique du glissement rocheux sur le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur. L'altitude de 1150 m s'explique simplement par l'épaisseur de la masse rocheuse (500 m de dépôts sur un fond de vallée à la côte 650 m). L'énergie disponible a été consommée par l'impact contre le versant opposé de la vallée. La faible expansion et l'épaisseur importante des dépôts du glissement rocheux caractérisent le fort contrôle topographique exercé par la vallée du Rhin Antérieur. La très forte mobilité (H/L de 0,12) aurait donc pu être plus importante.

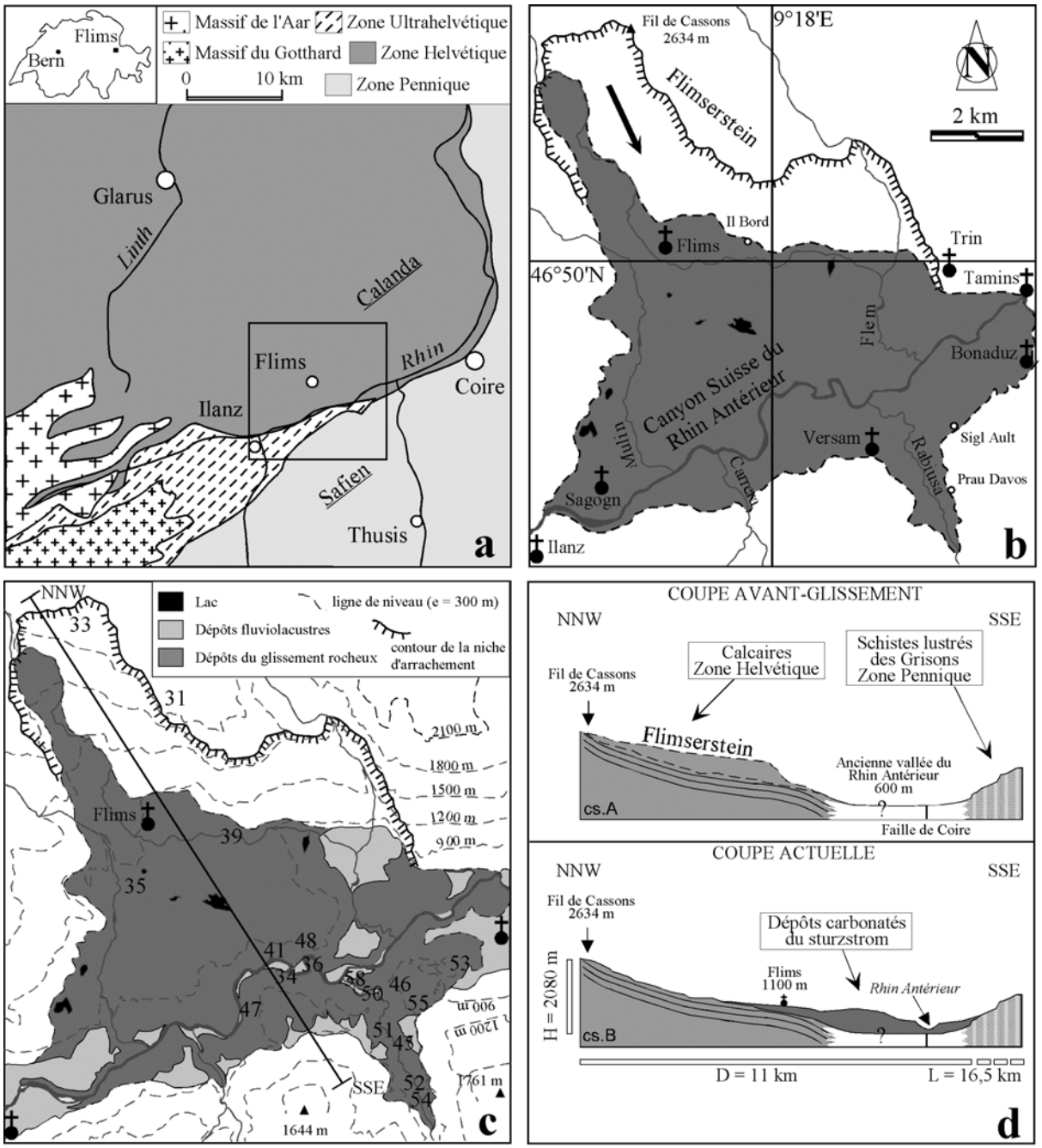


Figure 3.30 Cartes et coupes de localisation des dépôts du glissement rocheux de Flims. (a) carte géologique de la zone d'étude ; (b) limites des dépôts du glissement rocheux de Flims (en teinte grise), avec les principales localités ; (c) carte topographique des dépôts du glissement rocheux de Flims et des dépôts post-glissement. Les chiffres sont associés aux numéros des figures relatives aux affleurements décrits ; (d) coupes avant et après glissement au travers de la vallée du Rhin Antérieur.

c) Contexte géologique et structural régional

Cette région des Alpes est affectée par des tremblements de terre modérés, comme le séisme de 1295 ayant dévasté la ville de Coire (Lambert *et al.* 1998). En amont de cette ville, le Rhin souligne la trace d'une faille régionale dissimulée sous les alluvions fluviatiles (invisible à l'affleurement). Six tremblements de terre de magnitude 3.1-3.9 ont été recencés depuis 1980 dans cette zone (RéNaSS*, Strasbourg). La faille de Coire marque la limite entre le Massif de

* http://renass.u-strasbg.fr/

Calanda sur le flanc Nord de la vallée du Rhin Antérieur, et le Massif de Safien sur le flanc Sud. Cette limite correspond à la transition entre le complexe charrié de Grava (nappes de Mürtschen et de Glaris pour le Massif de Calanda) et la couverture mésozoïque de la zone Pennique (Massif de Safien) (**Fig. 3.30a**).

Le Massif de Calanda constitue une partie de la zone Helvétique, et comprend les nappes de charriage de Mürtschen et de Glaris (Trümpy et Haccard 1969). La zone Helvétique est l'équivalent de la zone Dauphinoise, pour la partie centrale des Alpes. La nappe de Mürtschen est limitée à sa base par un plan de cisaillement incliné de 20° à 30° vers le Nord, débutant au niveau de la vallée du Rhin Antérieur et couvrant le parautochtone de la nappe de Glaris (Badoux 1967). Ces deux nappes sont composées d'une unité complexe détritique nommée Verrucano, soulignée par une fine unité triasique typique, et d'épaisses couches de schistes et calcaires du Jurassique-Crétacé (Badoux 1967, Steinmann et Stille 1999). Les calcaires du Massif de Calanda s'étendent au Nord jusqu'à la ville de Glarus, et sont limités à l'Est par le Rhin, à l'aval de la ville de Coire.

Le Massif de Safien est composé principalement de schistes lustrés (*Bundnerschieffer* ou schistes des Grisons) datés du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, avec des quartzites et des grès (Badoux 1967, Steinmann et Stille 1999). Les plans de schistosité sont inclinés d'environ 50° vers le Sud.

Les Massifs de l'Aar et du Gothard sont situés à l'Ouest de la zone d'étude, en amont de Ilanz. Ces massifs cristallins centraux de la ceinture alpine (**Fig. 3.30a**) comprennent des roches granitiques et gneissiques. Ils sont soulignés par la zone Ultrahelvétique redressée et tenaillée entre les Massifs cristallins de l'Aar et du Gothard (Badoux 1967). La zone Ultrahelvétique est composée de phyllites sombres du Permien, de grès et conglomérats du Verrucano, recouverts par des quartzites blancs du Trias.

d) Géologie de la zone source

Le glissement rocheux de Flims a mobilisé une grande partie du Flimserstein pré-existant, au sein du Massif de Calanda (**Fig. 3.31a et 3.31b**). L'escarpement de 500 m de hauteur est composé des calcaires métamorphiques argileux et siliceux de la nappe de Glaris (**Fig. 3.30a**) avec quelques coraux fossilisés (Badoux 1967). L'analyse minéralogique sur échantillon brut (n°99-32, **Tableau 3.06**) révèle 100 % de calcite, confirmé par calcimétrie (97 % de $CaCO_3$). Certaines veines blanches sont par contre riches en dolomite.

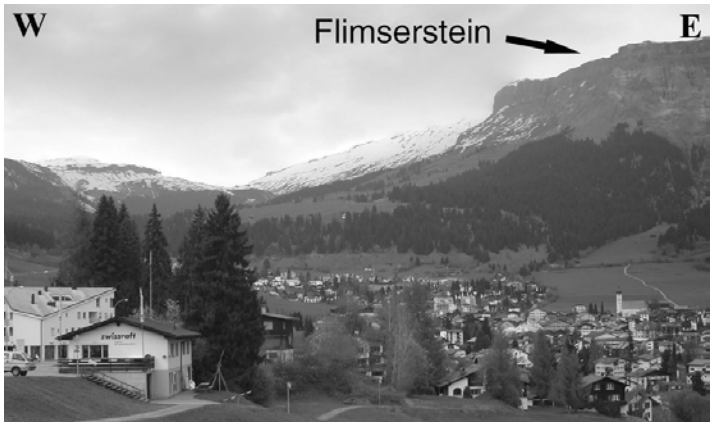


Figure 3.31a Photographie de la niche d'arrachement au-dessus de Flims. Une partie du village est situé sur les dépôts proximaux du glissement rocheux.

Tableau 3.06 Liste des échantillons et résultats des essais réalisés pour les dépôts associés au glissement rocheux de Flims.

Echantillons Flims					Granulométrie par Tamisage						Granulométrie Laser						Ca	RX	C. Simple	Ind./Micros.		
n°	Site	Localisation	Caractéristique	Date	D10 mm	D25 mm	D50 mm	D75 mm	D90 mm	Cl.	Moy. µm	Mode µm	Cl.	As.	Silt %	Arg. %	%		Rc MPa	XZ	XY	YZ
JLS98-00	62	Cassons	bloc calcaire	juil-98															23 à 73			
JLS98-100	10	Larisch	matrice	juil-98	-	0,43	2,3	7,1	10,3	4,063	16,2	12,5	4,46	1,29	82,1	17,9	94,4	F				
JLS98-102	9	Carrera Tobel	matrice	juil-98	-	0,8	3,8	10	10,5	3,536	15,8	11,6	2,38	1,36	80,6	19,4	95,1	F				
JLS98-109	1	Il Bord	matrice	juil-98	1,1	1,5	3,2	8	10,4	2,309	16,5	12,8	1,24	1,29	81,4	18,6	98,9	TF				
NP99-01	34	Er la Cresta	matrice	juil-99	0,92	1,5	3,1	7	10,3	2,16	17,7	15,4	0,67	1,15	85,5	14,5	95,5	TF				
NP99-02	14	Gare de Valendas	bloc orienté	juil-99													95,2			a	b	c
NP99-03	35	Carrera Tobel	bloc orienté	juil-99													91,8	T		a	b	c
NP99-04	36	Carrera Tobel	matrice	juil-99	0,74	1,3	2,3	5,3	9,6	2,019	16,2	13,2	1,65	1,22	84,4	15,6	91,1	TF				
NP99-05	39	Carrera Tobel	veine de calcite	juil-99													95,1	T		a	b	c
NP99-06	39	Carrera Tobel	bloc orienté	juil-99																a	b	c
NP99-07	47	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,6	1,1	3	8,2	14	2,73	17,3	14,5	1,14	1,20	90,3	9,7	29,7	TF				
NP99-08	47	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,1	0,5	2,8	9,5	10,5	4,359	13,3	10,6	2,69	1,25	83,6	16,4	32,7	TF				
NP99-09	47	Versamer Tobel	bois	juil-99																		
NP99-10	47	Versamer Tobel	bois	juil-99	datation : 11550+-125 ans ^{14}C BP (Ly-9921)																	
NP99-11	47	Versamer Tobel	bois	juil-99																		
NP99-12	47	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,07	0,35	1,4	4,8	11	3,703	15,46	12,52	1,70	1,24	86,03	13,97	30,3	TF				
NP99-13	47	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,09	0,6	5,2	12	16	4,472	14,01	10,12	3,73	1,38	82,27	17,73	44,1	TF				
NP99-14	47	Versamer Tobel	bloc orienté	juil-99													78,6	T		a	b	c1,2
NP99-15	47	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,1	1,6	5,2	11	16	2,622	20,75	13,71	2,886	1,514	87,07	12,93	71	F				
NP99-16	48	Versamer Tobel	bois	juil-99	datation : 8360+-85 ans ^{14}C BP (Ly-1273-oxa)																	
NP99-17	48	Versamer Tobel	matrice/alluvions	juil-99	0,3	1	3	6,5	11	2,55	16,8	11,9	2,60	1,41	82,0	18,0	54	TF				
NP99-18	48	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,65	1,3	3,5	8,8	14	2,602	16,4	14,1	0,93	1,16	85,9	14,1	54,5	TF				
NP99-19	48	Versamer Tobel	alluvions	juil-99	0,42	0,85	2,6	8,9	14	3,236	16,3	13,3	1,44	1,23	85,3	12,1	32,3	F				
NP99-20	47	Versamer Tobel	argile filon	juil-99	0,15	0,9	3	6,5	10	2,687	11,9	9,7	1,21	1,22	80,6	19,4	63,1	TF				
NP99-21	47	Versamer Tobel	bloc calcaire	juil-99																	normal	
NP99-22	51	Isla Halda	bloc orienté	juil-99																a	b	c
NP99-23	52	Isla Halda	matrice	juil-99	0,8	1,2	2,2	4,2	7,3	1,871	14,4	8,9	4,32	1,62	70,6	29,4	98,9	TF				
NP99-24	53	Station de Versam	matrice	juil-99	0,7	1,2	3	7,7	13	2,533	19,3	15,5	1,12	1,25	86,5	13,5	95,7	F				
NP99-25	53	Station de Versam	bloc calcaire	juil-99																	normal*	
NP99-26	54	Er la Cresta	matrice	juil-99	0,86	1,3	2,3	4,4	8	1,84	19,1	15,0	3,11	1,28	85,0	15,0	93,7	TF				
NP99-27	21	Er la Cresta	bloc orienté	juil-99																a	b	c
NP99-28	21	Er la Cresta	bloc orienté	juil-99																a	b	c
NP99-29	36	Carrera Tobel	bloc orienté	juil-99																a	b1*,2*,3	c
NP99-30	10	Larisch	bloc orienté	juil-99	aucun essai																	
NP99-31	-	Carrière Duvin	Sable	juil-99																		
NP99-32	62	Cassons	bloc calcaire	juil-99													97	T				
NP99-33	63	Crap la Tgina	bloc calcaire	juil-99																	normal*	
NP99-34	66	Muletg Verder	bloc calcaire	juil-99																	normal*	
NP99-35	66	Muletg Verder	bloc orienté	juil-99													97	T		a	b	c
NP99-36	67	Confluent Rabiusa	gouge orienté	juil-99													95,1	T			non orienté	
NP99-37	29	Cabane chasseur	bloc orienté	juil-99																a	b	c
NP99-38	8	Carrière Bobag	sable et claste	juil-99	1,05	3,7	7,2	10,1	15	1,652	26,1	21,5	2,77	1,22	89,0	11,0	83,8	F				
NP99-39	46	Versamer Tobel	bloc orienté	juil-99																a	b	c
NP00-01	52	Isla Halda	matrice	juil-00							27,5	17,4	2,91	1,58	85,6	14,4		F				
NP00-02	52	Isla Halda	matrice	juil-00							32,0	18,6	2,46	1,72	86,5	13,5		F				
NP00-03	52	Isla Halda	induré	juil-00							26,4	16,6	3,09	1,59	85,3	14,7		F				
NP02-01	36	Carrera Tobel	calcite	avr-02	aucun essai																	
NP02-02	53	Station de Versam	brèche de faille	avr-02													97,4	I				
NP02-03	5	Val Schetga	calcite	avr-02	aucun essai																	
NP02-04	54	Er la Cresta	contact Bund.	avr-02													93,7	I				
NP02-11	48	Versamer Tobel	alluvions	juil-02													19,6	I				
NP02-12	47	Versamer Tobel	alluvions	juil-02													36,8	I				

Figure 3.31b Photographie du Flimserstein, escarpement au-dessus de Flims. La masse rocheuse mobilisée devait avoir une forme et une structure interne similaire au Flimserstein.

Les joints stratigraphiques (S_0) sont inclinés de 18° à 30° vers le sud, et apparaissent nettement dans le versant. Les calcaires du Flimserstein (résistance à la compression simple sur roche intacte : $\sigma_c = 58 \pm 20$ MPa) sont caractérisés par l'absence d'anisotropie de la matrice. Le métamorphisme a créé un faciès marmoréen sans grains visibles à l'œil nu, juste souligné par une foliation en traces colorées, typique des faux marbres. Les fractures, rugueuses, apparaissent à l'échelle microscopique le long des minéraux de calcite. Par contre, une anisotropie structurale est reconnaissable par la présence de joints stratigraphiques, de fractures verticales et de veines de calcite. Les joints stratigraphiques structurent la masse rocheuse en place avec des couches calcaires épaisses d'environ 10 cm. Une foliation est visible au sein de ces couches, conforme à l'orientation et au pendage des joints stratigraphiques. Ces surfaces de foliation ne sont cependant pas assez continues pour créer des plans de rupture.
Les joints stratigraphiques, ainsi que les principales fractures verticales (notamment l'escarpement majeur d'orientation N155 formant le Flimserstein, peut être également une faille régionale), sont à l'origine de l'individualisation d'un bloc rocheux de grandes dimensions, type dièdre, volume estimé à 9,33 km^3 (**Tableau 3.05**). La rupture de la masse rocheuse initiale s'est effectuée le long d'un joint stratigraphique planaire à incurvé, avec glissement d'environ 25° vers le Sud-Sud-Est (**Fig. 3.32**).

En arrière de la niche d'arrachement, des lapiaz de deux mètres de profondeur forment un relief accidenté (**Fig. 3.33a**), témoignant d'une karstification intense sur une longue période de temps. Le glissement a mis à nu un joint stratigraphique, largement altéré depuis par l'écoulement de l'eau ayant formé des minen karren (lapiaz de ruissellement) de 8 cm de profondeur, en 8000 ans, à 2500 m d'altitude (Pollet 2000, **Fig. 3.33b**). On pressent un rôle majeur de l'eau sur la déstabilisation du Flimsertein, accentué par l'inclinaison favorable à la pente des plans de stratification du massif rocheux calcaire. L'activité sismique a pu jouer un rôle moteur sur la rupture.

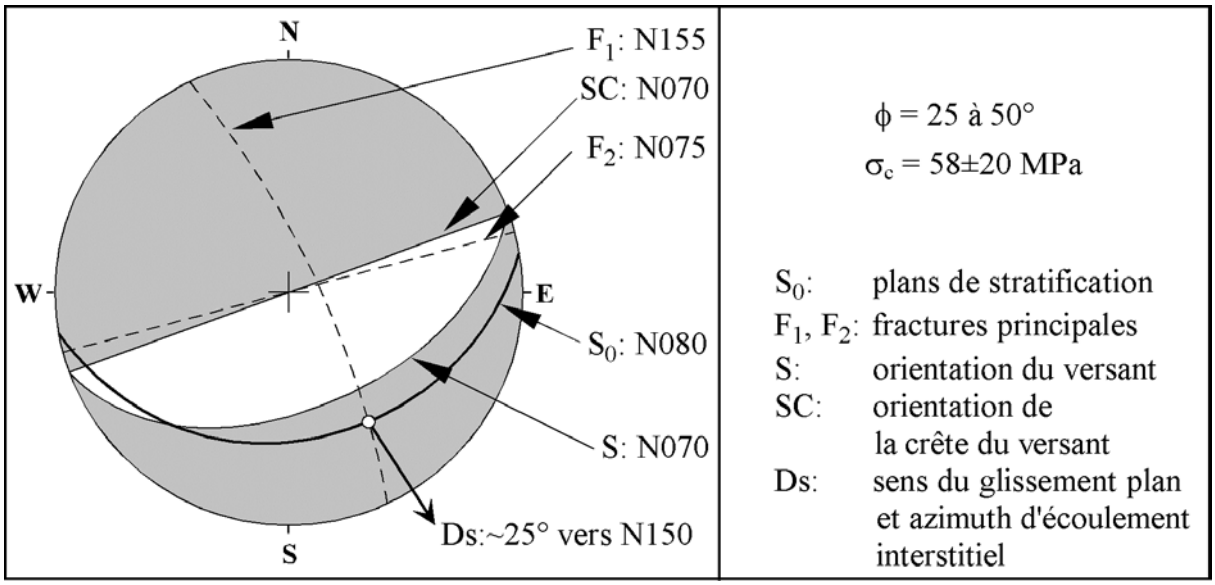


Figure 3.32 Stéréographe de Wulff, hémisphère inférieur, avec les principales discontinuités affectant les calcaires du Flimserstein. S_0 (18-30°) représente les plans de stratification. La foliation est discontinue et a la même orientation que les plans de stratification. Φ est l'angle de frottement de pic pour ce type de matériaux, avec une résistance à la compression simple σ_c mesurée à partir de carottes réalisées dans un échantillon prélevé au niveau de la niche d'arrachement.

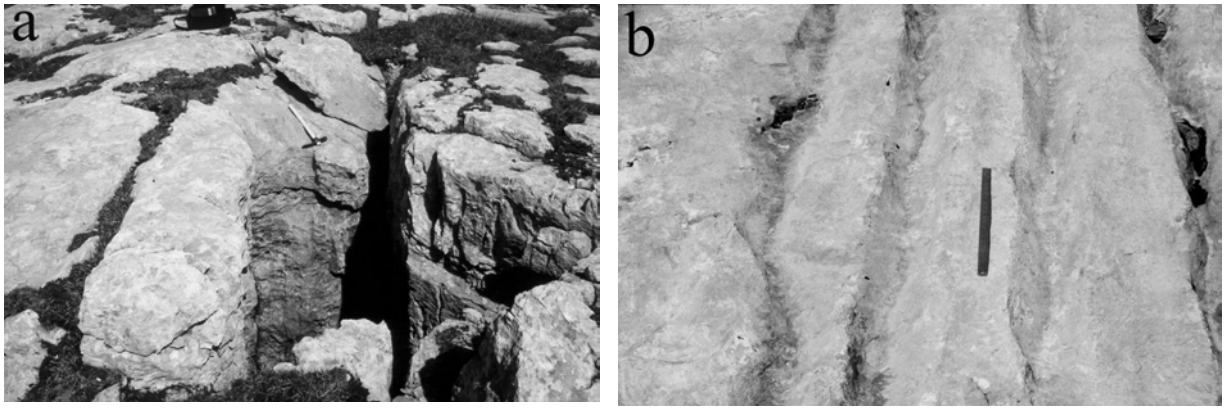


Figure 3.33 Photographies des phénomènes de karstification observables au niveau de la zone source du glissement rocheux de Flims. (a) lapiaz de 2 m de profondeur à 2500 m d'altitude en arrière de la niche d'arrachement ; (b) rinnenkarren (lapiaz de ruissellement) de 8 cm de profondeur sur le plan de stratification mis à nu par la rupture en glissement du Flimserstein.

e) Histoire quaternaire et datation

- Pré- ou Postglaciaire ?

Heim (1883) interprète la présence de gros blocs dans cette partie de la vallée du Rhin comme étant des dépôts glaciaires ou des dépôts de bordure de glaciers en surface des dépôts du glissement rocheux de Flims. Abele (1970) propose que ces gros blocs correspondent à un stade tardif de l'avancée récente des glaciers latéraux, connu sous le nom de "Stade de Coire" (Staub 1938). Abele (1997) émet cependant de sérieux doutes quant à la préservation d'une brèche de roches lors du passage d'un glacier. Dans le cas d'une expansion des glaciers, les dépôts fragmentés du glissement rocheux auraient été complètement affouillés, or ils sont trop délicats pour avoir supporté une érosion glaciaire. Morphologiquement, on montre l'absence de figures d'érosion d'origine glaciaire (Poschinger et Haas 1997). Le Canyon Suisse

(**Fig. 3.34**) et ses ravins latéraux sont les preuves d'une érosion facile par un processus récent dû à l'activité torrentielle au sein de ces masses délicates de débris, suggérant que les dépôts du glissement rocheux n'ont pas été affectés par une érosion glaciaire. Ce constat permet de dater la rupture à l'Holocène (Post-Würm).

- Datation

Des dépôts massifs et non consolidés de galets sont observables dans la vallée du Rhin près de Bonaduz et dans les parties distales du ravin de la Rabiusa (**Fig. 3.30b)**. Ces dépôts, en relation étroite avec les débris du glissement rocheux de Flims, sont interprétés comme des galets déplacés au front du mouvement gravitaire rapide (Abele 1997). L'événement a été daté entre 8 000 et 9 000 ^{14}C ans non cal. BP à partir de morceaux de bois trouvés au sein des alluvions non consolidées du ravin de la Rabiusa (Poschinger et Haas 1997). Une confirmation est apportée par une nouvelle datation à 8 360±85 ^{14}C ans non cal. BP réalisée par Schneider *et al.* (2001).

Figure 3.34 Photographie du Canyon Suisse formé par le Rhin Antérieur dans les dépôts du glissement rocheux de Flims.

- Géomorphologie des dépôts

Les dépôts du glissement rocheux de Flims ont bloqué l'écoulement du Rhin Antérieur, à l'origine d'un immense lac de barrage en amont. La présence de fines lamines lacustres près d'Ilanz dénote une courte période d'inondation. Le lac a rapidement débordé en érodant les dépôts du glissement rocheux par creusement d'un ou plusieurs canaux. La morphologie irrégulière des mouvements de versant rocheux de grande ampleur est généralement associée aux processus de transport, comme les hummocks (Ui 1985) ou les mollards (Goguel et Pachoud 1972, Cassie *et al.* 1988). À Flims, il semble que les processus de débordement du lac de barrage ont érodé les dépôts du glissement rocheux, lessivant la matrice tout en induisant ravins et monticules (**Figure 3.35**). La surface originelle post-glissement paraît avoir été fortement remaniée par les processus d'érosion. En amont de Bonaduz, quelques hummocks subsistent, sortes de gros blocs entourés de matrice.

Figure 3.35 Couloir de débordement du lac de barrage creusé au sein des dépôts du glissement rocheux de Flims.

- Glissements de Flims et de Tamins, et lac de Constance

La morphologie de la vallée du Rhin a été fortement perturbée durant la période post-Würm, par le glissement de Flims, mais également par celui de Tamins ainsi que par la rupture des deux lacs de barrage naturel induits par ces glissements. Le lac de Constance, dans lequel se jette le Rhin, a enregistré toutes les fluctuations du système fluviatile, avec pour la période incriminée, deux niveaux exceptionnels rapportés comme des hyperpicnites ou dépôts de crue dans un lac (Schneider *et al. soumis*).

À 2 km en aval de la confluence des deux Rhin, les dépôts du glissement rocheux de Tamins sont estimés à 1,3 km^3 (Scheller 1971, Shaller 1991a, Abele 1997). Le matériau mobilisé provient également du Massif de Calanda, avec des calcaires massifs. Ces dépôts ont induit la formation d'un lac de barrage inondant les deux vallées des Rhin Antérieur et Postérieur.

Sur des bases sédimentologiques, la chronologie des événements a pu être reconstituée (Schneider *et al. soumis*) :

1. Le glissement rocheux de Flims s'est mis en place le premier, bloquant l'écoulement du Rhin Antérieur avec formation d'un lac de barrage de 25 km^3. La faible épaisseur des dépôts lacustres situés près d'Ilanz-Sagogn, et l'existence de paléo-deltas de faibles dimensions près de Laax et de Glenner (Abele 1970) témoignent d'une baisse progressive mais rapide du niveau du lac.
2. La disparition du lac de barrage résulte du débordement et de l'incision des dépôts du glissement rocheux de Flims. Ce débordement est attesté par la présence d'anciens ravins (**Fig. 3.35**) et d'un matériau lessivé au sommet des dépôts (Pollet 2000). Le débordement s'est par la suite concentré au centre des dépôts, à l'origine de la forme en U de la partie supérieure du Canyon Suisse (**Fig. 3.36**). Actuellement, le profil en V des gorges suggère les effets d'une érosion fluviatile normale (**Fig. 3.37**), attestée par de nombreuses terrasses fluviatiles perchées, témoins d'un enfoncement par étapes au sein des dépôts profonds. La crue majeure, résultat du débordement du lac d'Ilanz et de l'érosion des dépôts du glissement rocheux de Flims, est associée à la première et plus épaisse hyperpicnite du lac de Constance.
3. Le glissement rocheux de Tamins a dû se produire peu de temps après la vidange du lac d'Ilanz. Un lac de barrage s'est développé dans la vallée du Rhin Postérieur jusqu'à Cazis, et dans la vallée du Rhin Antérieur jusqu'aux dépôts du glissement rocheux de Flims. Les dépôts de la zone de Bonaduz sont à mettre sur le compte d'une poussée frontale par le

glissement rocheux de Flims (décrit par la suite), et par la formation d'un delta du Rhin Antérieur dans le lac de barrage de Tamins.

4. Les dépôts de Tamins présentent un fort étalement de la masse rocheuse, ce qui explique l'épaisseur moindre. Le barrage n'a donc pas atteint une cote très élevée (700 m), avec un volume d'eau retenue moins important que pour le lac d'Ilanz. La rupture de ce lac a été rapide après le glissement, formant une crue majeure à l'origine de la seconde hyperpicnite du lac de Constance, moins épaisse que la première. Le faible intervalle de temps entre les deux hyperpicnites est souligné par la présence de 6 lamines.

Figure 3.36 Photographie du Canyon Suisse au niveau de Chli Isla, 1 km en aval de la station ferroviaire de Versam, montrant une terrasse fluviatile perchée suite au drainage progressif par débordement du lac de barrage d'Ilanz.

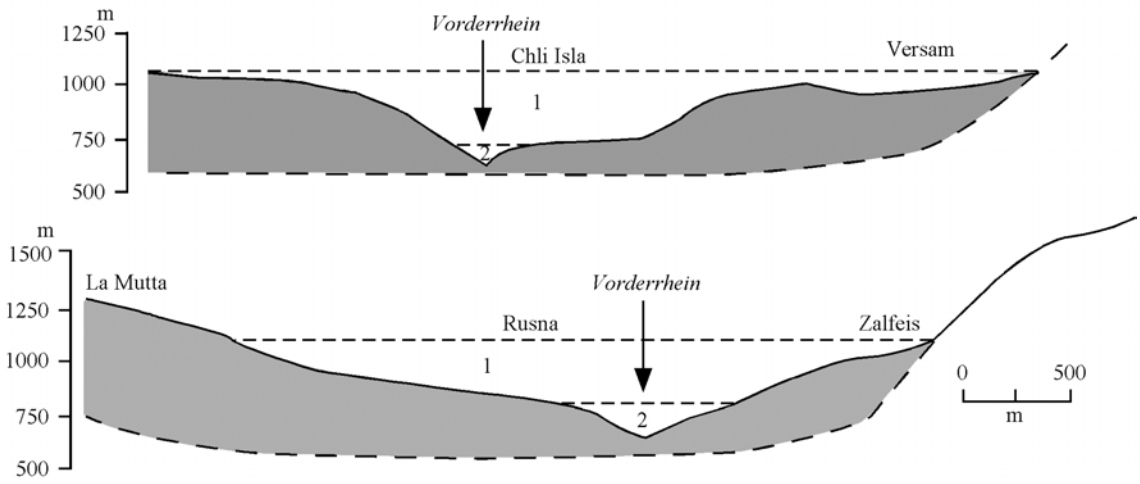


Figure 3.37 Coupes au travers du Canyon Suisse (NNW-SSE) au niveau de Versam (en haut) et à l'Est de Carrera (en bas). 1) érosion rapide par débordement du lac de barrage naturel ; 2) incision lente par le Rhin Antérieur.

Cette chronologie des événements faisant suite à la rupture du glissement rocheux de Flims témoigne de la tournure catastrophique que peut prendre un phénomène gravitaire rapide de grande ampleur. Le déplacement de la masse rocheuse a des conséquences relativement locales, mais le fait de bloquer un système fluviatile de grandes dimensions a des conséquences régionales.

3.3.4. Observations et analyses de terrain (modifié de Pollet *et al.*, *soumis*)

Les conditions exceptionnelles d'affleurement des dépôts du glissement rocheux de Flims résultent de l'érosion de quatre ravins profonds (Flem, Mulin, Carrera et Rabiusa) et de la formation du Canyon Suisse (**Fig. 3.30b**). Les escarpements des ravins du Rhin et de la Rabiusa

sont maintenus sub-verticaux grâce à une cimentation calcaire tardive, par les eaux d'infiltration, le long des fissures ouvertes. L'érosion met en évidence des murs cimentés où les faciès peuvent être observés en divers endroits. Ces structures sont associées aux propriétés de la masse rocheuse initiale, mais également aux processus spécifiques de transport et de dépôt fixés par l'arrêt rapide de la masse rocheuse. De nombreuses structures ont pu être reconnues sur le terrain et seront décrites par la suite.

a) Le faciès structuré

Une caractéristique commune aux dépôts du glissement rocheux de Flims est la préservation, en maints endroits, des structures originelles des calcaires foliés. La similitude est alors très forte entre la roche en place et le dépôt (**Fig. 3.38**). Un faciès structuré constitue la partie principale des dépôts du glissement rocheux, avec une stratification et une foliation apparaissant dans la plupart des affleurements du Canyon du Rhin Antérieur, de la Rabiusa, ou localisés en partie Nord du Canyon Suisse.

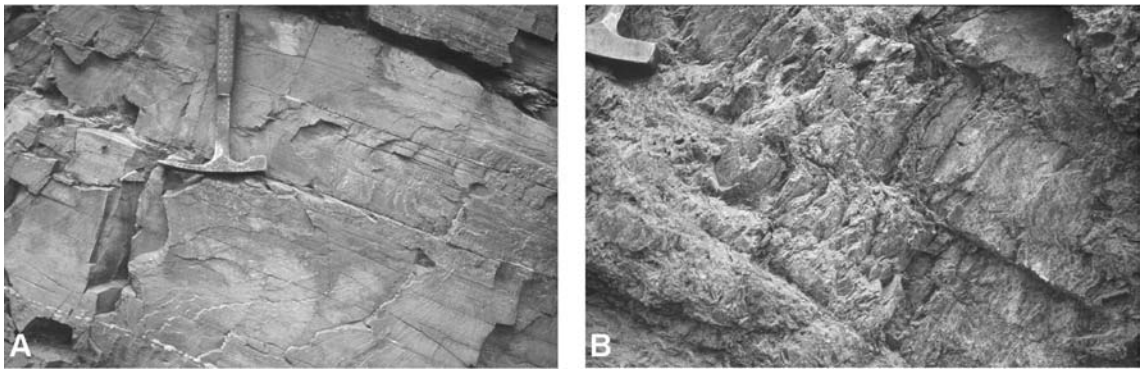


Figure 3.38 (A) Photographie de la zone source du glissement de Flims. Les calcaires marmoréens présentent une stratification conforme à la pente de 20° en moyenne. On note quelques passées phylliteuses. (B) Photographie des dépôts de Flims, avec la stratification toujours visible des calcaires. Sous l'effet du transport et du confinement, la roche est intensément fissurée. Les joints stratigraphiques sont cisaillés, avec des déplacements limités (quelques cm).

Le faciès structuré révèle de grandes couches de roches intactes séparées par de fins niveaux granulaires, identifiés comme les discontinuités de Type-1 (Schneider *et al.* 1999). L'épaisseur des couches de roches intactes et des niveaux granulaires varie de quelques centimètres à plusieurs mètres, en augmentant de la base vers la surface des dépôts (Pollet 2000). Les discontinuités de Type-1, concordant avec la stratification visible au sein des couches de roches, présentent des structures ondulantes (**Fig. 3.39**). Ces discontinuités de Type-1 doivent correspondre initialement à des joints stratigraphiques de calcaires Mésozoïque. Ces discontinuités sont persistantes et continues latéralement, elles contiennent un matériau calcaire finement granulaire, fortement fracturé, de la taille des silts aux sables, sans classement et sans orientation préférentielle des particules (**Fig. 3.40**). La distribution granulométrique est bimodale, avec un mode principal à 30 μm correspondant à la taille moyenne des cristaux de calcite des calcaires marmoréens. Ce type de matériau semble être caractéristique des bandes cisaillement, mises en évidence notamment par Marone et Scholtz (1989). Le jeu cisaillant multi-échelle apparaît clairement au sein des dépôts du glissement rocheux de Flims.

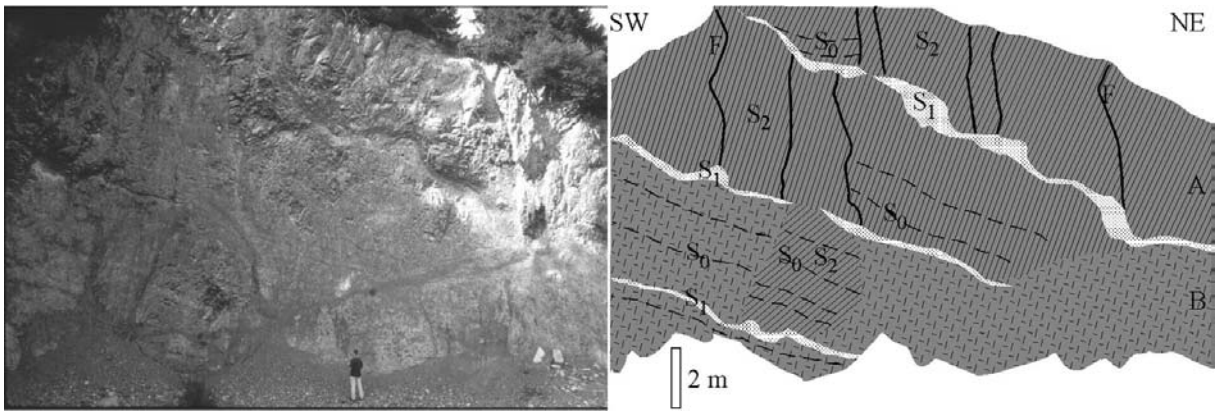


Figure 3.39 Photographie et schéma du faciès structuré dans la carrière d'Il Bord (voir **Fig. 3.30b**). La couche A présente deux niveaux structurés par des discontinuités de Type-1 et de nombreuses de Type-2 plus nombreuses. La couche B ne révèle pas de limites marquées. Des fractures principales (F) découpent l'affleurement. Des plans de stratification sont toujours observables, parallèles aux discontinuités de Type-1. Quelques domaines structurés sont préservés dans la couche B. Les discontinuités de Type-1 présentent une forme ondulante et renferment un matériau finement granulaire (**Fig. 3.40**).

Les couches de roches correspondent à de grands bancs sédimentaires préservés malgré la longue distance parcourue. Ces couches de roches sont hachées par des fissures obliques, décrites comme des discontinuités de Type-2 (Schneider *et al.* 1999, Pollet et Schneider 2004), avec un espacement allant du centimètre au décimètre (**Fig. 3.32**). Les discontinuités de Type-2 pourraient être les fractures verticales primaires visibles au niveau de la zone source, ou des fractures nouvelles apparaissant durant le transport. Ces discontinuités de Type-2 montrent des stries calcaires caractérisant le cisaillement entre les couches de roches. Le déplacement relatif couche sur couche le long des discontinuités de Type-1 est facilité par le mouvement cisaillant interne à ces couches. Les bancs massifs se transforment alors progressivement en un matériau calcaire granulaire, fortement fragmenté.

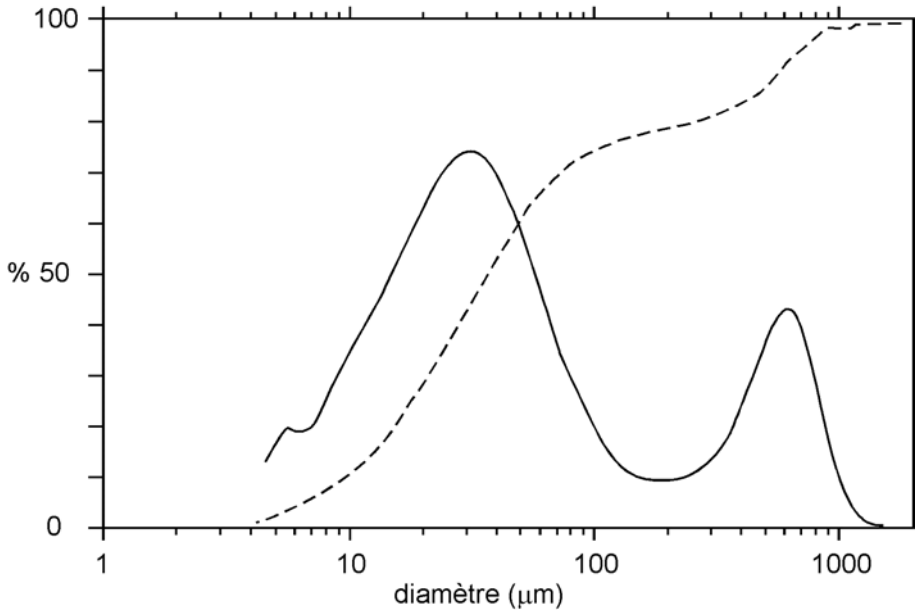


Figure 3.40 Courbes granulométriques de fréquence et de fréquence cumulée pour le matériau granulaire (fraction < 2 mm) échantillonné dans les discontinuités de Type-1 (Pollet et Schneider 2004).

b) Le faciès chaotique

Le faciès structuré témoigne de processus intensifs de cisaillement durant le mouvement affectant la masse rocheuse à toutes les échelles, fragmentant la roche stratifiée tout en préservant les structures primaires. Le faciès structuré s'observe dans la partie principale des dépôts du glissement rocheux, dans les domaines proximaux et profonds. Ces structures disparaissent graduellement vers le sommet et les bordures de la masse rocheuse (**Fig. 3.41**).

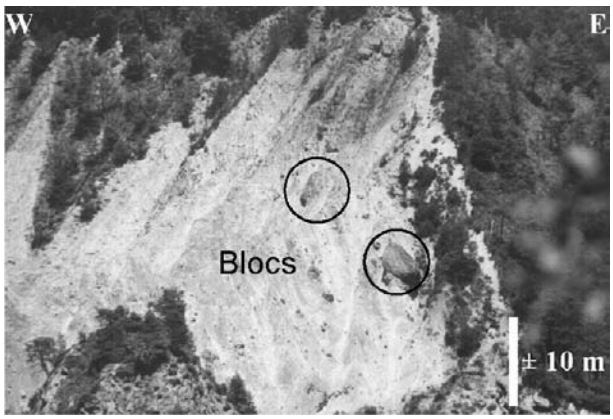


Figure 3.41 Photographie du faciès chaotique affleurant dans les parties supérieures des dépôts, dans le Canyon du Rhin Antérieur. Les débris rocheux sont composés d'un matériau granulaire calcaire, avec quelques blocs dans une matrice fine silto-sableuse.

Ce faciès grossièrement granulaire est composé de blocs calcaires dépassant les 10 m de diamètre, et entourés d'une matrice calcaire dont les particules ont une taille allant des silts aux sables. Les grains sont anguleux, avec une poudre blanche fine sur leur pourtour. Le faciès chaotique, dont les limites sont mal définies, consiste en une zone d'épaisseur variable surmontant le faciès structuré. A toutes les échelles d'observation, des structures de type jigsaw mettent en évidence la désintégration de la masse rocheuse (Pollet 2000, Pollet et Schneider 2004, **Fig. 3.42a**). Les blocs et grains sont soulignés par une bordure de matériaux fins, à granoclassement symétrique (**Fig. 3.42b**). On note de rares imbrications et la préexistence de quelques plans de stratification. Par endroits, quelques niveaux structurés, hérités de la masse rocheuse à l'origine entièrement structurée, ont été préservés au sein du matériau granulaire. Ce matériau granulaire a subi fortement le drainage progressif lors du débordement du lac de barrage, l'érosion superficielle et l'altération. Ceci explique le niveau peu épais (environ 1 m) de blocs calcaires bien classés, sans matrice interstitielle, présent au sommet des dépôts : résultat du lessivage lors du débordement.

Sur 8 échantillons prélevés dans les parties déstructurées des dépôts du glissement rocheux de Flims, en vue d'une analyse granulométrique, deux tendances différentes apparaissent (**Fig. 3.43**) :

1. Les échantillons n°JLS98-100 et JLS98-102 présentent 15 % de passant au dernier tamis (0,04 mm). Le classement est très mauvais, entre 3,5 et 4. La courbe de fréquence révèle un profil très plat, sans mode bien marqué. Ces deux échantillons semblent appartenir aux dépôts les plus évolués du glissement de Flims, en partie distale et sommitale des débris.
2. Les 6 autres échantillons ont un profil plus marqué à pente forte autour de la médiane à 2,5-3,5 mm. Le classement est meilleur, environ 2, résultant en partie de l'absence de

fines (moins de 0,1 % de passant au dernier tamis). La courbe de fréquence a un profil en cloche, sans mode prononcé (autour de 10 mm). Ces échantillons caractérisent la matrice du faciès chaotique, avec 50 % de graviers et 50 % de sables calcaires.

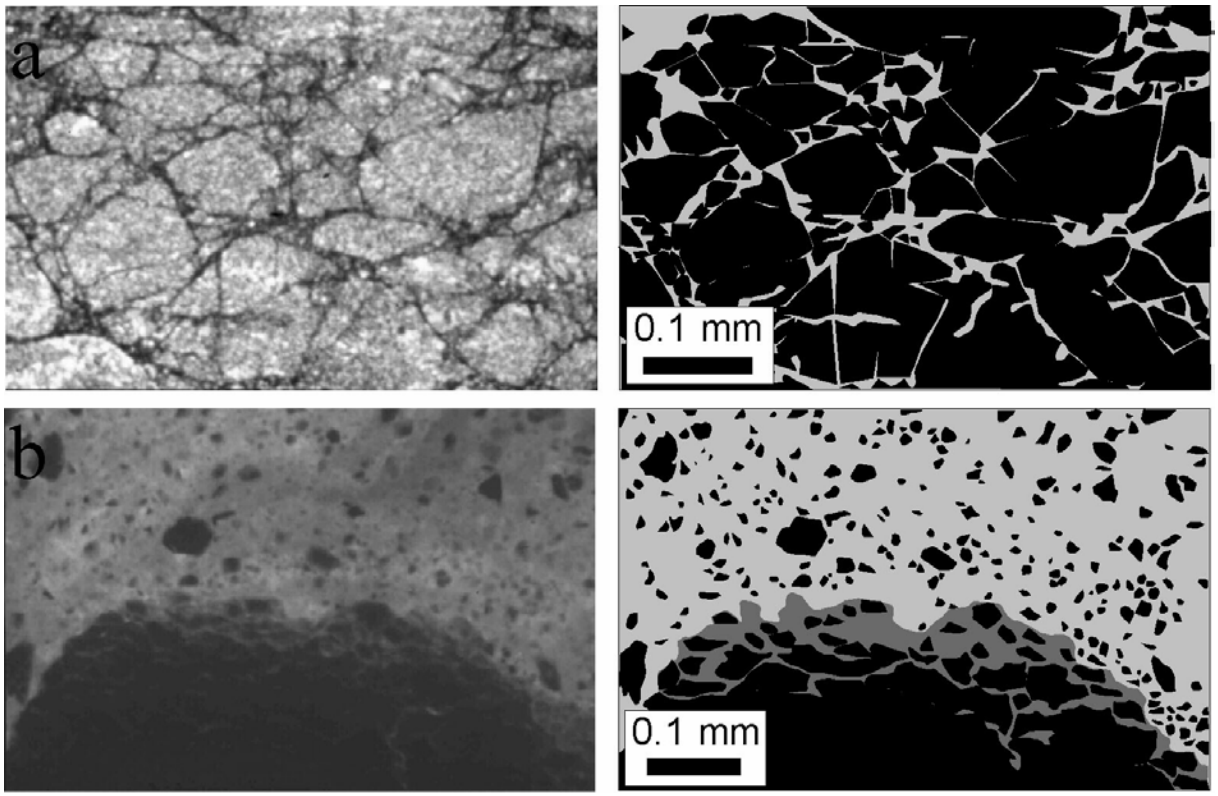


Figure 3.42 Observations microscopiques et interprétations de lames minces en lumière U.V. d'échantillons du faciès chaotique. (a) grain avec schéma de fracturation de type jigsaw ; (b) granoclassement normal de la matrice au contact d'un grain fracturé.

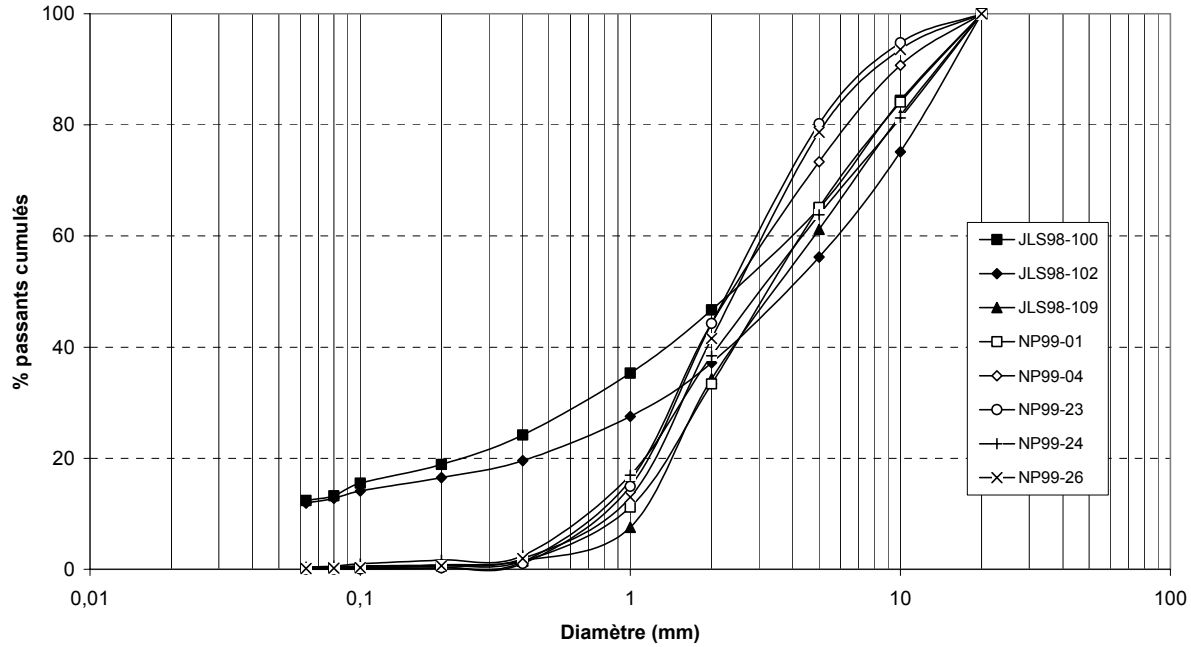


Figure 3.43 Courbes granulométriques de la matrice des dépôts du glissement rocheux de Flims (voir **Tableau 3.06**).

L'analyse granulométrique est poursuivie sur les fines disponibles, à l'aide d'un granulomètre laser. L'allure est également bimodale avec un pic principal autour de 20 µm, taille moyenne des cristaux détruits de la calcite, et un pic secondaire à 3 µm (**Fig. 3.44**). La cloche sur la courbe de fréquences, située entre 0,9 et 1 µm, se retrouve quelque soit l'échantillon analysé, et résulte d'un artefact matériel. La prolongation de la courbe au-delà de 40 µm est le fait de l'agrégation des particules argileuses, induisant également un artefact sur la mesure. L'allure bimodale de la courbe granulométrique obtenue est une indication du cisaillement intense ayant produit ce matériau granulaire, et révélé en microscopie par des figures de type jigsaw et de cisaillement grain à grain.

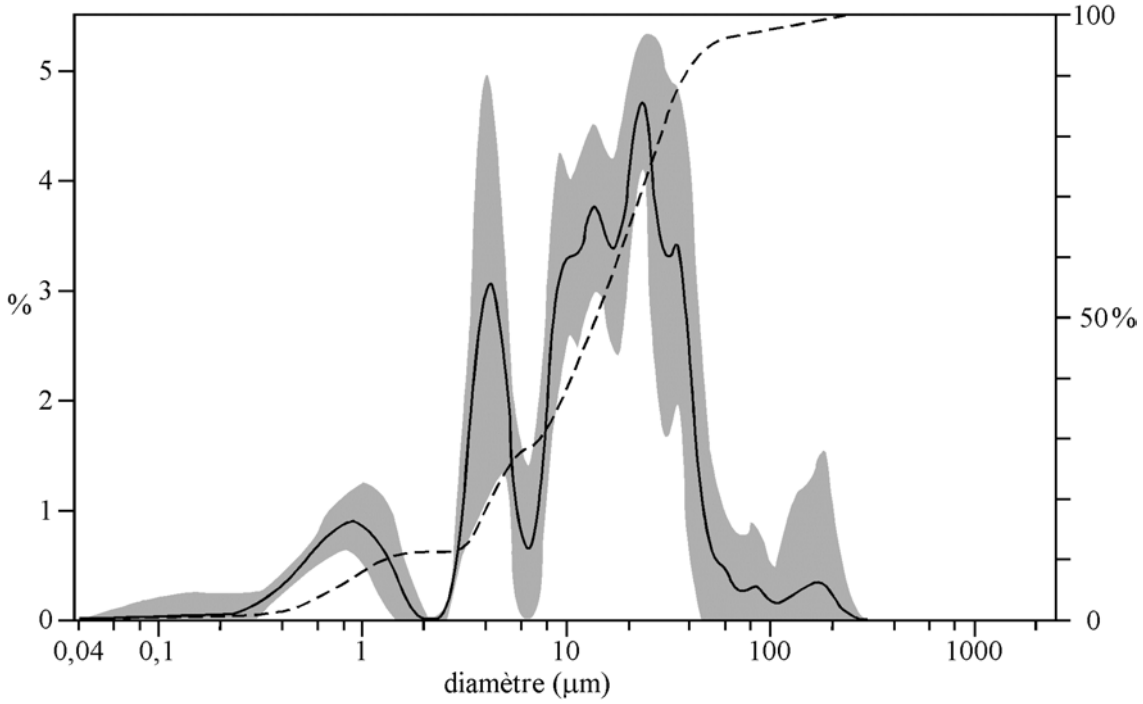


Figure 3.44 Résultats des essais de granulométrie par tamisage réalisés sur les fines (voir **Tableau 3.06**). La zone grisée repère l'incertitude tenant compte de tous les échantillons pour le calcul de la moyenne.

c) Les blocs rocheux préservés de grandes dimensions

Le faciès chaotique est caractérisé par des blocs rocheux préservés de très grandes dimensions. Un de ces blocs est situé dans le ravin de la Rabiusa en partie distale des dépôts (**Fig. 3.45**). Ce bloc de calcaire fortement fragmenté, de 150 m d'épaisseur, avec un volume estimé à 10^6 m^3, est plus sombre que la brèche calcaire adjacente. La correspondance avec les calcaires du Flimserstein est évidente, en dépit d'un aspect bréchique dû à la désintégration au cours du transport. Cette masse rocheuse granulaire a conservé une faible cohésion, sans mélange, déposée dans le ravin de la Rabiusa, en forme de couloir.

Ces blocs de calcaire de grande taille ont été interprétés comme une masse rocheuse en place bréchifiée par la tectonique (*cf* Poschinger et Haas 1997). Cependant, le substratum en place dans ce ravin est constitué de schistes du Massif de Safien. Les gros blocs de calcaire sont par conséquent allochtones. Ces blocs présentent les structures internes originelles de l'escarpement du Flimserstein, suggérant cet escarpement comme étant leur origine. Ces gros blocs co-

hérents mettent également en évidence le mouvement en glissement le long d'un joint stratigraphique. La distance de parcours de ce gros bloc stratifié dans le ravin de la Rabiusa est estimée à 12 km depuis le sommet de la niche d'arrachement.

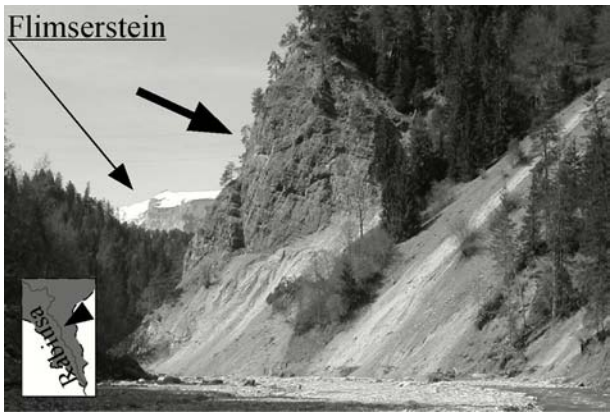


Figure 3.45 Photographie d'un bloc rocheux de grandes dimensions (flèche épaisse) préservé à mi-hauteur du ravin de la Rabiusa. Le Flimserstein est visible en arrière plan, le torrent de la Rabiusa au premier plan.

Un affleurement spectaculaire présenté par Erismann (1979) illustre la préservation de la structure originale de la masse rocheuse au travers des dépôts (**Fig. 3.46**). La structure en forme de "S" représente un double pli, bien préservé, formé d'une couche cataclasée calcaire riche en calcite. Les joints stratigraphiques sub-horizontaux des calcaires sont clairement identifiés tout autour du pli, mais ne pénètrent pas dans la couche riche en calcite. Cette couche est affectée par de nombreuses fissures perpendiculaires ; quelques-unes sont des veines de calcite non fracturées à l'extrados des plis.

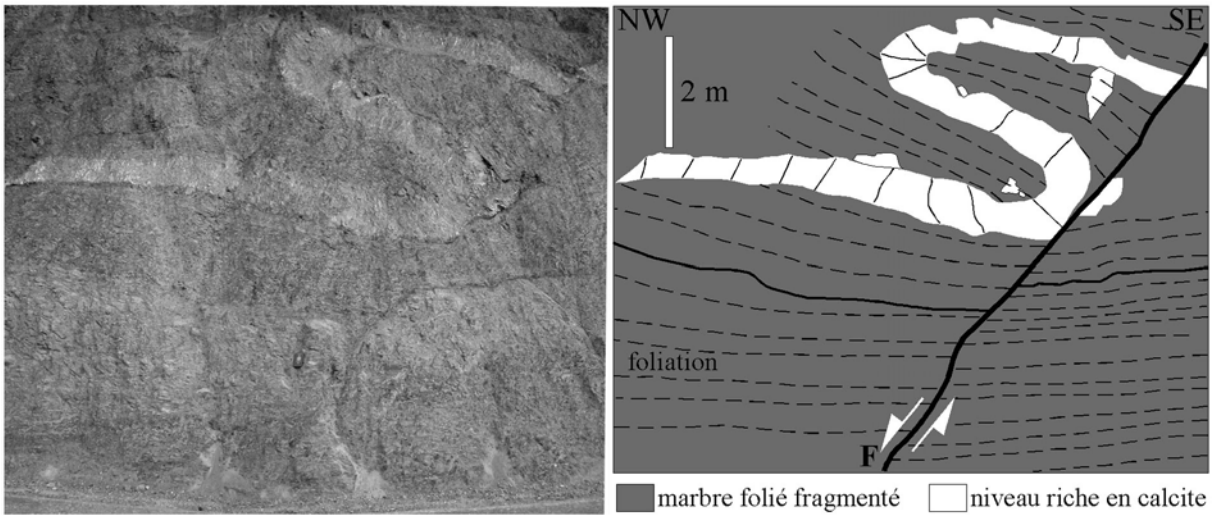


Figure 3.46 Photographie et interprétation du niveau plissé en "S", riche en calcite, affleurant le long de la route entre Bonaduz et Ilanz, en partie supérieure des dépôts du glissement rocheux dans le ravin de la Rabiusa. La désintégration intense de la masse rocheuse est associée à une préservation des structures et avec une intensité différente de fracturation due à une résistance variable selon la compétence de la roche. Une faille normale F découpe l'affleurement, avec un rejet de 50 cm.

En dépit de la préservation des structures originales, cet affleurement atteste d'une désintégration intense de la masse rocheuse. Etant donné que les calcaires foliés présentent un comportement cassant, ce pli ne peut pas être le résultat d'un processus de désintégration intervenant au cours du glissement, en effet la fracturation au cours du transport ne peut pas préserver la

stratification. La couche plissée riche en calcite et les calcaires foliés ont été déposés en masse, après une réduction granulométrique et sans mélange, à 11 km du sommet de la niche d'arrachement. Il s'agit de figures de type jigsaw à grandes échelles, avec une association paradoxale entre préservation des structures et désintégration complète du matériau.

d) Les zones faillées et cisaillées

Sur ce même affleurement, une faille normale inclinée de 50° vers le Nord-Est a déplacé à la fois le double pli et les calcaires foliés, avec un rejet de 50 cm (**Fig. 3.46**). De plus, un niveau bréchifié sub-vertical, incliné de 70° vers le Sud-Ouest, est visible le long de cette même route. Ce niveau correspond à une bande de cisaillement inverse avec un déplacement de 20 à 30 cm.

De nombreuses failles découpent les dépôts dans le Canyon du Rhin Antérieur. Ces failles de grandes extensions créent des sections de débris énormes, renfermant des failles mineures (espacement de quelques centimètres à quelques mètres, **Fig. 3.47**). L'orientation générale NW-SE de ces failles est similaire à la direction initiale du glissement rocheux de Flims. Quelques-unes de ces failles ont créé des bandes de cisaillement, constituées d'un matériau bréchifié avec des clastes anguleux au sein d'une matrice calcaire fine et cimentée. Le matériau est formé à 97,4 % de carbonates, pour moitié de calcite et pour moitié de dolomite (essais de calcimétrie et diffraction des Rayons X sur l'échantillon n°NP02-02, **Tableau 3.06**). On a pu constater que la dolomite est présente en veines au niveau de la zone source, mais presque absente dans les calcaires marmoréens. L'induration prononcée du matériau de la brèche de faille n'a pas permis la réalisation d'essais granulométriques.

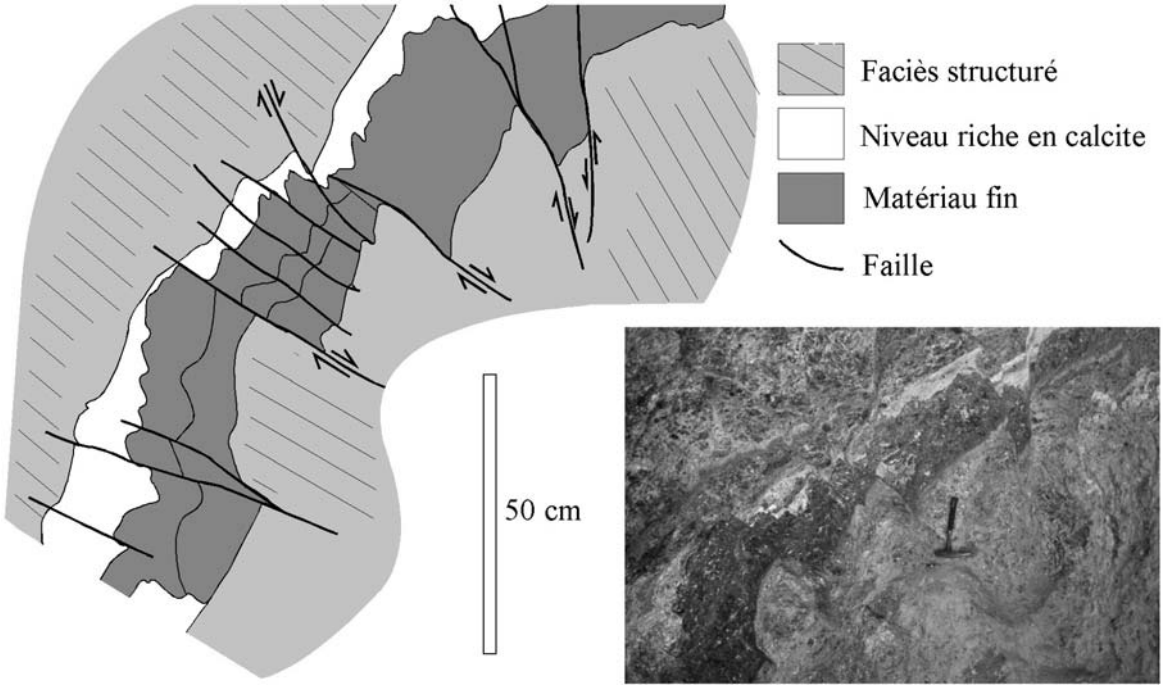


Figure 3.47 Photographie et schéma illustrant les failles de faible extension observables à la base du Canyon du Rhin Antérieur, entre les stations ferroviaires de Valendas et de Versam.

Un affleurement dans la partie centrale du Canyon Suisse, situé à l'Est de la station ferroviaire de Versam, montre un matériau finement granulaire d'une surface de Type-1 formant une couche imperméable au-dessus de laquelle des sources sont observables (**Fig. 3.48**). La discontinuité de Type-1 de teinte sombre contraste avec la couleur générale gris clair le long du Canyon Suisse. Cette discontinuité de Type-1 est segmentée par de nombreuses failles avec des déplacements métriques, et à mouvement décrochant préférentiel. Ces failles disparaissent graduellement dans le ravin de la Rabiusa, du fait de l'orientation Sud-Nord du vallon.

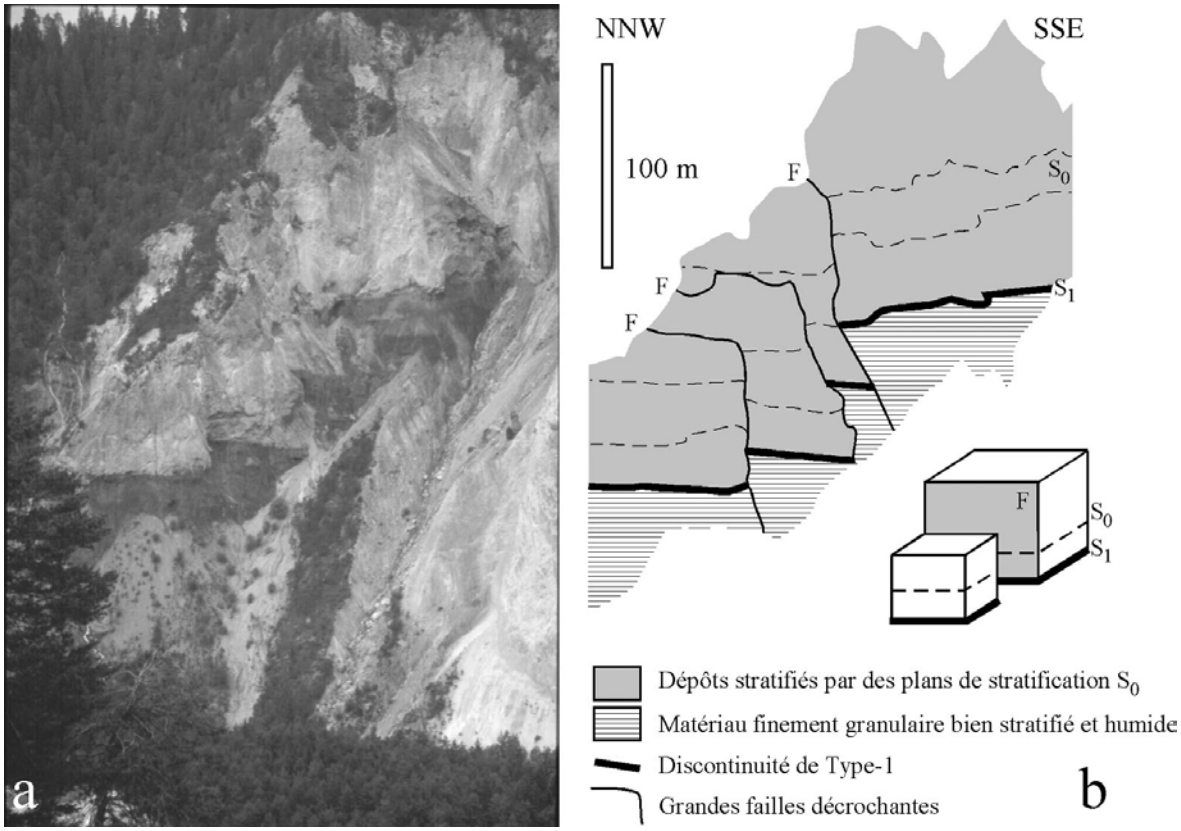


Figure 3.48 Photographie et schéma des dépôts faillés du glissement rocheux, à l'Est de la station ferroviaire de Versam. Le matériau finement granulaire des discontinuités de Type 1 forme une couche imperméable au-dessus de laquelle des sources sont observables comme témoins du niveau de la nappe au sein des dépôts. Les failles F présentent un mouvement préférentiellement décrochant.

La topographie irrégulière du substratum et l'impact contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur peuvent être à l'origine de ces failles et de ces zones de cisaillement verticales dans ces masses de débris de grande ampleur. Ces décrochements fragmentent la masse rocheuse en de nombreuses sections (**Fig. 3.49a** et **Fig. 3.49b**). Ce phénomène est lié aux contraintes topographiques lors du glissement rocheux au cours de son déplacement en fond de vallée. Lors de l'impact contre le mur de la vallée, au niveau du village de Versam, de nombreuses sections sont obligées de s'arrêter (**Fig. 3.49c** et **Fig. 3.49d**). Cependant, une section rocheuse peut poursuivre son déplacement dans le vallon de la Rabiusa (**Fig. 3.49e** et **Fig. 3.49f**). Le mouvement relatif de ces sections rocheuses produit un matériau bréchifié le long des failles. L'orientation de ces failles est conforme à la direction de glissement et à l'angle d'impact contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur. Le glissement rocheux de Flims a dû nécessairement se rompre en sections pour continuer à se déplacer.

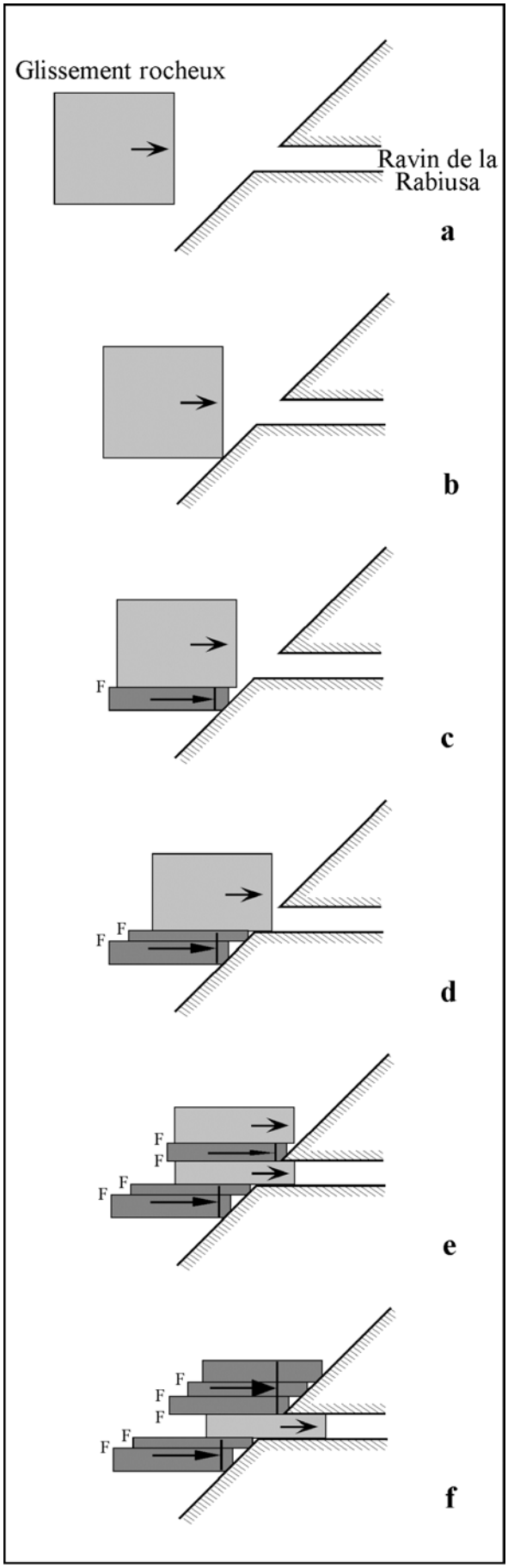


Figure 3.49 Vue conceptuelle schématique en plan d'un glissement lors de l'impact contre le versant opposé de la vallée, créant des failles longitudinales F et un déplacement relatif de chaque section. Les blocs les plus sombres sont stoppés après la collision contre l'obstacle.

Le pont de Versam, au-dessus de la Rabiusa, repose sur les schistes des Grisons. De part et d'autre de ce goulot, les dépôts du glissement rocheux de Flims sont fortement cataclasés. Dans ce vallon, on observe des failles obliques inverses et décrochantes, inclinées en moyenne de 50 à 80° vers le Nord (**Fig. 3.50**). Le torrent a mis à jour ces structures, et repris ce qui devait être sa gorge initiale au sein du substratum formé de schistes des Grisons (**Fig. 3.51**). Cette élévation du substratum à cet endroit est liée à l'existence d'un ancien verrou glaciaire à la sortie du vallon de la Rabiusa. Le glissement rocheux de Flims a été fortement perturbé à son contact, avec un impact violent contre cet obstacle de 50 m d'épaisseur. Cela explique les cataclases de part et d'autre du verrou. La masse rocheuse s'est désintégrée lors de la collision, avec compaction vers l'arrière, formation de failles inverses permettant à la masse rocheuse de passer par-dessus l'obstacle, puis relaxation vers l'avant avec ouverture de failles normales (**Fig. 3.52**).

Figure 3.50 Photographie d'une faille inverse décrochante dans le vallon de la Rabiusa, à l'aval du verrou glaciaire. Les niveaux clairs sont des bancs calcaires riches en calcite, témoignant d'un rejet d'environ 2 m.

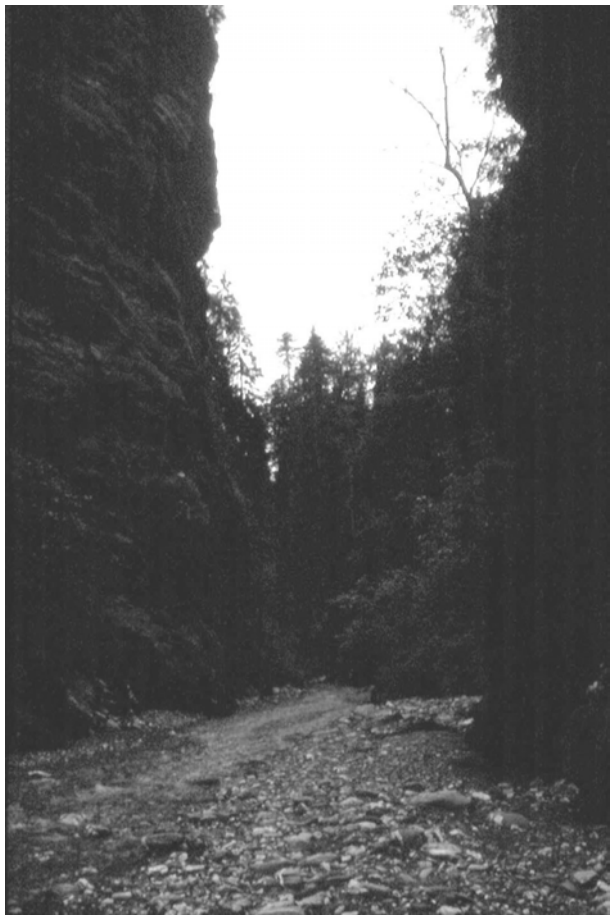


Figure 3.51 Vue vers l'amont de la gorge creusée par la Rabiusa dans le verrou glaciaire de schistes des Grisons, à l'entrée du vallon, sous le Pont amenant à Versam.

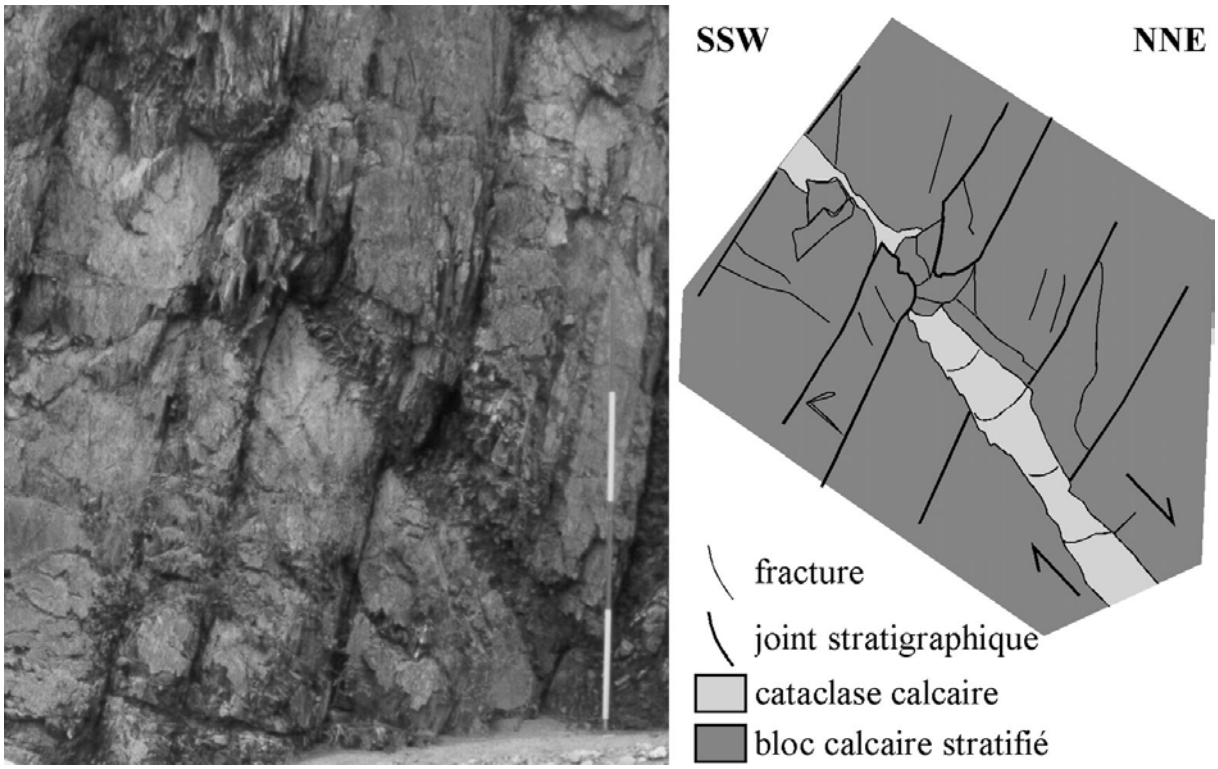


Figure 3.52 Photographie et schéma d'une faille normale ouverte cataclasée au sein d'un bloc calcaire distal.

e) Les débris transportés non calcaires

Près du village de Bonaduz, un bloc de schistes des Grisons est surmonté par des débris calcaires issus du glissement rocheux (**Fig. 3.30b**). Ce bloc de schistes de 8 m de long, apparaissant le long du talus de la route, montre des signes évidents de transport, caractérisés par une forte fracturation (**Fig. 3.53**). La limite entre les deux lithologies est marquée par un contact dur schisto-calcaire de teinte brune avec des clastes anguleux. Les débris calcaires près du bloc de schistes renferment quelques éléments schistosés avec des veines de quartz. La fracturation est continue d'une lithologie à l'autre, mais les blocs schisteux et calcaires ont gardé leur intégrité. L'affleurement est recouvert d'alluvions (galets et matériaux finement granulaires) déposés par le Rhin Antérieur. Le niveau induré au contact des deux formations renferme pour 93,7 % de carbonates, pour moitié de calcite et dolomite (échantillon n°NP02-04, **Tableau 3.06**). Le mélange révèle également la présence d'illite, ce qui n'est pas le cas de la matrice calcaire des dépôts du glissement rocheux de Flims. Ce niveau induré résulte de l'intégration du bloc de schistes au sein de la masse calcaire dominante, avec l'illite comme reliques des muscovites des schistes lustrés.

Le bloc de schistes a été intégré par le glissement rocheux, vraisemblablement par interaction avec le substratum, à la base de la masse rocheuse. Cela reflète la capacité du glissement rocheux à entraîner des fragments du substratum, sans pour autant mélanger les débris. Cependant, l'assimilation d'un tel bloc de schistes demeure exceptionnel : absence d'autres observations dans les dépôts du glissement de Flims. On en déduit une friction basale intense entre le substratum et la masse rocheuse en glissement, mais une intégration modérée de débris.

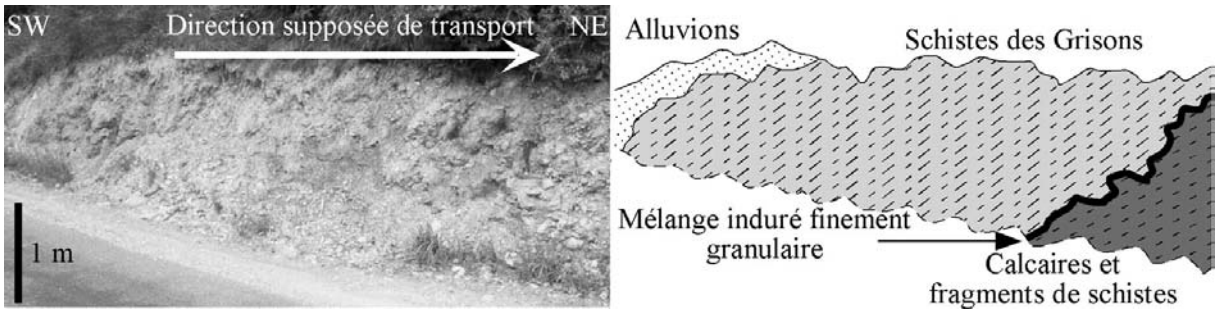


Figure 3.53 Photographie et schéma d'un bloc distal de schistes des Grisons (gris clair) incorporé dans les dépôts carbonatés du glissement rocheux (couleur sombre). Les calcaires sont typiques du massif de Calanda avec leur foliation originelle. Le bloc de schistes des Grisons provient du versant droit de la vallée du Rhin Antérieur avec sa schistosité préservée.

f) Les masses rocheuses distales mélangées

À 10 km en amont de Coire (**Fig. 3.30b**), le village de Bonaduz est situé sur des alluvions nommés "Bonaduzer Gravels" par Abele (1997). Ces terrasses fluviatiles dépassent les 50 m d'épaisseur avec des lits granoclassés bien développés, constitués de graviers grossiers dans la partie inférieure, et de matériaux fins au sommet. Abele (1997) a observé les galets de Bonaduz intercalés avec les dépôts du glissement de Flims, à l'Est de la station ferroviaire de Trin (**Fig. 3.30b**). Un affleurement similaire est visible au Sud du village de Sagogn (**Fig. 3.30b**), montrant des relations étroites entre les alluvions et la ride d'étalement amont des dépôts du glissement rocheux (Abele 1997).

Les observations de terrain dans le ravin de la Rabiusa indiquent le possible mélange des dépôts du glissement et des alluvions. Les alluvions sont composées de galets fluviatiles, de morceaux de bois et d'un sable fin humide. Poschinger et Haas (1997) proposent comme hypothèse un déplacement du glissement sur d'anciennes moraines et une couche d'alluvions anciennes, transportées en masse avec les débris de Flims.

Les indices d'un mélange peuvent être retrouvés au sein d'affleurements, sur un kilomètre de long, le long des murs du ravin amont de la Rabiusa. De gros blocs préservés de calcaire apparaissent sous, à l'intérieur ou au-dessus des alluvions anciennes. Poschinger et Haas (1997) font référence à un bloc de calcaire stratifié sur des alluvions indurées et stratifiées (**Fig. 3.54b**). Deux nouveaux sites sont examinés en détail.

Le premier site, situé 2500 m en amont de l'entrée du ravin, montre un gros bloc calcaire stratifié entouré d'alluvions (**Fig. 3.54a**). Ce bloc présente un niveau intensément désintégré sur sa périphérie, phénomène lié aux interactions avec les alluvions durant le mouvement et le dépôt. Quelques fractures sont remplies d'alluvions injectées dans le bloc de calcaire. D'un côté, les galets situés autour du bloc sont orientés parallèlement à la surface du bloc sur une zone épaisse de 2 à 3 m. D'un autre côté, les galets sont intacts et non affectés par la fracturation. Un morceau de bois découvert au sein des alluvions de cet affleurement a été daté à 8360±85 ans non cal BP (Schneider *et al.* 2001).

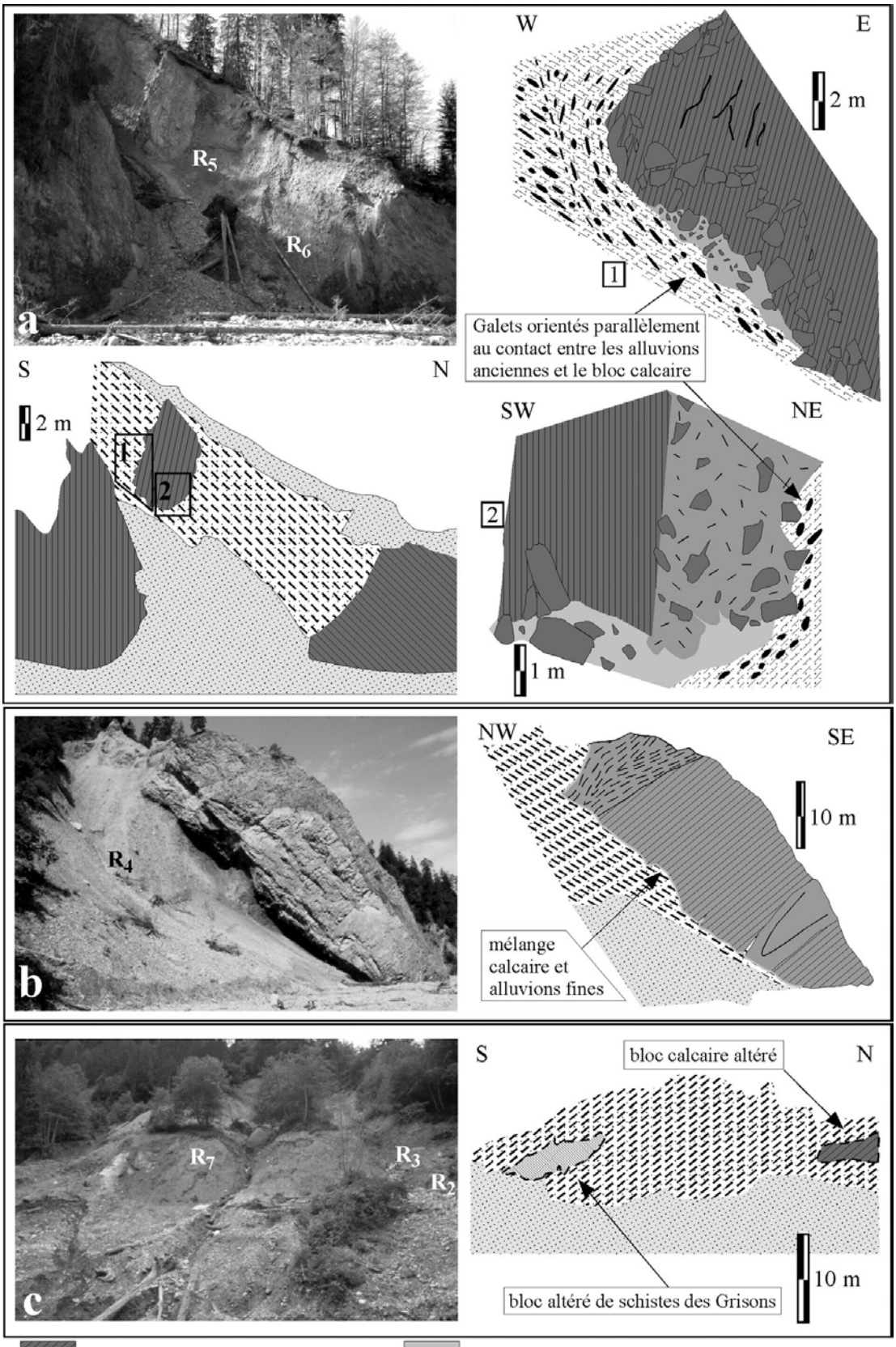

a
R5
R6
W
E
2 m
1
Galets orientés parallèlement au contact entre les alluvions anciennes et le bloc calcaire
S
N
2 m
1
2
SW
NE
2
1 m
b
R4
NW
SE
10 m
mélange calcaire et alluvions fines
c
R7
R3
R2
S
bloc calcaire altéré
N
10 m
bloc altéré de schistes des Grisons
Bloc calcaire altéré
Matériau calcaire
Bloc de schistes des Grisons
Mélange de calcaire et d'alluvions
Masse de moraines et d'alluvions anciennes
Dépôts de pente récents
Galet

Figure 3.54 (page précédente) Photographies et schémas interprétatifs des masses rocheuses mélangées dans le ravin de la Rabiusa (voir **Fig. 3.30b**). **(a)** Le premier affleurement est constitué de 3 blocs calcaires stratifiés dont un se situe au cœur des alluvions anciennes et matériaux morainiques. Des détails des contacts entre le bloc calcaire et les alluvions sont présentés en encarts 1 et 2. **(b)** Le second affleurement, décrit par Poschinger et Haas (1997), est situé 200 m en amont du premier (a). Le bloc massif de calcaire stratifié est incliné sur les alluvions et dépôts morainiques. Un morceau de bois, à la base de ce bloc, a été daté à 8360±85 ^{14}C ans non cal. BP (Schneider *et al.* 2001). Les galets sont injectés dans le bloc calcaire (voir en encart). **(c)** Cet affleurement est situé 100 m en amont de l'affleurement précédent (b) avec des blocs altérés de schistes des Grisons et de calcaires au sein des masses morainiques et d'alluvions. La bordure des blocs est imprécise, résultat de l'altération et du transport.

Le second site, situé 3000 m en amont de l'entrée du ravin de la Rabiusa, est constitué d'un affleurement de 200 m de haut, d'alluvions et de blocs altérés de calcaire et de schistes lustrés (**Fig. 3.53c**). Les blocs sont désintégrés et leurs contours avec les alluvions contigües sont mal définis. Il peut être difficile de distinguer les blocs altérés de schistes et de calcaires au sein de ces masses d'alluvions, lesquels contiennent beaucoup de galets de schistes lustrés et de calcaire.

Un comptage pétrographique des galets des alluvions anciennes a été réalisé afin de préciser leur source (**Tableau 3.07**). Les résultats du comptage révèlent que les galets sont variés en taille mais pas en source, avec prédominance des schistes des Grisons. Quelques éléments de calcaires se trouvent autour des blocs calcaires les plus gros au sein des masses d'alluvions, comme au niveau du second site précédemment décrit (**Fig. 3.53c**). A la différence des dépôts actuels du torrent de la Rabiusa, les masses d'alluvions anciennes contiennent des galets de granite. Ces éléments de granite se retrouvent également dans les dépôts fluviatiles actuels du Rhin Antérieur. Ces galets sont pétrographiquement assimilés au Massif cristallin de l'Aar, situé en amont et à l'Ouest de Flims (**Fig. 3.30a**).

Tableau 3.07 Résultats des comptages pétrographiques des galets dans le lit du Rhin Antérieur, de la Rabiusa ou au niveau des affleurements des alluvions anciennes de la Rabiusa.

	Schistes de Grisons				Quartz				Granite				Accessoires			
	P	M	G	%	P	M	G	%	P	M	G	%	P	M	G	%
T1	527	103	28	**75%**	183	25	2	**24%**	0	0	0	**0%**	5	0	1	**1%**
T2	383	59	24	**56%**	217	33	14	**32%**	42	16	7	**8%**	34	2	2	**5%**
T3	567	79	45	**68%**	175	12	10	**20%**	45	16	8	**7%**	51	1	0	**5%**
R1	103	43	16	**56%**	75	25	9	**38%**	7	3	1	**4%**	0	2	3	**2%**
R2	408	38	29	**73%**	159	13	3	**27%**	0	0	0	**0%**	5	0	0	**1%**
R3	335	39	19	**71%**	130	10	1	**26%**	6	1	3	**2%**	6	1	0	**1%**
R4	231	31	10	**61%**	109	3	7	**27%**	16	6	4	**6%**	28	1	1	**7%**
R5	214	41	19	**65%**	87	7	2	**23%**	10	7	1	**4%**	26	4	1	**7%**
R6	327	43	13	**67%**	142	22	2	**29%**	6	2	2	**2%**	13	1	0	**2%**
R7	194	42	14	**63%**	77	18	8	**26%**	1	1	0	**1%**	27	10	0	**10%**

P, M et G désignent les galets de petite (entre 2 et 5 cm), moyenne (entre 5 et 10 cm) et grande taille (> 10 cm).
T1, T2 et T3 sont les témoins ou cadres de relevés réalisés dans le lit actuel de La Rabiusa (T1) et du Rhin (T2 et T3) en amont des dépôts du glissement rocheux de Flims.
R1 à R7 sont les cadres de relevés réalisés sur les affleurements des alluvions anciennes de la Rabiusa (voir **fig. 3.53** pour localisation précise).

Quelques lentilles de galets ont été observées au sein des dépôts du glissement rocheux de Flims, entre les vallées du Rhin Antérieur et de la Rabiusa, au niveau de Sigl Ault à 945 m

(**Fig. 3.30b**). L'affleurement se présente en une petite carrière où les lentilles de galets apparaissent sur les fronts d'exploitation, au sein des dépôts carbonatés du glissement rocheux (**Fig. 3.55**). Le contact entre les lentilles de galets et les débris calcaires est strictement délimité par des éléments grossiers de calcaire. Ces observations confirment l'érosion basale du substratum par le glissement, et l'intégration des débris au sein de la masse en mouvement.

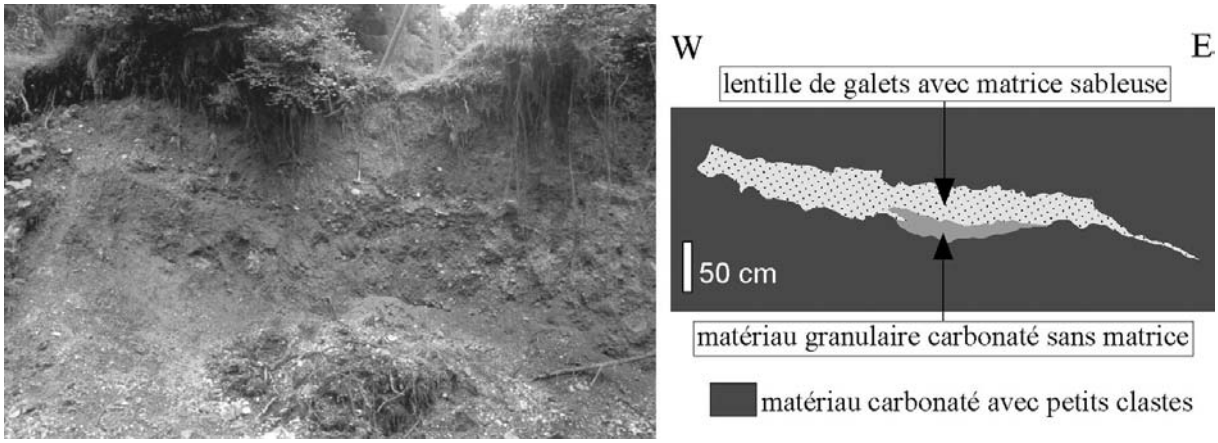


Figure 3.55 Photographie et schéma d'une lentille de galets dans les dépôts carbonatés du glissement rocheux de Flims, sur le front d'exploitation d'une carrière au niveau de Sigl Ault.

L'analyse granulométrique menée sur les échantillons prélevés dans les alluvions anciennes (**Tableau 3.06**) montre des courbes de fréquence cumulée regroupées dans un faisceau étroit (**Fig. 3.56**). Certains échantillons présentent jusqu'à 10 % de fines, d'où un classement relativement mauvais (de 2,5 à 4,5). Les fractiles sont dans l'ensemble homogènes, exception faite de l'échantillon n°NP99-17. Prélevé au contact d'un bloc calcaire, le matériau résulte du mélange entre les alluvions et les fragments calcaires. Le contact cisaillant est à l'origine d'un matériau dans l'ensemble plus fin. Le mélange est révélé par l'analyse minéralogique de ces alluvions anciennes, contenant toujours un signal de calcite-quartz fort, avec l'illite bien représentée, puis suivant l'échantillon avec de la dolomite, des plagioclases et de la chlorite. La calcimétrie oscille entre 30 et 71 % de carbonates, en fonction du lieu de prélèvement et de la concentration en éléments du glissement rocheux. Le taux important de carbonates de l'échantillon n°NP99-15 est à mettre sur le compte d'une richesse en dolomite $CaMg(CO_3)_2$ (présence de veines dans les éléments calcaires du glissement rocheux de Flims). L'échantillon n°NP99-20 est un peu particulier car prélevé dans un filon d'alluvions injectées dans un bloc calcaire (affleurement de la **Fig. 3.54b**). La proportion de graviers semble moins importante, avec plus de sable et de silt. On note une richesse en calcite et illite au détriment du quartz, de la dolomite et de la chlorite.

Tout en étant différente de celle réalisée sur des échantillons de la matrice des dépôts du glissement, la granulométrie des fines des alluvions anciennes présente également un profil bimodal (**Fig. 3.57**). On retrouve le pic à 3 µm, et le pic à 20 µm, lié à la taille des cristaux de calcite. Mais ce pic est secondé par un mode inédit autour de 13 µm, à mettre sur le compte d'autres minéraux.

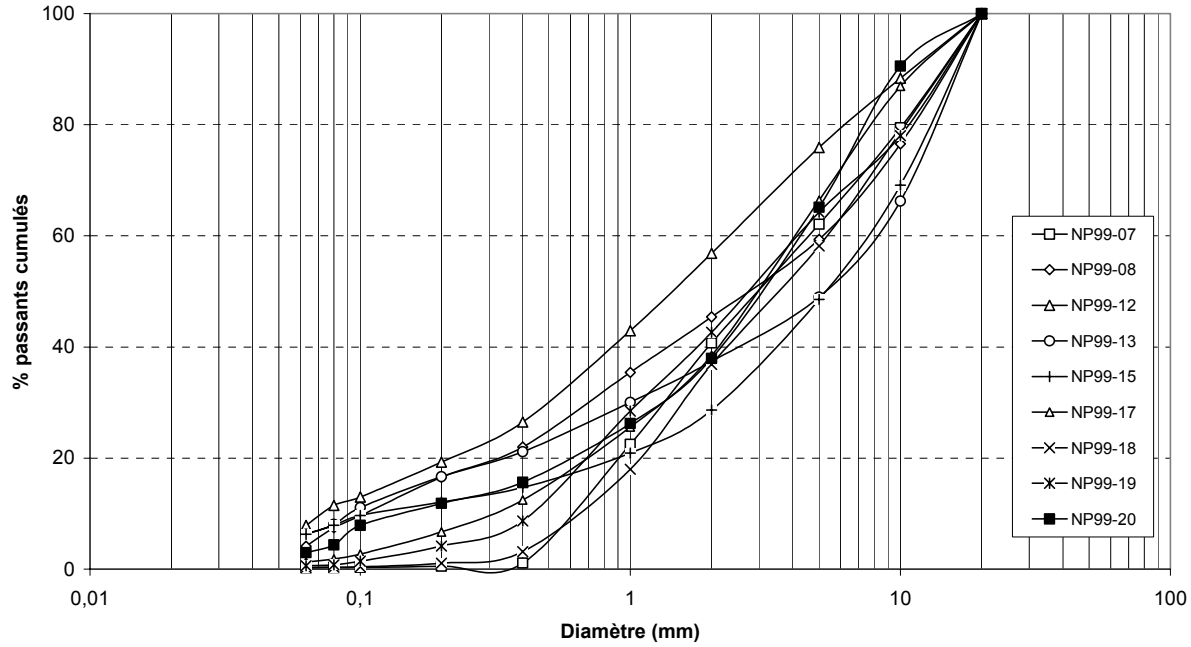


Figure 3.56 Courbes granulométriques des masses d'alluvions anciennes du ravin de la Rabiusa.

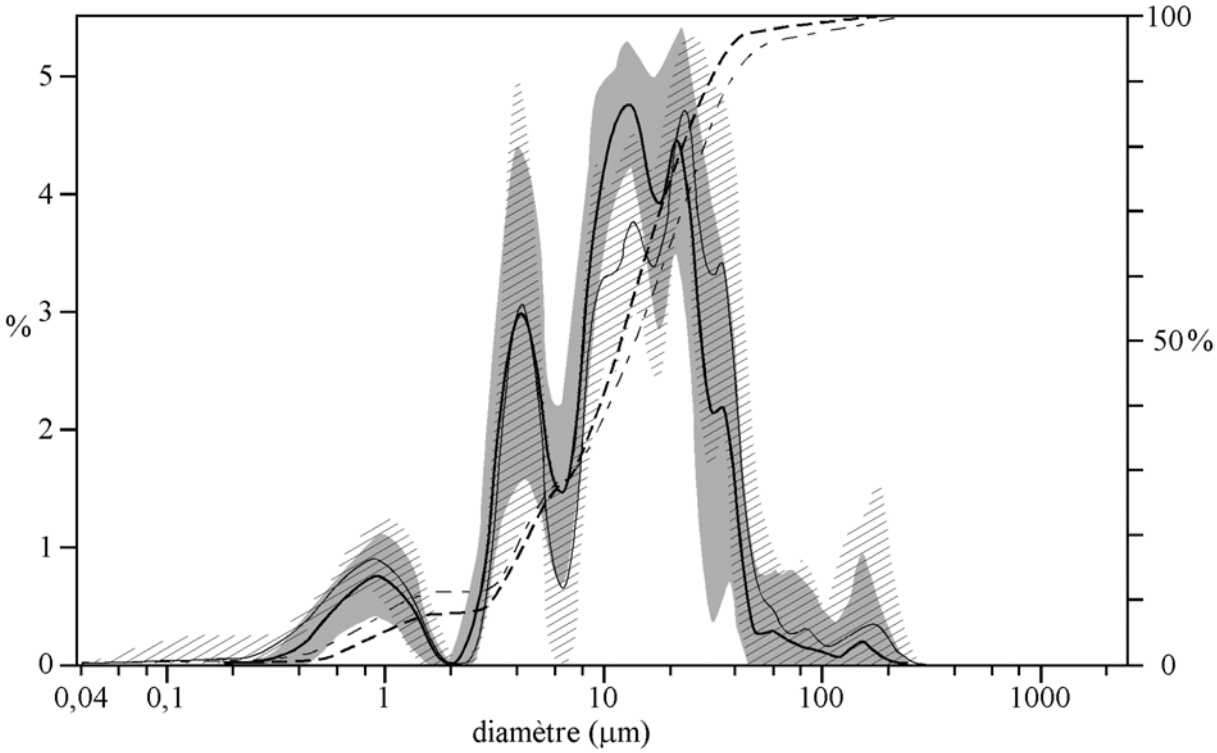


Figure 3.57 Résultats de la granulométrie laser réalisée sur les fines des masses d'alluvions anciennes du ravin de la Rabiusa (traits foncés). En grisé, l'incertitude est calculée en rapport avec les différents échantillons. En hachure, l'incertitude associée aux résultats granulométriques laser de la matrice des dépôts du glissement rocheux de Flims (traits fins).

La présence de quelques galets de granite dans les masses d'alluvions indique que les dépôts fluviatiles du Rhin Antérieur ont été érodés et poussés sur 4 km au front du glissement rocheux de Flims. Cet effet de bulldozer a pris place au front de la masse rocheuse en mouve-

ment dans le ravin de la Rabiusa, ainsi qu'en amont et en aval de la vallée du Rhin Antérieur. L'effet bulldozer peut, en plus, expliquer le mélange des débris du glissement avec les alluvions, et la désintégration des blocs de calcaire. Les alluvions n'ont pas été transportées en masse avec les débris du glissement rocheux, mais à son front, sans possibilité de lubrification. Le mélange reste toutefois limité au pourtour des blocs calcaires, sur quelques mètres. Plus loin, les alluvions présentent un aspect homogène et altéré.

g) Figures de fluidification

La masse rocheuse stratifiée est un témoin de l'absence de changement de comportement du glissement rocheux de Flims au cours du transport. Le système en cisaillement a perduré jusqu'à l'arrêt des débris, préservant l'aspect en bloc massif dans les dépôts. Cependant, on note deux rides, vers l'amont jusqu'à Castrisch et vers l'aval jusqu'à Bonaduz. Ces rides s'observent en cartographie, elles résultent de l'étalement de la masse rocheuse suivant l'axe de la vallée, après impact contre le versant opposé. Les monticules distaux en surface de ces rides peuvent être de vrais hummocks, comme l'indique le comportement fluide de ces masses rocheuses. Aucune structure interne particulière n'a été découverte dans ces dépôts distaux.
Par contre, au niveau de la Rabiusa, à la base de la colonne de roches, on note la présence d'un affleurement particulier, représenté par un gros bloc au sein de la matrice indurée (**Fig. 3.58**). La matrice présente une orientation préférentielle des grains, parallèlement aux surfaces du bloc. Certains éléments sont en contact avec ce plus gros, et semblent résulter de sa fracturation. On suppose un déplacement avec différentiel de vitesse entre le bloc et la matrice, arrachant au contact des éléments au bloc.

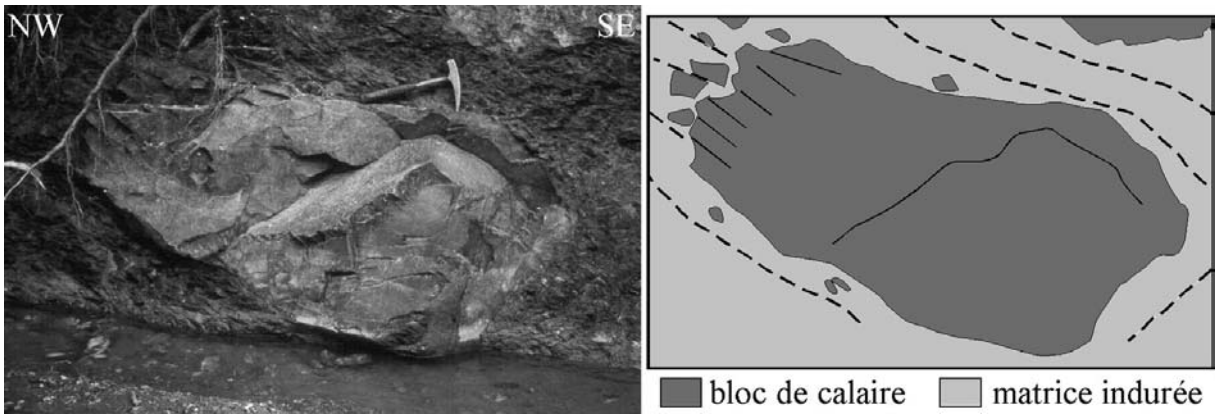


Figure 3.58 Photographie et schéma d'une structure observable en rive droite de la Rabiusa, dans les dépôts du glissement rocheux de Flims.

Les dépôts stratifiés du Canyon Suisse sont un indice du mode de transport en glissement multi-couches, relayé par la forme générale de la masse rocheuse figée lors de la collision contre le versant opposé de la vallée. Le matériau a considérablement évolué au cours du transport, notamment depuis les bordures. Il semble cependant que la topographie ait consommé trop d'énergie pour faciliter la mobilité en phase terminale du parcours. On en conclut que le glissement rocheux est typiquement un sturzstrom avorté avant sa transformation en avalanche de roches.

3.4. Le "glissement" de Köfels (Tyrol, Autriche)

3.4.1. Présentation

a) Description

Le glissement rocheux pré-historique de Köfels a affecté le versant rive gauche de l'Ötztal (**Fig. 3.59a** et **Fig. 3.59b**), 10 km en amont de la ville de Oetz (Tyrol, Autriche). L'Ötztal est un affluent de l'Inn, confluant à 45 km en amont d'Innsbrück. Köfels est le second plus grand glissement rocheux connu dans les Alpes, après Flims, avec un volume estimé à 3 km^3 (Heuberger *et al.* 1984). Les distances apparentes du parcours, verticales (H) et horizontales (L), sont respectivement estimées à 600 et 5400 m. Le coefficient apparent de frottement (H/L) vaut par conséquent 0,11. Cependant, les paramètres géométriques doivent être relativisés. La hauteur apparente de chute semble largement sous-estimée au regard des 1400 m de hauteur maximale de chute (mesurée entre le sommet de la niche d'arrachement à environ 2400 m d'altitude, et le fond de vallée entre 1000 et 1050 m). Dans ce cas, le coefficient apparent de frottement (proche de 0,26) est plus conforme à la faible mobilité apparente des débris rocheux (**Fig. 3.59c**). L'absence d'étalement suivant l'axe de la vallée fait que le point le plus éloigné atteint par les débris rocheux se trouve sur le versant opposé, et non en fond de vallée. A cela s'ajoute une épaisseur des dépôts atteignant 500 m, d'où une estimation tronquée de l'importance de la chute.

b) Géomorphologie

La vallée de l'Ötztal a un profil glaciaire en U, avec un fond plat. Entre Oetz et Langenfeld, la rivière s'écoule dans une vallée large de 500 à 1500 m, avec de fortes pentes comprises entre 25° et 70° pour l'escarpement sub-vertical. Le fond de la vallée est perturbé en plusieurs endroits par des dépôts de pente, notamment entre Oetz et Umhausen. La vallée de l'Öztal est bloqué au niveau de sa confluence avec l'Inn par les dépôts calcaires à surface chaotique du glissement de Tschirgant (H/L = 0,16, V = 0,2 km^3, Abele 1997).

L'Ötztal a incisé les dépôts pour former la gorge de Maurach, de 400 m de profondeur dans la partie centrale (**Fig. 3.59**). La majeure partie de la masse rocheuse présente une certaine consistance avec de nombreux blocs de très grande taille, et des pentes dépassant les 40°, donnant l'impression d'une roche en place plus que de débris (Erismann et Abele 2001). La rivière passe de 1149 m à 1035 m entre l'amont et l'aval de la gorge de Maurach. Les dépôts ont une altitude maximale de 1442 m (Hoher Bichl) en rive gauche de la rivière, et de 1680 m (Wolfsegg) en rive droite. Le Wolfsegg est le point culminant d'une crête en surface des dépôts (Tauferberg), sans doute résultat d'une remontée topographique de 100 m minimum sur le versant opposé de la vallée (Erismann et Abele 2001).

La masse rocheuse a été fortement contrainte par l'impact contre le versant opposé de la vallée de l'Ötztal. On constate également l'absence d'étalement de la masse rocheuse de Köfels suivant l'axe de la vallée, et une épaisseur remarquable (plus ou moins identique à l'épaisseur des dépôts de Flims, pour un volume 4 fois moins important). La masse rocheuse a glissé depuis

la crête de Fundus, et est restée compacte en dépit du transport (Heuberger *et al.* 1984). On peut donc être surpris du très faible coefficient apparent de frottement présenté par le glissement rocheux de Köfels (H/L = 0,11), illustrant les limites de ce paramètre. Il convient donc de se rapporter au coefficient de frottement mesuré entre les centres de gravité des masses rocheuses avant et après mobilisation (H'/L' = 0,21).

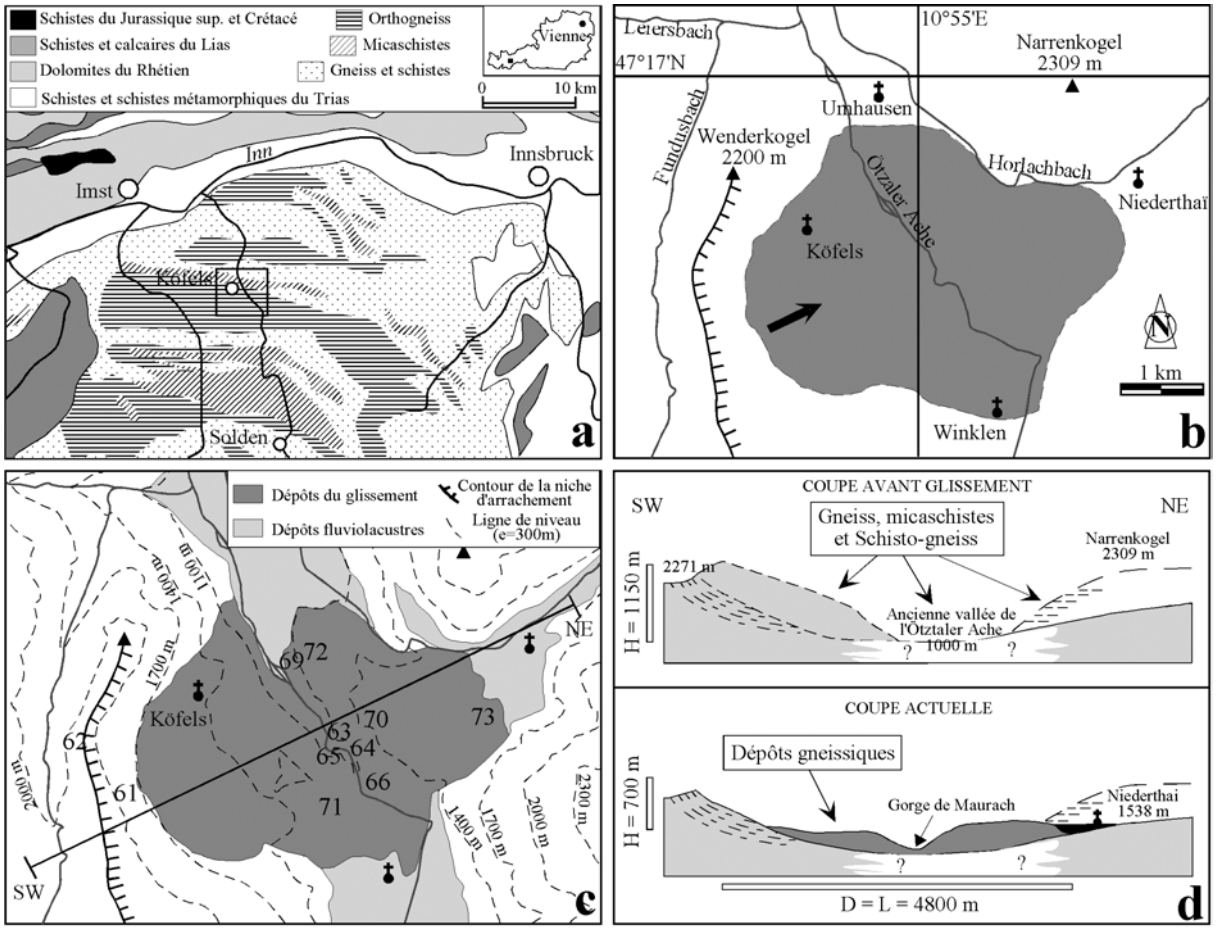


Figure 3.59 Cartes et coupes de localisation des dépôts du glissement rocheux de Köfels. (a) carte géologique de la zone d'étude ; (b) limites des dépôts du glissement rocheux de Köfels (en teinte grise), avec les principales localités ; (c) carte topographique des dépôts du glissement rocheux de Köfels et des dépôts post-glissement. Les chiffres sont associés aux figures relatives aux affleurements décrits ; (d) coupes avant et après glissement au travers de la vallée de l'Ötztal.

c) Contexte géologique et structural régional

Le fleuve alpin l'Inn, en amont d'Innsbrück, a creusé sa vallée au sein des formations du Trias (schistes plus ou moins métamorphiques). D'orientation Ouest-Est, la rivière suit la trace du contact entre le substratum, au Sud, et la couverture, au Nord, de la zone Austro-alpine (**Fig. 3.59a**). La dépression de l'Inn est une zone sismiquement active, manifestation de la compression néotectonique vers le Nord continuant à former les Alpes (Eisbacher et Clague 1984). La zone austro-alpine est constituée d'unités d'affinité apulienne chevauchant à la fois la molasse d'Avant-Pays et la zone pennique (Dercourt 1996). Les fenêtres tectoniques de Tauern et d'Engadine permettent d'observer directement cette superposition (**Fig. 3.01**).

Le substratum, daté du Paléozoïque, renferme des phyllites, du gneiss ainsi que quelques roches carbonatées. La couverture est relativement épaisse, formée de schistes, marnes, calcaires et dolomies du Mésozoïque.

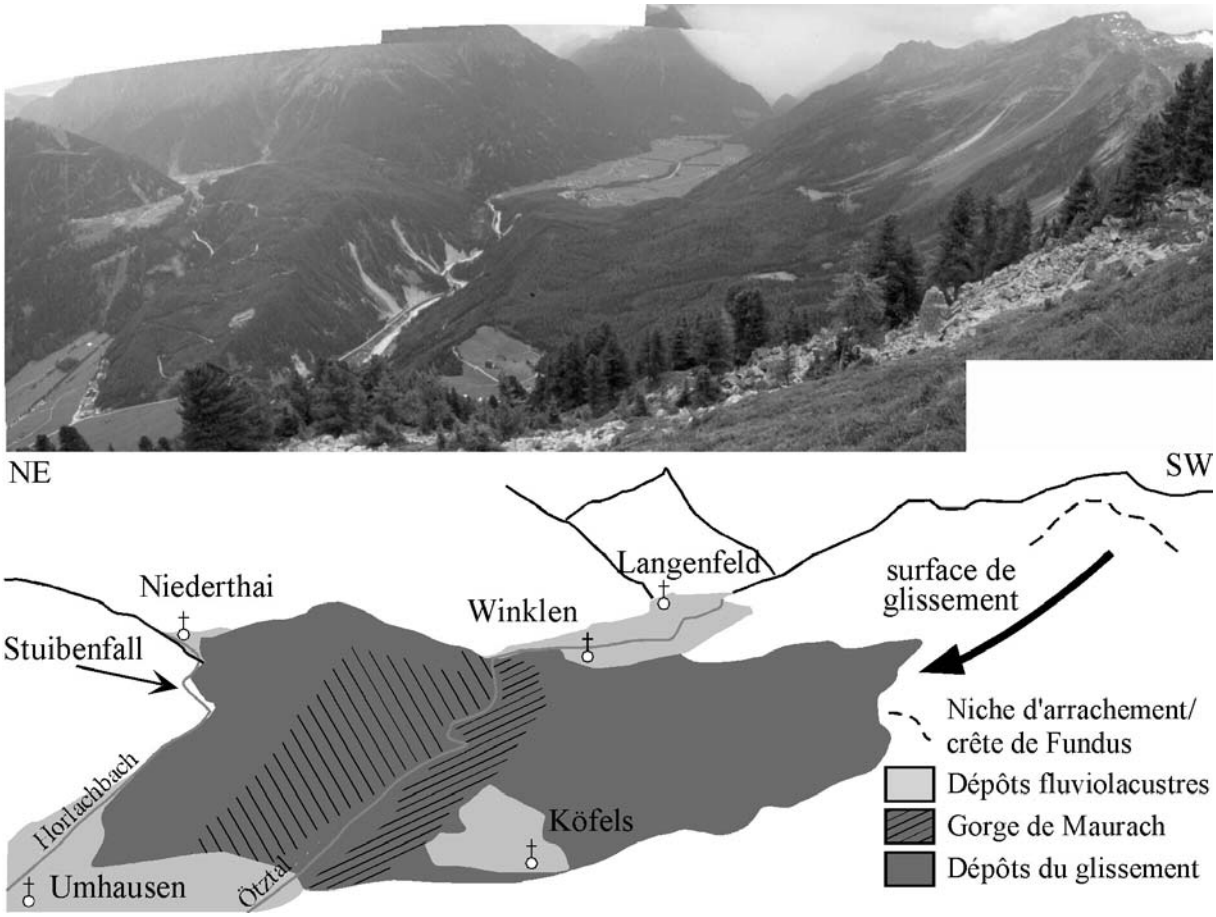


Figure 3.60 Panorama de la vallée de l'Ötztal au niveau des dépôts du glissement rocheux de Köfels, observés vers l'amont depuis le Wenderkogel (voir **Fig. 3.59b**).

d) Géologie de la zone source

L'Ötztal est un torrent d'orientation Nord-Sud s'écoulant dans une vallée glaciaire sculptée à travers les gneiss, les amphibolites, et les micaschistes du substratum austro-alpin (Eisbacher et Clague 1984). Le glissement rocheux de Köfels a mobilisé une grande partie du versant de Stubenwald, à l'origine de la topographie actuelle de la crête de Fundus au sud du Wenderkogel (2200 m). L'escarpement sommital, de 200 m de hauteur au maximum, révèle principalement des orthogneiss à gros cristaux de quartz, de feldspaths et de muscovites (5 cm de diamètre). Ces orthogneiss forment une ceinture de 6,8 km de long et 3,8 km de large, traversant la vallée de l'Ötztal (Heuberger *et al.* 1984). La foliation est marquée par des passées riches en micas, allant jusqu'aux micaschistes (muscovites et biotites). On note également la présence de quartzite avec de fins cristaux de quartz. La foliation est toujours soutenue par les cristaux de micas. Les surfaces de foliation semblent plus abondantes en partie centrale du versant (plutôt micaschistes) qu'au niveau de la crête (roche plus massive de type orthogneiss). On retrouve cette succession verticale dans les dépôts, avec les blocs de gneiss massifs en surface au niveau du Tauferberg.

La niche d'arrachement sous la crête de Fundus a la forme d'un cirque (**Fig. 3.59c** et **Fig. 3.59d**), donnant l'impression d'avoir été décapitée (Erismann et Abele 2001). La crête devait être 200 m plus haute qu'actuellement, pour obtenir un volume comparable aux dépôts et retrouver une crête à pente plus homogène (**Fig. 3.61**). Cette forme résulte directement de l'orientation des plans de foliation des roches métamorphiques, qui se redressent au niveau de la crête, de 25 à 30° en moyenne et jusqu'à 45° sous le Wenderkogel. La fracturation est modérée, avec quelques éboulis frais renfermant des blocs assez bien classés, de taille moyenne 0,5-1 m^3. On note en particulier un éboulis de gros blocs au niveau du col de Fundusalm, en arrière de la niche d'arrachement (**Fig. 3.62**). Cet éboulis est probablement contemporain du glissement de Köfels, avec une chute dans le vallon de Fundus d'une partie des débris. Cette masse rocheuse est très résistante, mais la fracturation pré-existante a permis l'individualisation de blocs de grandes dimensions, retrouvés intacts dans les dépôts.

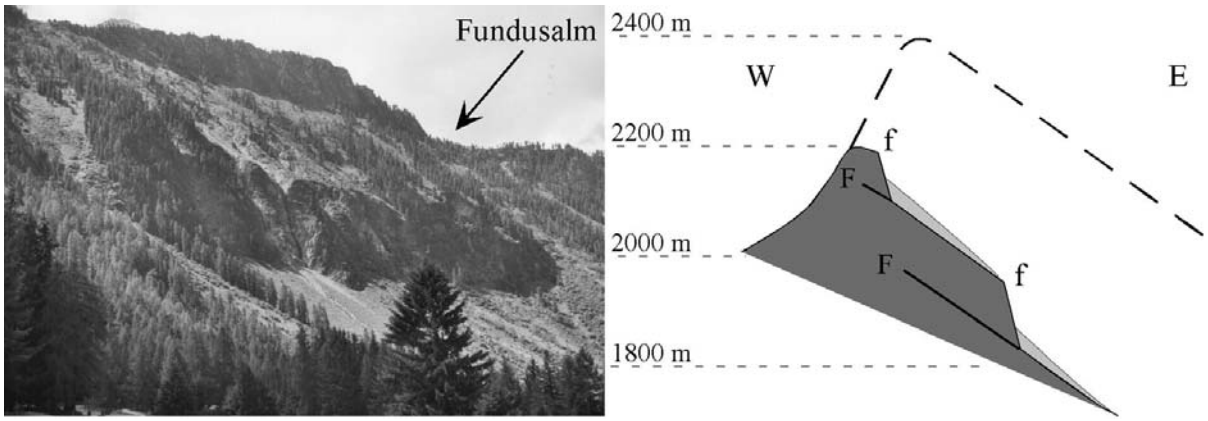


Figure 3.61 Photographie et coupe représentatives de la crête de Fundus, zone source du glissement de Köfels. On note les surfaces de foliation (F) inclinées favorablement à la pente de 20 à 30° vers l'Est, et quelques fractures (f) d'orientation parallèle au versant, inclinées de 45 à 70° vers l'Est. La trace de la masse rocheuse initiale supposée est représentée par des pointillés gras.

e) Histoire quaternaire et datation

La masse glissée pré-historique de Köfels est à l'origine d'un bouleversement de la sédimentation dans la vallée de l'Ötztal, perturbant les estimations du volume réel de la masse glissée. Il semble que le fond de vallée soit à 130 m sous la rivière Ötztal, comme en atteste une série de forages réalisés à l'entrée de la gorge de Maurach, dans le bassin de Langenfeld et des estimations autour de Umhausen (Klebelsberg 1951, Heuberger 1975, Erismann *et al.* 1977, Heuberger *et al.* 1984). Le volume des dépôts de Köfels serait donc plus proche de 3 km^3, que de 2,1 km^3 initialement proposé (Heuberger *et al.* 1984).

Les dépôts de Köfels ont bloqué l'écoulement de l'Ötztal et de son confluent, l'Horlachbach, sur sa rive droite (**Fig. 3.60**). Ce torrent a été dévié vers le Nord, avant de plonger de 150 m au niveau des cascades de Stuiben, érodant de 6 à 7 m la roche en place. Ce torrent est également à l'origine d'un large cône de débris sur lequel s'est développé le village de Umhausen. De nombreux épisodes de laves torrentielles furent à déplorer, notamment du 9 au 11 juillet 1762 avec destruction de 70 habitations et 9 victimes (Eisbacher et Clague 1984). Un nouveau village s'est alors construit en bordure du cône de débris, à Neudorf.

Figure 3.62 Photographie de l'éboulis de gros blocs au niveau du col de Fundusalm, en arrière de la niche d'arrachement du glissement de Köfels.

En arrière du barrage formé par les dépôts du glissement rocheux de Köfels, l'Ötztal bloquée a formé un lac. Le comblement progressif de la cuvette est à l'origine de la zone plane entre Winklen et Langenfeld (**Fig. 3.60**). A Langenfeld, les sédiments lacustres sont estimés à 92 m de puissance sous le niveau de la rivière (Klebelsberg 1951). Il semble que le lac n'ait pas atteint la côte maximale du barrage naturel. Un drainage progressif fut effectif au sein des dépôts fracturés du glissement rocheux, avant effondrement par déstabilisation. Deux tunnels ont permis l'écoulement de l'eau au départ de Winklen : l'Hennental et la future gorge de Maurach (Heuberger *et al.* 1984, Sorensen et Bauer 2003). L'infiltration a été plus aisée dans les dépôts très fracturés, au contact du versant opposé de la vallée de l'Ötztal. De nombreux affleurements au sein de la gorge de Maurach témoignent de cette infiltration, sous la forme d'un faciès lessivé avec des blocs arrondis dans une matrice sableuse (**Fig. 3.63**). Les tunnels d'infiltration sont situés à une altitude d'environ 1200 m. La côte maximale du lac de barrage n'a pas dû atteindre la crête des dépôts (point bas vers 1400 m).

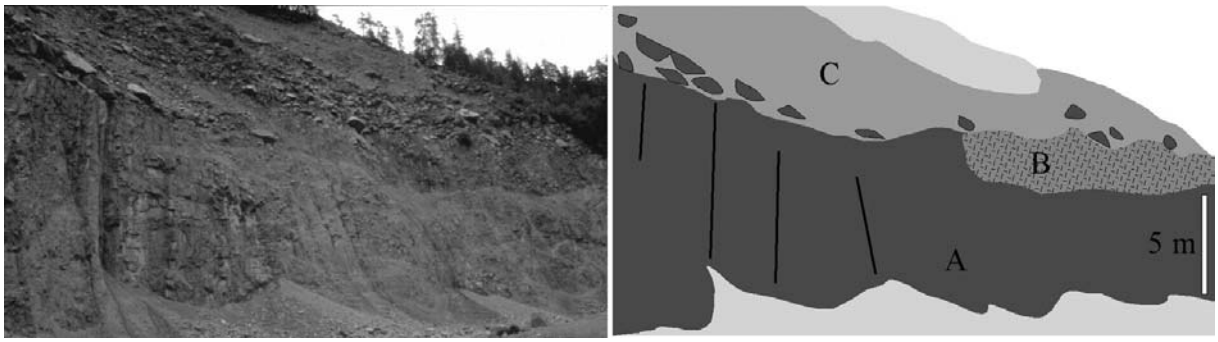


Figure 3.63 Photographie et schéma du faciès lessivé (C) observable dans la gorge de Maurach. Un niveau massif de gneiss forme la base de l'affleurement (A), avec la foliation sub-verticale. Un niveau cataclasé (B) apparaît au sommet du niveau massif, avec de nombreuses fractures et grains anguleux. Le niveau lessivé (C) consiste, à la base, en des blocs instables et émoussés de grandes dimensions (jusqu'à 2 m de diamètre) au sein d'une matrice granulaire sableuse. Le contact entre les différents niveaux est ondulant et par endroits peu marqué. Il ne s'agit pas d'un contact érosif.

Heuberger *et al.* (1984) rapportent l'existence de dépôts glaciaires au niveau de Tauferberg et de Niederthai, mais pas au niveau de Köfels. Il s'agit notamment de surfaces glaciaires polies au sommet des dépôts du glissement rocheux. De telles surfaces ont pu être transportées sans être perturbées par le transport. L'absence de telles structures au niveau du village de Köfels laisse supposer que l'événement est post-glaciaire. Une galerie creusée sous le Tauferberg a mis à jour un contact entre des alluvions fluvio-glaciaires et la masse glissée. Un morceau de

bois découvert dans ces alluvions a été daté à 8710±150 ^{14}C ans non cal. BP (Heuberger 1966, Heuberger *et al.* 1984). Cet âge a depuis été calibré relatif à l'année 1995 à 9800±100 ^{14}C ans cal. BP (Ivy-Ochs *et al.* 1998, Kubik *et al.* 1998).

3.4.2. Observations et analyses de terrain

a) Introduction

En passant de Umhausen à Langenfeld par les gorges de Maurach, on remarque l'étonnante préservation de la masse rocheuse, faisant plus penser à de la roche en place qu'au dépôt d'un glissement rocheux. De nombreuses structures témoins du glissement majeur subsistent dans les dépôts, apportant de riches informations sur les processus de transport. On note en particulier : le problème lié à la découverte de frictionite, l'aspect in situ du niveau basal et cataclasé au sommet, ainsi que la poussée frontale d'alluvions.

b) La frictionite

Dans les dépôts du glissement rocheux de Köfels, on rapporte l'existence d'une roche poreuse à teinte brune, parfois noire : du verre. Aucun échantillon n'ayant été découvert, il ne nous a pas été possible d'étudier ce matériau. La "ponce" de Köfels affleurait par morceaux en surface des terrasses ou dans les dépressions autour du village (Heuberger *et al.* 1984). Plus récemment, de petites veines de verre non poreux de 1 mm à 3 cm d'épaisseur ont été découvertes dans la gorge de Maurach, près du Pont de Köfels, 300 m sous la surface des dépôts (Masch *et al.* 1985). Cette roche, très poreuse et facile à travailler, était connue des artisans locaux qui l'utilisaient pour polir le bois et pour sculpter des décorations (Erismann et Abele 2001). Collectionnée comme trophée, cette roche est devenue difficile à trouver *in situ* de nos jours (Heuberger *et al.* 1984).

Selon Heuberger *et al.* (1984), les morceaux découverts autour du village de Köfels n'étaient pas en place. Par contre, les veines de verre découvertes par Masch *et al.* (1985) dans la gorge de Maurach étaient à l'affleurement. Ces veines de 1 à 3 cm d'épaisseur étaient accompagnées d'une gouge de 2 cm d'épaisseur, le tout dans du gneiss cataclasé. Erismann et Abele (2001) parlent simplement de couches fines de particules sableuses amorphes avec aspérités, parfois des traces de fusion résultat du cisaillement en une brèche fine. Certaines particules dans les surfaces de glissement présenteraient des indices de fusion en traces, mais facilement altérables par les premières pluies. Ces niveaux seraient soulignés actuellement par des teintes ocre-rouille résultats de l'altération (Masch *et al.* 1985).

Les "ponces" de Köfels se présenteraient sous la forme d'un verre rocheux poreux à non poreux, correspondant pétrographiquement à des gneiss et orthogneiss (Hammer 1924, Erismann et Abele 2001). En microscopie, ont été observés des cristaux de quartz, de feldspaths ainsi que de rares biotites. Les clastes seraient anguleux, avec de nombreuses inclusions, et corrodés par fusion. Masch *et al.* (1985) rapportent notamment de nombreuses veines de verre dans les cristaux de quartz. Ce verre présenterait de rares évidences d'une recristallisation, par refroidissement rapide, avec quelques microlites.

L'analyse microscopique a été détaillée par Leroux et Doukhan (1993) et Leroux dans le cadre de sa thèse (1994).

- Les cristaux de quartz situés à 20 mm de la zone de cisaillement ne présentent pas de défaut particuliers, juste quelques précipitats solides et des bulles d'eau. Au MET, ces grains de quartz révèlent une forte densité de dislocations en configuration de glissement. A 20 mm de la zone de cisaillement, le comportement de la roche est de type fragile.
- La zone de cisaillement renfermerait un matériau amorphe, mélange de minéraux riches en silice. Les grains de quartz seraient traversés par des veines de silice amorphe, en un réseau complexe découpant le cristal en petits pavés. Quelques microlites ont été observés, de 0,01 à 0,1 μm, presque tous dans les quartz. Au MET, les grains de quartz contiendraient des défauts plans. La déformation a dans ce cas un comportement de type ductile.

Leroux (1994) relève un fort gradient de déformation de la zone de cisaillement vers l'éponte. Cette déformation intense s'associe à un fort gradient thermique, lié à la faible conductivité thermique de la roche. A 20 mm de la zone de cisaillement, les quartz témoigneraient de l'absence de réelle montée en température. Deux étapes successives de déformation se succèderaient (Leroux et Doukhan 1993), la première cassante à faible température et la seconde ductile à forte température. La fusion a pu prendre place lorsque la température de la zone de cisaillement a atteint localement 1300°c, affectant préférentiellement les minéraux hydratés comme les amphiboles et les biotites (Leroux et Doukhan 1993). A des températures de 1300°C (soit 85 % de la température de fusion), et à des pressions de confinement de 1,5 GPa, un grain de quartz pur doit avoir une déformation cassante (Doukhan et Trépied 1985). Par contre, avec une certaine teneur en eau (100 à 1000 ppm), la déformation devient ductile (Leroux et Doukhan 1993). Le refroidissement a été rapide, avec simplement quelques intrusions dans les gneiss le long des fractures. La température a pu atteindre localement 1700°C, avec une fraction volumique de fondus atteignant les 30 % d'après Milton (1965).

La découverte de ces roches fondues a amené de nombreux auteurs à proposer des théories, parfois discutables, pour expliquer leur formation. Pichler (1863) pense que seul un volcan est capable de développer autant d'énergie pour arriver à la fusion de la roche. Hammer (1929) et Reithofer (1932) avancent l'idée d'un glissement induit par l'intrusion d'un petit batholite. Suess (1937) et Stutzer (1937) proposent l'hypothèse de l'impact d'une météorite, basé en partie sur la forme en "cratère" de la vallée au niveau des dépôts du glissement de Köfels. Preuss (1971, 1974) et Heuberger (1966, 1975) ont confirmé, par des analyses pétrographiques, les conditions de sub-surfaces de formation de ces roches, résultats d'une forte chaleur :

- Absence de témoin d'un matémorphisme de choc ou de contact (par déformation ou chaleur) ;
- Matériau résultat d'une fusion et non d'un choc (particules de quartz non fondus) ;
- Cristaux de quartz et de feldspaths non choqués ;
- Absence de particules éjectées autour du "cratère" ;
- Contact net entre la roche préservée et la roche fracturée (absence de gradient de déformation).

Preuss (1971, 1974) indique que ces matériaux fondus révèlent les surfaces de glissement, comme un résultat des frottements. Cela nécessite de transformer la majeure partie de l'énergie disponible en chaleur. Heuberger *et al.* (1984) parlent de ponces, à connotation volcanique ; Masch *et al.* (1985) utilisent le terme tectonique de hyalomylonites, caractérisant les domaines de déformation profonde. Erismann *et al.* (1977) proposent le terme de frictionite comme produits partiellement fondus générés par frottement près de la surface et ayant subi des processus exogènes dépendant exclusivement de la gravité (Erismann et Abele 2001).
De nombreuses explications ont été avancées concernant la disparition de ces roches à l'affleurement : exploitation, collection et altération. Il semble toutefois que l'épaisseur de ces veines de verre était très limitée (quelques centimètres au maximum). L'abondance des observations sert de témoins à leur existence. Ces matériaux soulignent des zones de cisaillement, engendrées par le glissement. Les frottements ont développé des températures très fortes, allant jusqu'à la fusion des surfaces des particules, principalement des minéraux hydratés, abaissant la température de fusion. Ce phénomène très rapide, avec brusque refroidissement, caractérise l'importance du cisaillement sur la réduction granulométrique de la roche, naissant au niveau de surfaces majeures conséquences du glissement. Le comportement ductile exceptionnel se concentre le long de ces surfaces, mais les épontes sont progressivement affectées par une fracturation et une dislocation à l'échelle du cristal. La réduction granulométrique de la roche débute à l'échelle atomique par une accommodation des déformations, aboutissant à la rupture.

c) Niveau basal fracturé

Au-delà de la présence probable de frictionite, les surfaces de cisaillement sont soulignées par un matériau fin sableux témoignant du comportement cisaillant de la masse rocheuse. La fusion de la roche est un indicateur de l'intensité des frottements. Dans la gorge de Maurach, les portions profondes ont maintenu leur fabrique originale, malgrè une intense fracturation. Ces portions sont surmontées d'un niveau cataclasé contenant de gros blocs et une matrice graveleuse à sableuse. Vers la surface des dépôts, le matériau devient beaucoup plus grossier, avec des blocs volumineux.
Le niveau basal fracturé consiste en une lame de gneiss de 10 m d'épaisseur (visible à l'affleurement, mais sans doute plus profonde sous le lit de la rivière) avec de nombreuses fractures. La roche a fortement résisté au cisaillement avec une fracturation fermée et sans déplacement individuel des grains. La roche est explosée, mais les grains sont restés en contact sans interaction ou comportement fluide. On est frappé par cette intégrité apparente de la roche, faisant penser à du substratum en place (**Fig. 3.64**). Les preuves du déplacement résident dans l'étude de la fracturation et de l'orientation des plans de foliation. La fracturation est très abondante, avec de nombreuses figures en jigsaw observables à toutes les échelles (**Fig. 3.65**). La foliation est préservée, en plans inclinés de 45 à 90°, à orientation variable mais préférentiellement vers le Nord. Ces orientations sont totalement différentes des plans de foliation des gneiss en place (inclinés au maximum de 45° vers N060 à N125). La lame de roches a par conséquent opéré une rotation d'au moins 90°. Ces différences témoignent d'un basculement de la roche

au cours du glissement, avec redressement de ces surfaces lors de la remontée topographique. La fracturation peut résulter de la désintégration de la lame de roche par effet de chocs lors de l'arrêt par collision contre le versant opposé de la vallée de l'Ötztal.

Figure 3.64 Photographie du niveau basal massif ressemblant au substratum en place. On remarque une fracturation abondante et la foliation inclinée vers l'aval de la gorge de Maurach (vers la gauche).

Figure 3.65 Photographie du niveau basal fracturé avec schéma de fracturation de type jigsaw.

Au-dessus de ce niveau fracturé mais massif, on peut observer, en divers endroits, des lames de roches cataclasées (**Fig. 3.66**). Cela consiste en un assemblage de fragments de gneiss dans une matrice sableuse. Deux prélèvements ont permis une analyse minéralogique et granulométrique (**Tableau 3.08**). La matrice renferme principalement des grains de quartz et de feldspaths, ainsi que de la muscovite altérée en illite. Les chlorites forment les minéraux accessoires. Les résultats granulométriques par tamisage (**Fig. 3.67**) montrent un très mauvais classement (4 et 6). Les courbes de fréquence cumulée présentent une pente régulière, avec respectivement 6 et 13 % de fines. Cependant, il est à noter que le prélèvement d'une quantité suffisante de matrice a nécessité l'extraction de nombreux blocs de taille supérieure à 20 mm de diamètre. Cette matrice est par conséquent très peu abondante au sein de la masse rocheuse, uniquement dans les zones cataclasées au-dessus du niveau massif, ou par endroits au sein des lames de roches préservées (niveau B sur la **Fig. 3.63**). On l'estime au moins à 10 % du volume total des débris rocheux. Les fines ont fait l'objet d'une analyse par granulométrie laser (**Fig. 3.68**), permettant de relever un mode et une moyenne très proches (18 et 24 μm). On retrouve l'artefact matériel avec la cloche autour de 1 μm. La courbe de fréquence est de tendance bimodale, avec un premier pic à 3 μm et une second très étalé autour du mode à 24 μm. Ce matériau résulte sans doute du cisaillement des blocs de gneiss entre eux, produisant un matériau fin à base de particules argileuses type illite-chlorite et de morceaux de quartz et de feldspaths. Cette matière fine s'observe en continuité à l'interface entre les grains, sorte de poudre blanche résultat des frottements. La position de ces lames de roches cataclasées au sein de la gorge de Maurach laisse supposer une réduction granulométrique par compactage de la masse rocheuse entre le versant opposé de la vallée de l'Ötztal et la masse rocheuse arrivant en arrière. Dans ce cas, des interactions entre grains ont lieu, avec explosion des particules de gneiss, formant un schéma de fracturation de type radiale explosif (**Fig. 3.69**). Ce ni-

veau sert également d'interface entre la lame de roches massives préservées à la base, ayant subi le moins de déplacement, et la partie supérieure ayant poursuivi son parcours.

Figure 3.66 Photographie du niveau inférieur cataclasé des dépôts du glissement rocheux de Köfels, dans les gorges de Maurach. Au premier plan, l'Ötztal s'écoule vers la gauche.

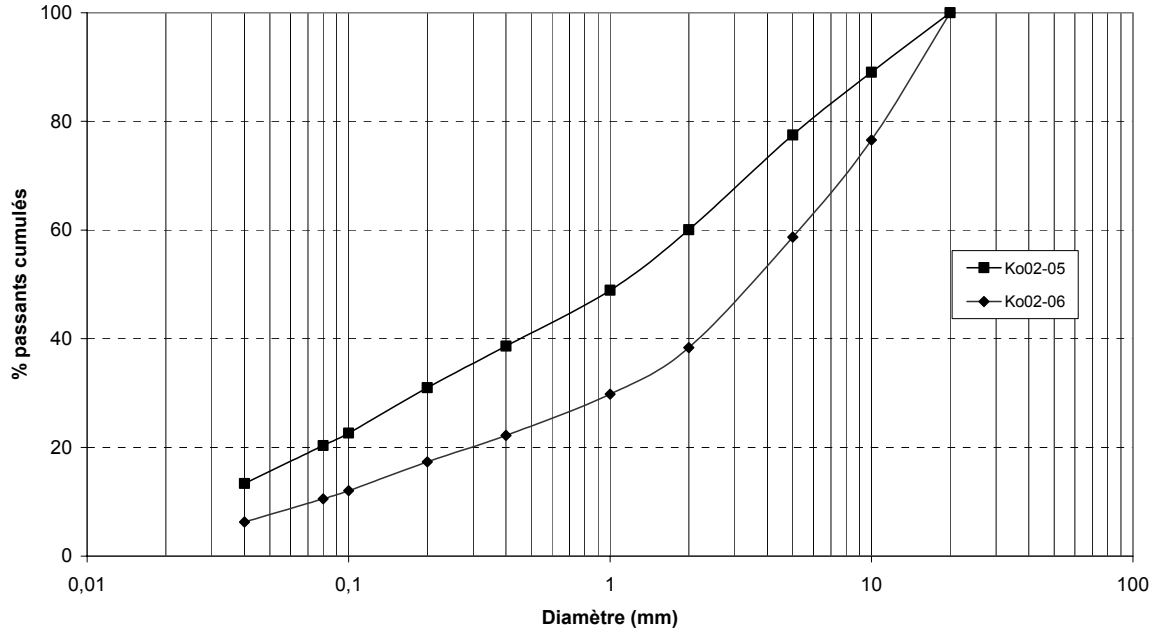


Figure 3.67 Courbes granulométriques des échantillons de matrice des dépôts cataclasés du glissement rocheux de Köfels (voir **Tableau 3.08**).

Tableau 3.08 Liste des échantillons et résultats des essais réalisés pour les dépôts associés au glissement rocheux de Köfels.

Echantillons Köfels					Granulométrie par Tamisage						Granulométrie Laser								C. Simple	Ind./Micros.		
					D10	D25	D50	D75	D90	Cl.	Moy.	Mode	Cl.	As.	Silt	Arg.	Ca	RX	Rupt.	XY	XZ	YZ
n°	Site	Localisation	Caractéristique	Date	mm	mm	mm	mm	mm		µm	µm			%	%			MPa			
NP02-05	3	Carrière Pont	matrice	mai-02	-	0,12	1	4,3	10	5,99	16,78	23,81	0,92	1,28	81,23	18,77		TF				
NP02-06	7	Sous Taufererberg	matrice	mai-02	0,07	0,6	3,5	9,5	10,5	3,98	19,12	23,81	0,92	1,26	83,8	16,2		TF				
NP02-10	8	Côté Wolfseg	alluvions	juil-02	pas d'essai																	

Granulométrie par tamisage : particules inférieures à 20 mm
Granulométrie laser : fines, soit les particules inférieures ou égales à 40µm
Cl. : classement ; As. : Asymétrie ; Arg. : fraction argileuse ; Silt : fraction silteuse
RX : étude minéralogique par diffraction des rayons X, sur roche totale (T) ou sur les fines (F)

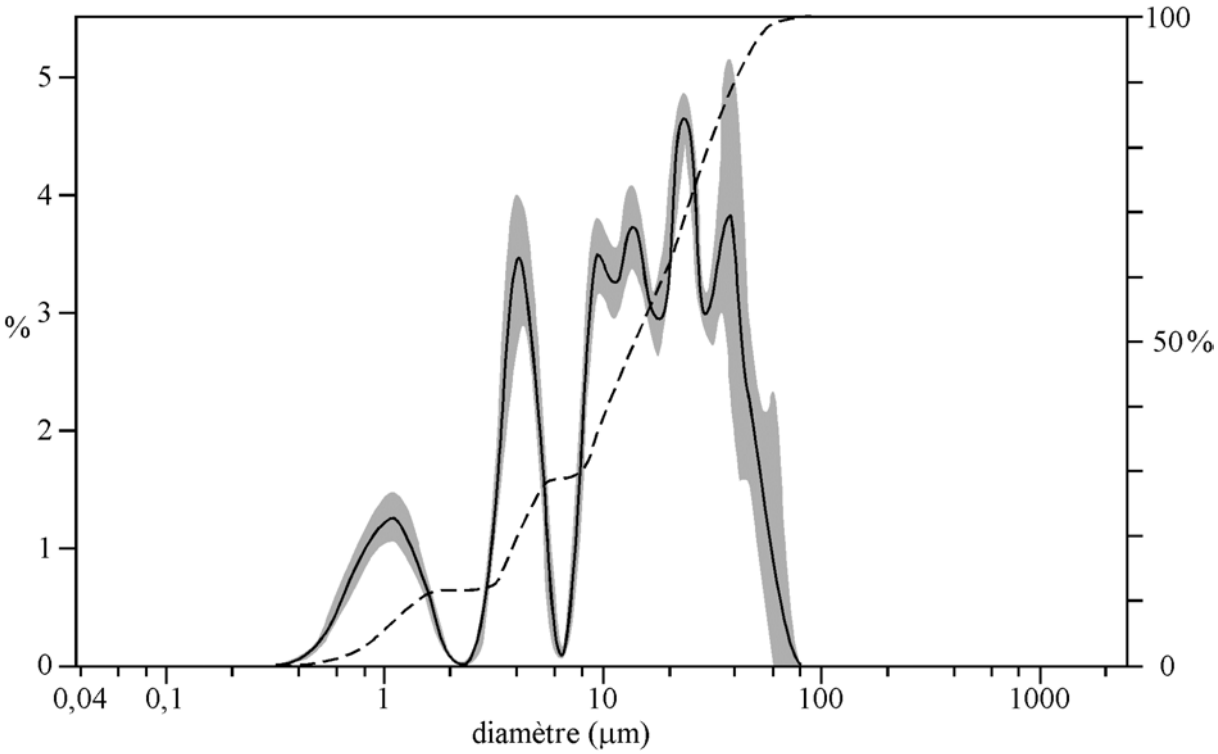


Figure 3.68 Résultats des essais de granulométrie laser réalisés sur les fines (voir **Tableau 3.08**). La zone grisée repère l'incertitude tenant compte de deux échantillons pour le calcul de la moyenne (courbe épaisse).

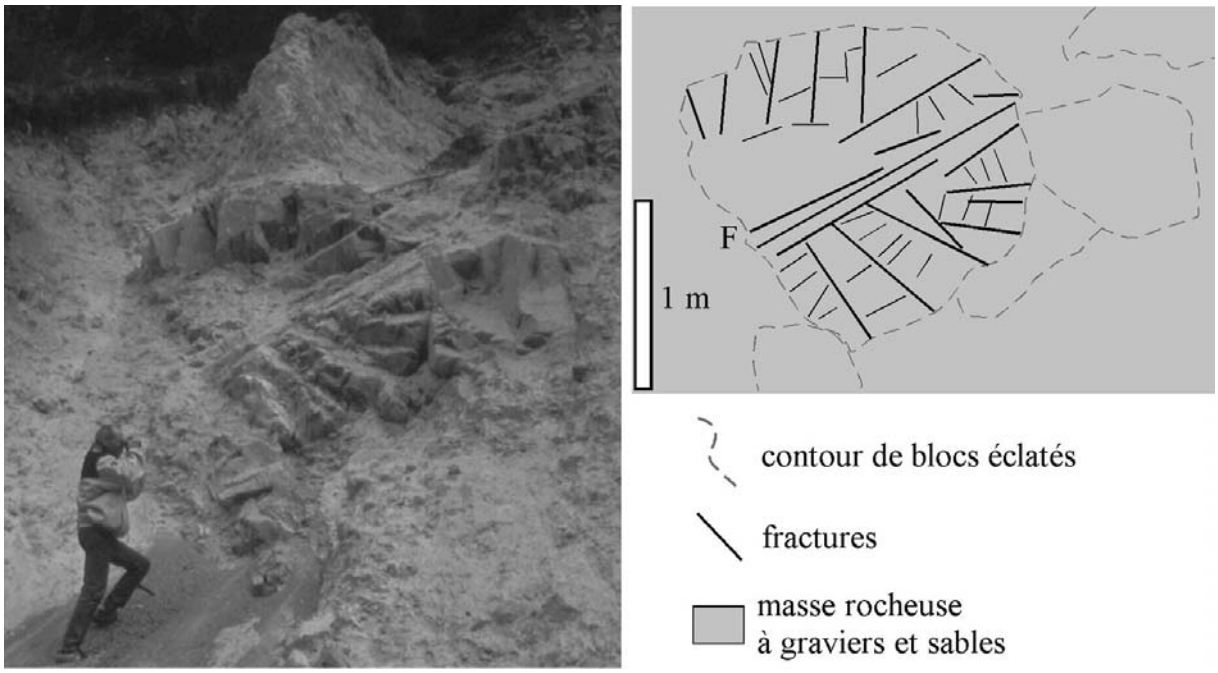


Figure 3.69 Photographie et schéma d'un bloc éclaté dans le niveau basal cataclasé des dépôts du glissement de Köfels, dans la gorge de Maurach. La foliation (F) semble être le support de la fracturation radiale, type explosive. La poudre blanche à l'interface entre les grains recouvre l'ensemble de l'affleurement.

d) Niveau sommital à blocs

La surface des dépôts présente un aspect blocailleux, avec un assemblage de blocs de grandes dimensions. Ces blocs de gneiss ne présentent pas de matrice interstitielle, et sont la plupart du temps associables en un puzzle immense démonté. Ces blocs de grandes dimensions sont abondamment recouverts de mousse et d'arbres ancrés dans les vides entre les blocs

(**Fig. 3.70**). Cela forme une surface irrégulière avec de nombreux vides. On note en plusieurs endroits des dépressions emplies d'eau. Cela suppose la présence d'un niveau imperméable en profondeur au sein des dépôts, ou suite à l'accumulation de matière fine argileuse dans les dépressions. En rive gauche de l'Ötztal, au sommet de la gorge de Maurach, la masse rocheuse est éclatée avec présence d'une matrice fine sombre, car humide (**Fig. 3.71**). Ce matériau ressemble fortement à la cataclase du niveau inférieur. Il s'agit probablement du résultat du compactage de la lame de roches contre la lame de roches inférieures, en remontée topographique pour former la crête du Tauferberg. La fracturation lors du compactage tel un marteau sur un bloc de roches, explose complètement la roche en de petites particules de la taille du millimètre au mètre (Erismann et Abele 2001).

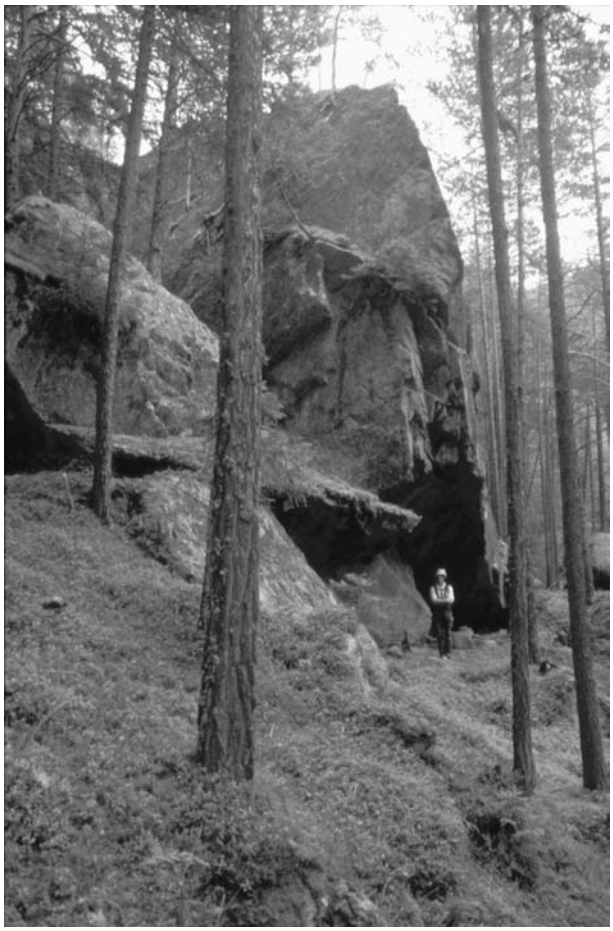


Figure 3.70 Photographie de gros blocs de gneiss au niveau de la crête de Tauferberg, au sommet des dépôts du glissement rocheux de Köfels.

Figure 3.71 Photographie d'une zone cataclasée affleurant au sommet de la gorge de Maurach, en rive gauche, dans les dépôts du glissement rocheux de Köfels.

Dans la gorge de Maurach, on peut observer un filon préservé de dolérite noire dans la partie supérieure des dépôts du glissement de Köfels (**Fig. 3.72**), affleurement présenté par Erismann (1979). La roche est apparemment finement fracturée, mais a gardé son intégrité, sans mélange des différents types de roches. La fracturation est homogène, traversant les contacts entre la diabase et les gneiss. Il s'agit d'une structure similaire à la veine de calcite plissée observable dans les dépôts du glissement rocheux de Flims. Cette structure caractérise le transport en glissement, avec désintégration de la roche, mais sans mélange. La partie supérieure des dépôts semble avoir évolué sans rencontrer d'obstacles topographiques majeurs, en restant

cohérente avec des blocs géants. L'absence d'étalement après la collision contre le versant opposé n'a pas réorganisé ces structures suivant un comportement fluide.

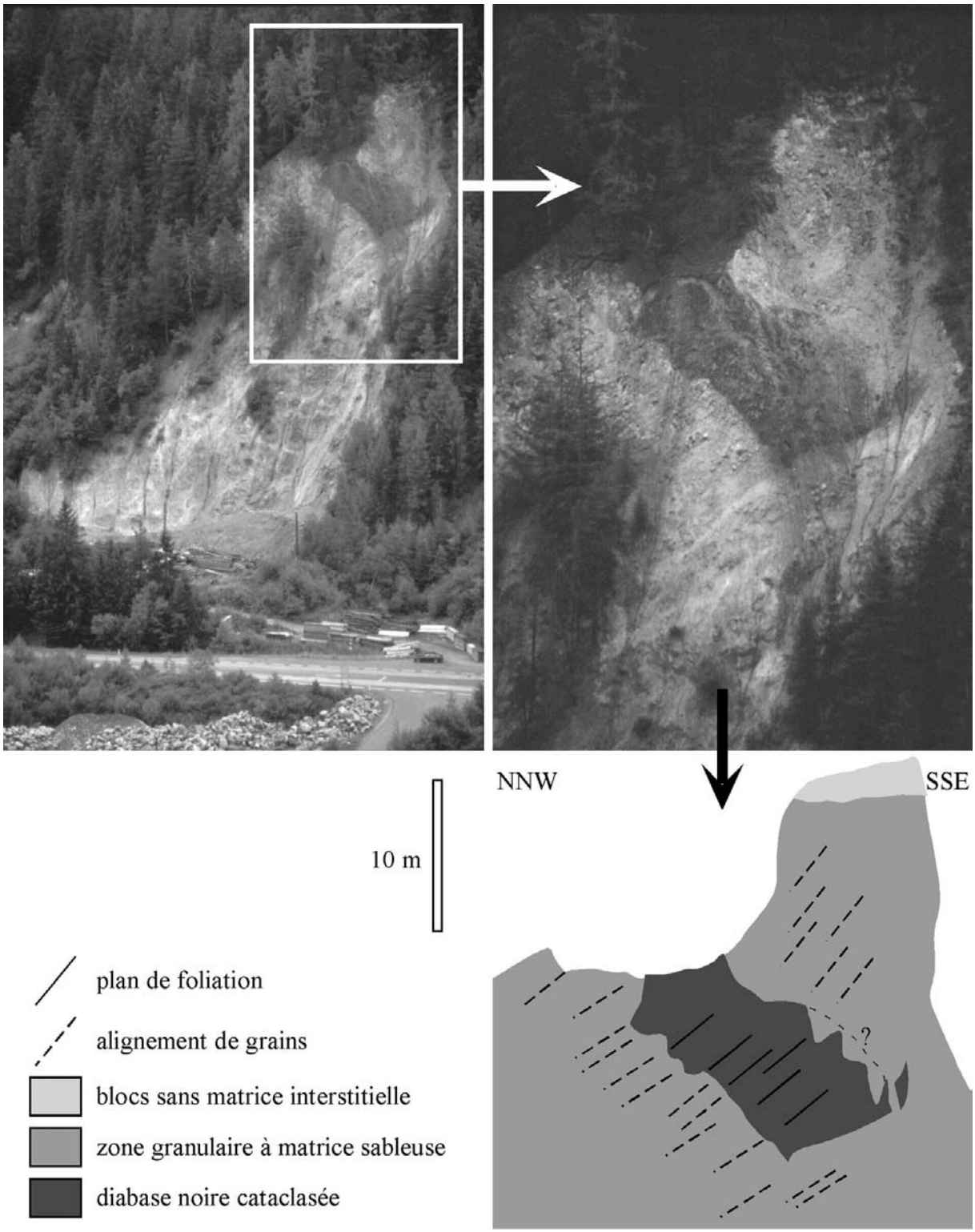


Figure 3.72 Photographies et schéma du filon de dolérite noire cataclasée dans les dépôts du glissement rocheux de Köfels, au niveau du Pont de Köfels dans les gorges de Maurach. La foliation des gneiss est soulignée par l'alignement des grains dans la masse rocheuse, en continuité apparente avec la foliation de la diabase.

e) Alluvions distales

Abele (1991) rapporte l'existence d'une petite carrière près de Niederthai avec des galets associés aux dépôts du glissement rocheux. Un affleurement a pu être observé entre le Tauferberg et le vallon de Niederthai. Cela consiste en un gros bloc folié de gneiss, avec injections d'alluvions dans les fractures (**Fig. 3.73**).

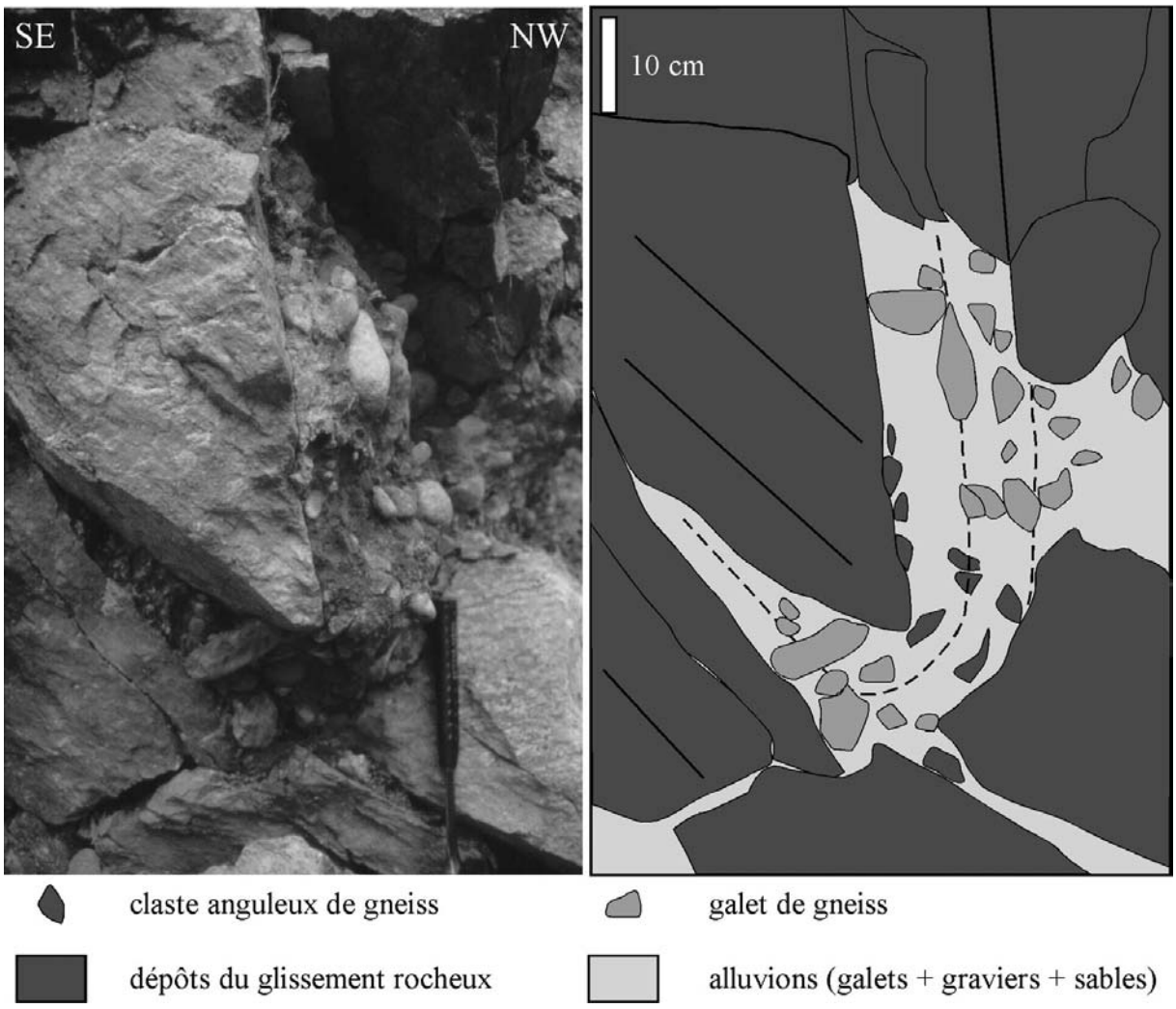


Figure 3.73 Photographie et schéma des alluvions injectées au front des dépôts du glissement rocheux de Köfels, près de Niederthai. On note la présence de clastes anguleux, assimilés aux alluvions, mais provenant sans doute de la masse glissée.

Ces alluvions sont composées de galets très arrondis de gneiss (allant jusqu'à 10 cm de long) dans une matrice sablo-graveleuse ocre avec beaucoup de quartz. Ces alluvions apparaissent coller sur le bloc de gneiss folié, ou injectées au niveau d'un plan de foliation. Les galets semblent orientés parallèlement aux surfaces du bloc de gneiss, témoignant de la forte interaction au cours du déplacement. On note également la présence de grains anguleux, détachés de la masse rocheuse et alimentant les alluvions. Ces alluvions ont probablement été poussées au front de la masse rocheuse avec incorporation de sédiments, soit depuis le vallon de Niederthai (galets du Horlachbach), soit plus vraisemblablement depuis l'Ötztal, suivant la même

configuration que les galets poussés par la masse rocheuse de Flims dans le vallon de la Rabiusa.
Abele (1991) pense que le faible étalement des débris dans la vallée de l'Ötztal a pu produire le même phénomène, avec une petite accumulation de débris au niveau de Lärchbühel. Cependant, les nombreux dépôts quaternaires torrentiels sont depuis venus recouvrir ce mont distal. La masse rocheuse a eu un comportement abrasif sur le substratum, mais son aspect massif a limité l'assimilation de matériaux exogènes, en témoigne le contact net observé dans le tunnel creusé sous le Tauferberg (Heuberger *et al.* 1984). La poussée frontale a été importante, et est à l'origine de la topographie irrégulière au niveau de Niederthai.

Le glissement rocheux de Köfels semble être caractérisé par des frottements très intenses au sein de son environnement et au sein de la masse rocheuse. Ces frottements sont à l'origine de sa désintégration intervenue au cours du transport, mais limitée par la dureté de la roche. La masse rocheuse résistante a subi une réduction granulométrique trop limitée pour aboutir à un comportement fluide facilitant l'intégration dans un environnement de type glaciaire très contraignant, d'où un étalement et une distance de parcours limités.

3.5. Conclusion : Similitudes et différences entre les 3 cas étudiés

Les dépôts de La Madeleine, de Flims et de Köfels résultent de 3 mouvements gravitaires rocheux rapides et de grande ampleur. Leur comparaison met en évidence de nombreux points communs, mais également quelques différences. Un certain nombre d'informations peut en être retirées (Pollet et Cojean 2003).

- Ces trois cas se sont produits dans le même type d'environnement alpin, à la même période (autour de 9 à 10 000 ans cal. BP). La morphologie générale des dépôts est presque similaire, due à un contrôle topographique important dans une vallée glaciaire : vallée de l'Arc (La Madeleine), du Rhin Antérieur (Flims) et de l'Ötztal (Köfels). Les dépôts de La Madeleine révèlent un certain étalement de la masse rocheuse suivant l'axe de la vallée, vers l'amont et vers l'aval, formant des rides allongées. Ce n'est pas le cas à Köfels où la masse rocheuse subsiste en dépôts épais et massifs. Flims est un cas intermédiaire avec à la fois des rides d'étalement et un cœur épais et massif.
- La nature pétrographique des roches est nettement différente, avec des calcschistes (La Madeleine), des calcaires marmoréens (Flims) et des gneiss (Köfels). Le volume des masses rocheuses diffère également avec 0,125 km^3 pour La Madeleine, 12 km^3 pour Flims et 3 km^3 pour Köfels. Dans tous les cas, la masse rocheuse a eu un très fort impact sur son environnement. Les frottements ont été intenses avec le substratum, avec assimilation de matériaux (Flims) et poussées frontales d'alluvions (Flims et Köfels). On peut envisager un tel phénomène à La Madeleine, avec un niveau basal à origine incertaine.
- L'aspect pulvérisé des dépôts est un point commun à ces trois mouvements rocheux, au même titre que la préservation des structures originelles : schistosité (La Madeleine), stratification (Flims) et foliation (Köfels). Les dépôts de La Madeleine contiennent pour moi-

tié de matrice et de blocs concentrés en surface. La masse rocheuse de Flims est nettement stratifiée en niveaux de grandes dimensions, dans lesquels la stratification est observable. Les dépôts de Köfels présentent un aspect massif les faisant ressembler au substratum en place. La matrice est dans ce cas peu abondante. La nature pétrographique de la roche et l'état de fracturation du massif rocheux doivent être à l'origine des différences au niveau des dépôts, et des modalités de granulation marginale.

- De nombreux processus communs de réduction granulométrique de la masse rocheuse apparaissent par des structures figées dans les dépôts. Les observations de terrain témoignent de processus de cisaillement à l'origine d'une délamination de la masse rocheuse en plusieurs couches. Les structures de type jigsaw caractérisent les interactions par chocs de blocs entre eux ou du glissement contre un obstacle, ou bien de processus de dilatance associés au cisaillement général de la masse rocheuse. La réduction granulométrique affectant la masse rocheuse au cours de son transport consomme une partie de l'énergie potentielle transférée au système lors de la rupture, mais résulte également dans les trois cas étudiés de la collision contre le versant opposé de la vallée. Les dépôts de La Madeleine sont les seuls à présenter des structures internes évoluées, témoins de phénomènes de fluidification.

- En dépit d'une masse rocheuse différente (pétrographie, géologie, mécanique), le transport semble s'être produit suivant le même schéma. Dans les trois cas, la rupture s'est réalisée par glissement le long d'un plan de schistosité (dièdre de La Madeleine), d'un joint stratigraphique (dièdre de Flims) ou d'une surface de foliation (Köfels). Ces masses rocheuses ont par la suite subi une délamination suivant leurs surfaces de faiblesse respectives, avec pour effet de répartir les contraintes et de consommer moins d'énergie en parcourant une plus grande distance. Le glissement en couches multiples génére un cisaillement intense, ayant pour effet d'induire une fracturation complète de la masse rocheuse. Suivant les cas, la masse rocheuse a pu fortement évoluer en créant une grande quantité de matrice. A La Madeleine, la masse rocheuse a évolué en avalanche de roches, formant les rides d'étalement amont et aval. A Flims, le cœur de la masse rocheuse a stoppé sa progression après impact contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur. Seules les parties latérales et sommitales ont poursuivi leur parcours en écoulement suivant l'axe de la vallée. A Köfels, l'absence d'étalement notable suppose un comportement en glissement jusqu'à l'arrêt de la masse rocheuse contre le versant opposé de la vallée de l'Ötztal. A Flims et à Köfels, une assimilation de matériaux (alluvions) ou un effet bulldozer a pu être caractérisé à la base des dépôts, comme témoin d'interactions fortes de la masse rocheuse en mouvement avec le substratum. L'absence d'observation à La Madeleine ne permet pas de généraliser ce phénomène. Mais une aggradation progressive doit intervenir, à l'origine de la subdision de la masse rocheuse en deux systèmes : le dépôt et la roche en mouvement, jusqu'à la perte totale d'énergie.

La comparaison de ces trois masses rocheuses déposées permet de mettre en évidence un modèle commun de transport, ayant plus ou moins abouti en avalanche de roches. Plusieurs pa-

ramètres sont responsables de l'évolution de la masse rocheuse, en particulier la résistance de la roche, la géométrie de la masse rocheuse, du parcours et de la vallée, les frottements, … Toute tentative de modélisation de ces masses rocheuses doit s'appuyer sur les observations réalisées dans les dépôts, mais également sur les différences au niveau des propriétés du matériau, ayant des conséquences sur la transition de comportement et par conséquent, sur la distance de parcours. Cette phase de transformation de la masse rocheuse semble être la clé du problème de mobilité de ces mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.

Chapitre IV : Analyse des processus de génération, de propagation et de dépôt, et approches modélisatrices

"Observer est moins facile que raisonner. Comme on le sait, peu d'observations et beaucoup de raisonnements conduisent à l'erreur ; beaucoup d'observations et peu de raisonnements, à la vérité. Mais il y a un plus grand nombre d'esprits capables de faire des syllogismes que de saisir exactement le concret. C'est pourquoi l'humanité s'est toujours plu à jouer avec les abstractions, bien que ces abstractions lui donnent une vision incomplète et parfois totalement fausse de la réalité."

Réflexions sur la conduite de la vie, Alexis Carrel

La caractérisation d'un mouvement de versant, rapide ou lent, passe par l'intégration des propriétés rhéologiques des roches. En décomposant ce mouvement en étapes, on distingue la déstabilisation, la rupture, la propagation et le dépôt. A chaque étape, on détermine un certain nombre de facteurs, de propriétés physiques responsables du comportement de la masse rocheuse, et de paramètres nécessaires à la modélisation.

4.1. Étape de déstabilisation

La rupture d'un versant rocheux intervient après une longue période de déstabilisation. Dans le cas de la grande ampleur, une prédisposition particulière du massif rocheux rend le phénomène exceptionnel. On se rend compte également que le versant subit un certain nombre de sollicitations au fil des ans, ayant pour effet d'induire une fracturation intense du matériau. Il s'en suit une modélisation compliquée de cette étape, requerrant une connaissance détaillée de terrain.

4.1.1. Prédisposition à la grande ampleur

La prédisposition d'un versant à la rupture consiste en l'individualisation d'une masse rocheuse de grand volume, par association d'un certain nombre de discontinuités. Un versant rocheux est généralement anisotrope, depuis l'échelle du minéral jusqu'à l'ensemble du massif. Cette anisotropie se caractérise par la présence de familles de discontinuités dont les propriétés conditionnent la stabilité du versant rocheux. L'association de ces familles de discontinuités détermine le mode de rupture. Il est possible de distinguer trois configurations possibles pouvant générer un mouvement gravitaire rapide de grande ampleur :

a) Le glissement rocheux

Le glissement se génère par rupture de la masse rocheuse le long d'un seul plan, incliné favorablement à la pente et de grande extension (**Fig. 4.01**). Ce plan peut être d'origine sédimentaire (joint stratigraphique, exemple du Vaïont, Azzoni *et al.* 1992), métamorphique (plan de schistosité ou surface de foliation, exemple de Elm, Heim 1932) ou tectonique (faille ou joint

mylonitique, exemple de Tsergo Ri, Schramm *et al.* 1998). Le plan de rupture constitue la zone de faiblesse mécanique de la masse rocheuse. Cette surface doit être correctement inclinée par rapport à la pente, avec un pendage inférieur à la pente du glissement. En cas de glissement rocheux, le pendage est généralement inférieur à 45°. Suivant la configuration géomorphologique de la vallée, d'autres discontinuités doivent participer à l'individualisation de la masse rocheuse. La rupture, et le volume total de roches mobilisées, sont fortement conditionnées par les propriétés mécaniques de ces discontinuités secondaires.

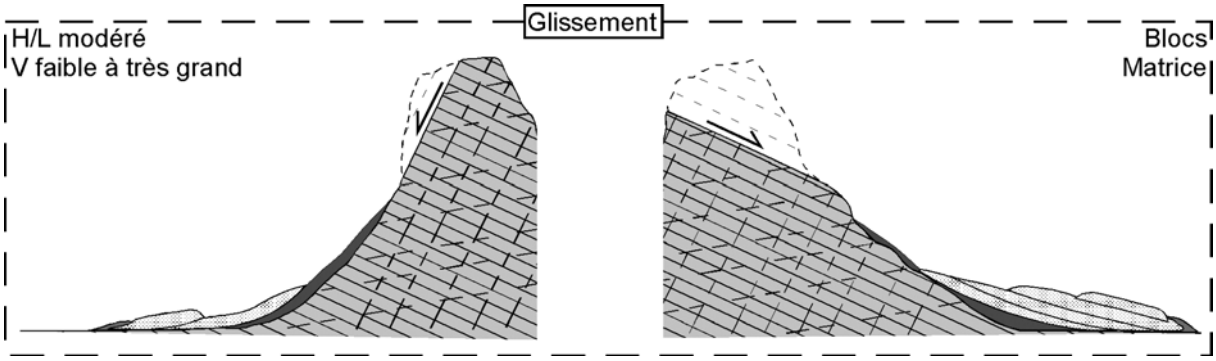


Figure 4.01 Représentations du mode de rupture en glissement d'un versant rocheux.

Ce mode de rupture est responsable de la mobilisation des versants de La Madeleine, de Flims et de Köfels (**Fig. 4.02**). Pour le cas de La Madeleine, la rupture du dièdre rocheux de calcschistes a une composante principale en glissement le long d'un relais de plans de schistosité. Le dièdre est limité par une discontinuité majeure latérale (faille régionale), sans laquelle il n'y aurait pas eu de grande ampleur. La masse rocheuse de Flims a glissé le long d'un joint stratigraphique majeur dans les calcaires (sans doute légèrement marneux). Ce bloc stratifié similaire au Flimserstein actuel n'était pas solidaire du reste du versant, du fait de la présence d'une faille régionale. La forme en amphithéâtre de la crête de Fundus suppose une variabilité de la direction des surfaces de foliation sur l'ensemble du versant de Köfels. A la différence de La Madeleine et de Flims, d'autres surfaces majeures ne semblent pas avoir participé à la rupture.

La rupture en glissement est un cas très favorable à la grande ampleur. Géomorphologiquement, la masse rocheuse nécessite très peu de discontinuités pour s'individualiser. Ces surfaces de faiblesse doivent être de très grande extension. De fait, la rupture peut être facilement envisagée et étudiée. Ce mode de rupture est bien compris, les efforts mécaniques étant concentrés sur un seul plan. Un effet d'échelle intervient au niveau de l'expression du coefficient de sécurité, avec le rapport $C/\gamma H$. L'épaisseur de la masse rocheuse s'oppose à la résistance du matériau par cohésion. Par conséquent, dans le cas de plusieurs configurations de rupture envisageables, la masse rocheuse la plus épaisse voit son coefficient de sécurité être le plus faible, configuration la plus proche de la rupture. Ce principe est d'autant plus vrai que le niveau de faiblesse est représenté par un joint argileux ou avec un état d'altération avancé.

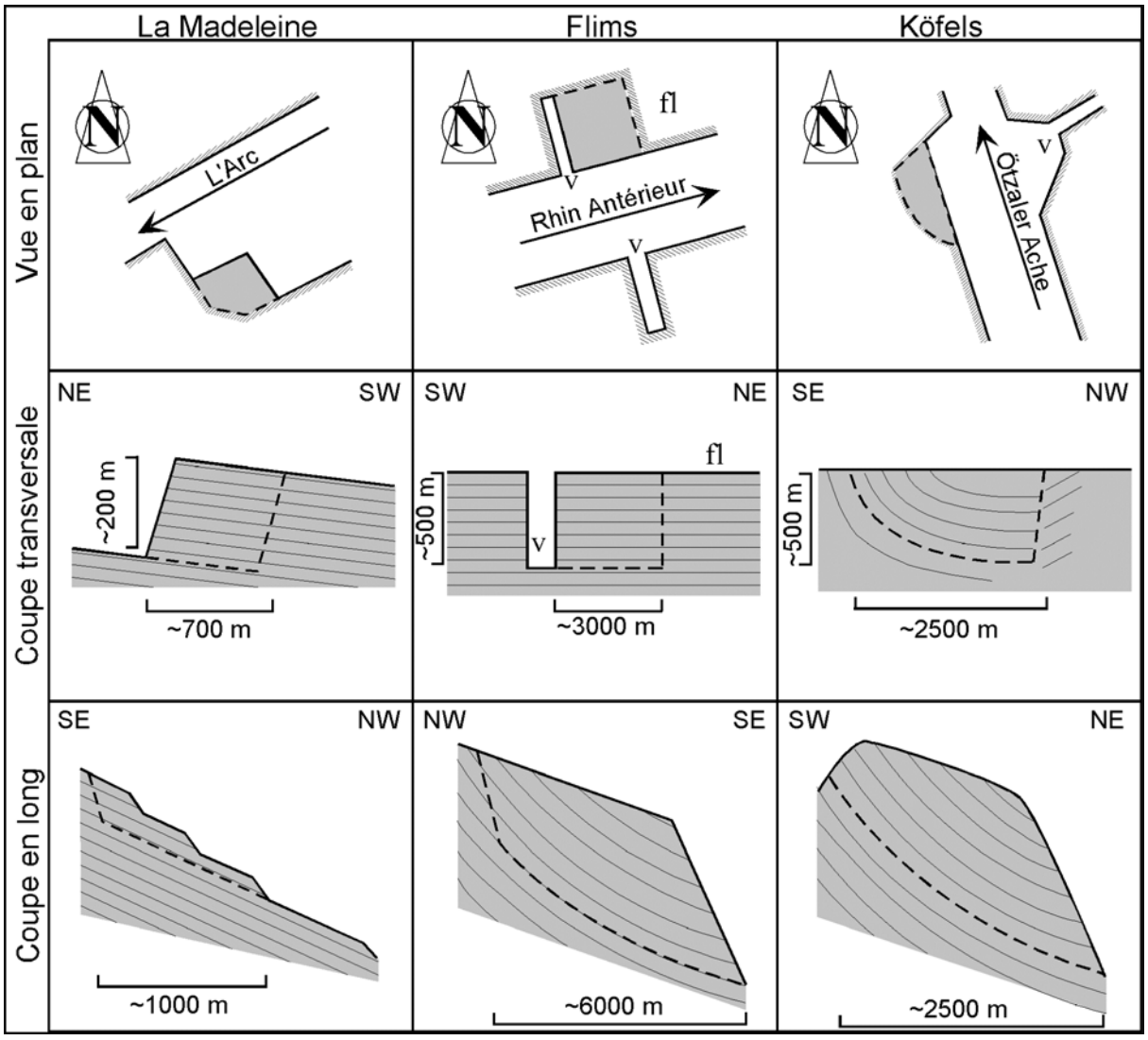


Figure 4.02 Schématisation de la rupture des versants rocheux étudiés de La Madeleine, Flims et Köfels.

b) L'écroulement rocheux

La rupture en écroulement met en jeu un certain nombre de discontinuités clairement marquées (**Fig. 4.03**). Ces discontinuités principales du massif rocheux, sièges de la rupture, ont un pendage supérieur à 45°, faisant intervenir des processus de basculement et de rotation de blocs. La masse rocheuse est constituée, dès la mobilisation, d'un certain nombre de blocs individualisés de taille variable. La rupture et le volume total dépendent directement de la capacité du processus de rupture à mobiliser un grand nombre de blocs, influencés par le facteur de rupture.

Des exemples majeurs peuvent retenir notre attention. L'écroulement de Randa dans le Valais suisse a affecté une paroi gneissique résistante d'une vallée glaciaire encaissée (Noverraz et Bonnard 1991). La rupture est intervenue en trois étapes successives, dont la dernière majeure a mobilisé 10 millions de m^3 de roches. Le dépôt a la forme d'un large cône de débris faiblement étalé en fond de vallée, mais remontant très haut sur le versant source. Les blocs de grandes dimensions témoignent d'une désintégration modérée, avec une mobilité plus faible. Le cas de Bualtar dans le Karakorum (Hewitt 1988) est tout à fait similaire avec une rupture

par écroulement, en trois étapes, d'un escarpement calcaire. La première rupture, majeure, a atteint 7 millions de m^3 avec étalement des débris rocheux sur un glacier.

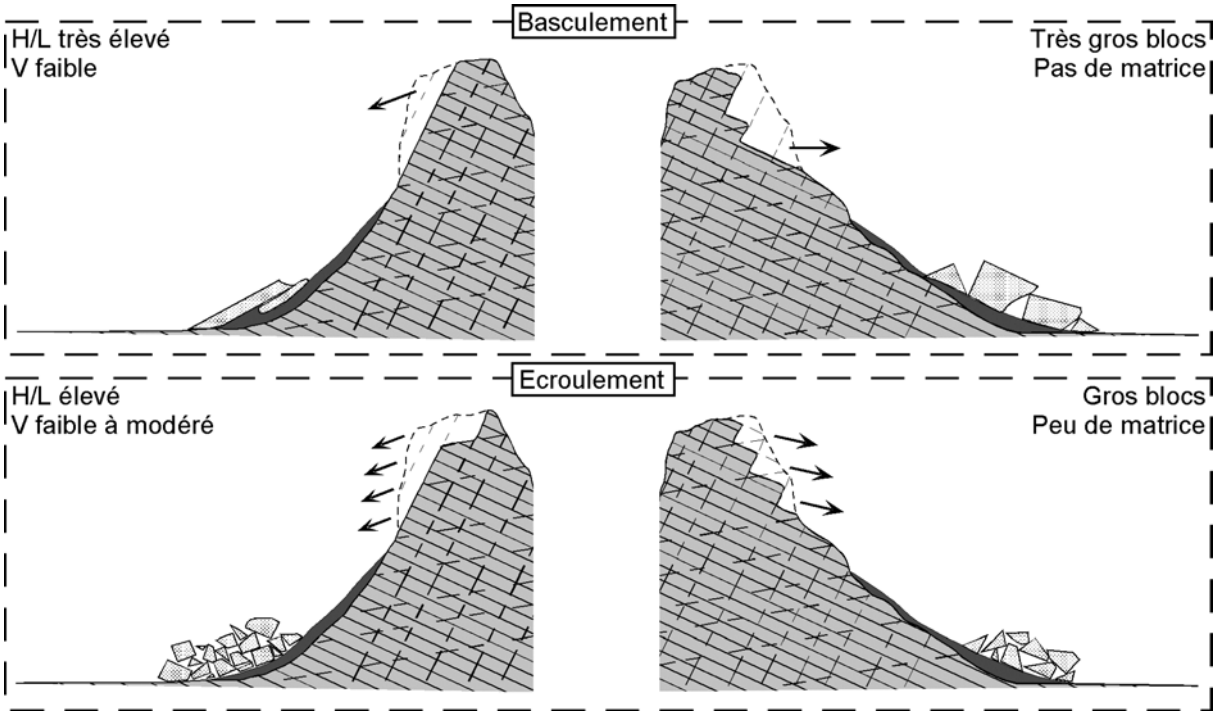


Figure 4.03 Représentations du mode de rupture en écroulement d'un versant rocheux.

Le mode de rupture en écroulement ne privilégie pas la grande ampleur. Une partie seulement du versant est mobilisé, plus rarement sa totalité. Il s'en suit un retrait par incrément du front de l'escarpement, avec des ruptures successives dépassant parfois les 10 millions de m^3, jusqu'au retour à la stabilité. Le volume de roches mobilisées est variable à chaque rupture, et la rupture majeure n'est pas forcément la première à intervenir. Il semble que le volume total de la volée dépende de l'association des différentes discontinuités et de la densité du réseau de fractures. Une densité élevée de discontinuités favorise la succession des ruptures, en défaveur d'une rupture majeure. Un réseau de fractures moins dense conduit à former des blocs de grandes dimensions, dont le nombre influence le volume total de la volée. Cette dernière configuration se rapproche du mode de rupture en glissement.

c) Transformation structurale d'un massif rocheux

Un cas extrême, mais assez courant, est représenté par un versant rocheux avec une densité très élevée de discontinuités. Le versant rocheux, fragile ou ayant subi un long processus de fracturation, a vu son état passer de rigide à particulaire. Dès lors, ce versant rocheux peut être traité en première approximation comme un sol (Jaeger 1971). La gravité et les actions climatiques sont les moteurs principaux de la transformation structurale du versant rocheux, et donc de l'instabilité. L'évolution lente de la masse rocheuse conduit à la création d'une surface majeure siège de la rupture (**Fig. 4.04**), telle une instabilité de fluage plastique.

Plusieurs cas de versants instables obéissent à cette évolution, comme La Clapière et Séchilienne. La transformation du versant de La Clapière a abouti à la formation d'une surface de glissement, siège de l'instabilité actuelle. Cependant, cette surface n'a initialement aucune ré-

alité géologique, mais résulte des contraintes mécaniques appliquées au versant par la gravité, suivant un processus où le fauchage semble avoir joué un rôle déterminant. Le versant de Séchilienne subit un phénomène similaire, avec tassement et effondrement du versant complexe. La cicatrice formée au sommet du versant caractérise l'individualisation d'une masse rocheuse. Les déstabilisations de flancs de volcans sont des exemples de ruptures majeures d'un versant rocheux à l'état particulaire. L'état d'avalanche de roches peut se mettre en place rapidement après la rupture par glissement.

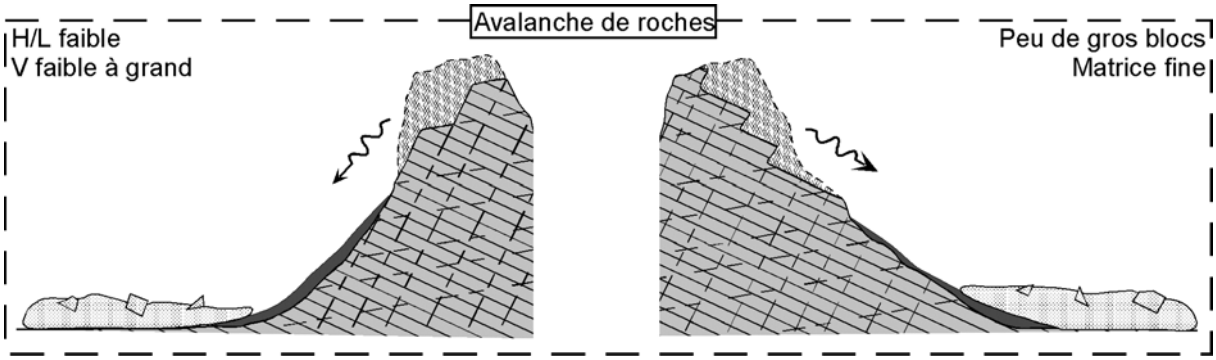


Figure 4.04 Représentation du mode de rupture en avalanche de roches d'un versant rocheux. La roche est supposée dans un état d'altération et de granulation très avancés.

Un versant avec une faible résistance, affectant un matériau sans cohésion limité par des roches stables, subit une érosion graduelle avec des séquences de petits déplacements. L'ajout d'un effet négatif, comme un processus inhibant ces petits déplacements, peut conduire à une rupture événementielle, qui reste l'exception. La complexité du réseau de discontinuités mis en jeu rend difficile la compréhension et la modélisation du processus de transformation de la roche conduisant à la rupture. Les déformations se concentrent aux interfaces des blocs peu ou pas déformables, contacts ponctuels et impossibles à positionner. La surface de glissement néoformée est discontinue, et rhéologiquement difficile à modéliser correctement. Les cas volcaniques sont des exemples de ruptures majeures d'un matériau particulaire. L'ajout des processus volcaniques (apport de matériaux juvéniles, séismes, déformation structurale, …) favorise la rupture en grande ampleur. Par conséquent, en domaine non volcanique, la rupture en grande ampleur d'un versant rocheux particulaire doit intervenir lorsque le facteur à l'origine de la rupture est d'une intensité suffisante (longue période de pluies ou séisme de magnitude élevé).

Que cela affecte une masse rocheuse rigide ou à l'état particulaire, le mode de rupture en glissement paraît le cas le plus favorable pour mobiliser un versant en grande ampleur, et le seul possible pour la très grande ampleur (volumes supérieurs à 10-100 millions de m^3). Les données de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses produits attestent de ce constat, avec les ruptures les plus volumineuses, toutes produites en glissement. Cette observation a une réalité mécanique, au niveau du coefficient de sécurité. Le cas d'un versant rocheux rigide peut conduire à une étude préventive fiable, sur la base d'une analyse structurale sérieuse. La prévention de la rupture d'un versant rocheux à l'état particulaire est bien plus dif-

ficile à appréhender, du fait de la complexité du réseau de discontinuités mis en jeu et de l'évolution cyclique car saisonnière du phénomène. Enfin, les écroulements sont capables de produire des ruptures brutales de volume déjà conséquent (1 à 10 millions de m^3), dont la fréquence de retour est plus élevée. Une instrumentation est généralement nécessaire, mais toute prédiction demeure impossible à l'heure actuelle.

4.1.2. Facteurs de la déstabilisation

La stabilité des massifs rocheux est conditionnée par l'action d'un certain nombre de facteurs relatifs au cadre géomorphologique, au contexte tectonique et au climat local. Dans le cas de la grande ampleur, une combinaison de facteurs intervient pour conduire le versant vers l'état d'instabilité. Ballantyne (2002) l'exprime ainsi : l'association des contraintes dues au glacier avec les contraintes tectoniques locales favorise la propagation du réseau de fractures avec une intensification des pressions d'eau dans les joints. Cette circulation d'eau subit les cycles gel-dégel, créant des fractures, et favorisant l'altération chimique. La perte de cohésion et de résistance par frottement accroît la susceptibilité de rupture face à l'activité sismique.

a) Configuration glaciaire et processus paraglaciaires

Le concept de paraglaciaire désigne tous les processus non glaciaires induits par une glaciation (Ballantyne 2002). Ces phénomènes interviennent sur les bordures d'un glacier, et résultent directement de la présence de glace. Les versants récemment déglacés peuvent se trouver dans un état instable, et sont vulnérables à toute modification rapide des conditions internes et de surface. Se produisent alors des ajustements rapides des versants par des éboulements fréquents et discrets, des déformations lentes et progressives de grande ampleur, ou des ruptures majeures et brutales.

La période paraglaciaire est l'intervalle de temps durant lequel les processus paraglaciaires interviennent (Ballantyne 2002). Durant cette période, les versants subissent des réajustements des conditions glaciaires à non glaciaires, avec en particulier des processus de fluage. L'intensification des pentes rocheuses induit une surcharge gravitaire, réduisant l'effet de la résistance au cisaillement. Cela se caractérise par une sollicitation en cisaillement du pied du versant, et une rupture possible le long des points de faiblesse du massif rocheux. A cela s'ajoute la perte de support due au retrait de la glace, déchargeant les contraintes appliquées au versant et en fond de vallée. Il s'en suit un rebond, dont la magnitude dépend du module d'élasticité des masses rocheuses (Ballantyne 2002). La conséquence peut être une rupture catastrophique du versant, souvent préparée par une longue phase de fluage. La nature, l'échelle et la durée des processus paraglaciaires sont fortement conditionnées par la résistance de la masse rocheuse, et particulièrement l'attitude, la densité et la profondeur du réseau de discontinuités.

La géomorphologie actuelle des Alpes européennes résulte en grande partie de la grande glaciation du Riss (-300 000 à –120 000 ans), dont les glaciers ont incisé les profondes vallées en auge (**Fig. 4.05**). La glaciation du Würm (-80 000 à –10 000 ans), d'ampleur moindre, a vu ses glaciers reprendre les produits d'érosion du dernier interglaciaire. Si on se rapporte aux trois cas alpins étudiés (La Madeleine, Flims et Köfels), on constate qu'ils sont tous datés entre

8000 et 10 000 ans BP (âges ^{14}C calibrés). Le retrait des glaciers du Würm semble être à l'origine de nombreuses ruptures de versant sur une période de 2000 ans, avec une intense activité paraglaciaire. Suivant le temps de réponse des versants, certains cas se sont produits plus tardivement (exemple des écroulements de Randa, Noverraz et Bonnard 1991). On peut ainsi supposer que, même si les processus paraglaciaires ne sont pas à l'origine de tous les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses des Alpes, la récession des glaciers a eu le temps de créer les conditions vers l'instabilité.
Au niveau mondial, de nombreux cas sont associés directement au retrait et à la fonte des glaciers : Pandemonium, Devastation, Sherman, Nevado Huascaran, Bualtar, ... On en déduit le rôle majeur joué par l'activité des glaciers sur le façonnement des vallées de montagne, et donc l'activité érosive associée. Peu de cas ne sont pas directement associés à cette activité : les ruptures des flancs de volcans récents et les grands mouvements de versant des zones non glaciaires (cas de Bairaman en Papouasie Nouvelle-Guinée, King *et al.* 1989).

b) Processus tectoniques et sismiques

Le rebond glacio-isostatique est une réponse tectonique indirecte de la lithosphère au retrait de la couche de glace. Cet effet n'est donc pas considéré comme un processus paraglaciaire. Par contre, la pression subie en profondeur par la roche ne s'équilibre pas suffisamment rapidement en surface par exhumation. Dès lors, il se produit un rebond tardif dont le champ de contrainte résulte du chargement néotectonique et des contraintes résiduelles de la roche (Nichols 1980). Ce soulèvement a des conséquences sur les processus d'érosion et de sédimentation, du fait notamment de l'intensification des pentes. La réponse du versant est plus ou moins rapide, allant jusqu'à la génération de séismes. La répétition de ces phénomènes sur une période de temps assez longue aboutit à la fatigue du matériau, par des processus de relaxation. Le déchargement cause une modification des contraintes locales, approchant les valeurs critiques de cisaillement et de rupture. Le délai de relaxation étant variable suivant les propriétés de la roche, la rupture peut intervenir des siècles ou des millénaires après la déglaciation.
L'importance du soulèvement tectonique des zones montagneuses influe directement sur le taux de dénudation des versants de montagne. L'Himalaya présente les taux de soulèvement et de dénudation les plus importants de la planète (2 à 5 mm par an). L'érosion est généralement un processus long et continu, intervenant parfois de manière brutale par suite de déformations rapides. Des séismes violents (M>8) se produisent fréquemment, avec une période de 30 ans (Weidinger *et al.* 1996). Les séismes de fortes magnitudes sont une cause possible de l'activation des grands glissements. Mais la multiplication de petits tremblements de terre induit également une fatigue du matériau. La force appliquée à une masse rocheuse étant proportionnelle à son épaisseur, les séismes ont également un rôle sur l'effet d'échelle (Erismann et Abele 2001).

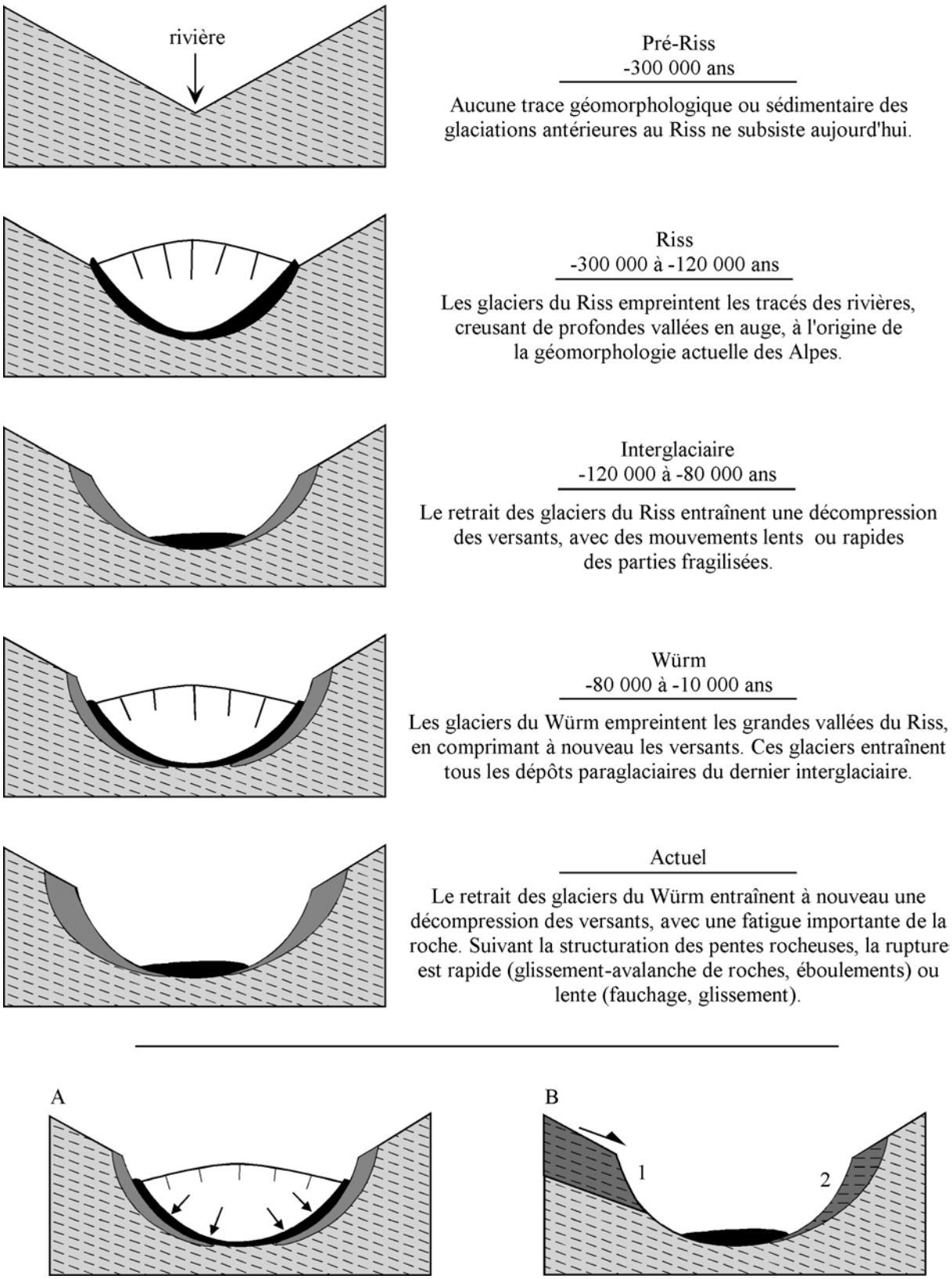


Figure 4.05 Evolution quaternaire des vallées alpines sous l'effet des glaciations successives du Riss et du Würm, conduisant à la métastabilité des versants (modifié d'Augustinus 1995). A. creusement de la vallée par avancée du glacier. B. déstabilisation des versants après retrait du glacier.

c) Processus climatiques

L'action des processus climatiques sur la déstabilisation des versants est associée à l'activité de l'eau dans le massif rocheux. De nombreux glissements actifs révèlent une corrélation

étroite entre les cycles saisonniers (apports d'eau) et les vitesses de déplacement du versant (exemple de La Capière). Les périodes de crise correspondent au printemps, lorsque les pluies sont les plus abondantes sur une longue période de temps, et associée à la fonte des neiges. Autrement dit, la stabilité du versant est conditionnée par la quantité d'eau stockée dans le massif rocheux. L'instauration d'une pression interstitielle dans la porosité de la roche conduit à un abaissement de la résistance au cisaillement. Par conséquent, l'ajout à cet instant d'un facteur externe produit la rupture, même si le facteur déclenchant est de faible intensité (précipitations, séisme).

Les processus climatiques ont des actions mécaniques et chimiques cycliques, dont l'effet lent de fatigue du matériau favorise la déstabilisation. Les cycles de gel-dégel, en présence d'eau, ouvrent progressivement les discontinuités de la roche. Dans certains cas, des blocs peuvent exploser sous la pression induite par le changement de volume lors du gel. Les cycles saisonniers imposent des pressions énormes au sein des versants, avec une relaxation lors de la décharge de la nappe. Les variations de volume occasionnées par l'activité cyclique du phénomène entraînent une fatigue de la roche, devenant de plus en plus instable avec la multiplication des cycles.

L'eau dans le versant interagit avec la roche, engendrant un réseau de vides par altération des minéraux hydrophiles. C'est le cas des roches calcaires et gypseuses, avec développement d'une géomorphologie particulière en karst ou en dolines. Les vides présents dans le versant témoignent de la baisse de densité de la roche, et de la perte lente de résistance au cisaillement. La déstabilisation est d'autant plus rapide que la couche sensible est profonde dans le versant et affectée par la circulation d'eau météorique.

4.1.3. Processus de fracturation

Au contraire de la réduction granulométrique intervenant au cours du transport, la fracturation affecte la cohérence de la masse rocheuse préalablement à la rupture. Les pertes de charge et l'action des facteurs de déstabilisaiton induisent une fatigue et une fracturation du matériau avec, comme conséquence, une perte de cohésion et une évolution du versant vers un état métastable.

a) Fracturation statique

La fracturation statique se produit sous les conditions de charge lithostatique, autrement dit au sein de la colonne de roches. La réponse du matériau à une charge compressive dépend de sa possibilité à croître librement perpendiculairement à la contrainte appliquée. Une simple charge gravitaire peut expliquer une fracturation modérée sous une épaisse couche de roches, dans le cas d'une roche altérée. Les essais de compression simple, effectués sur roche saine, ne sont pas forcément très réalistes (**Tableau 4.01**). En tenant compte d'un degré d'altération moyen, ainsi que d'une orientation défavorable des discontinuités, la résistance à la rupture voit sa valeur devenir proche de la charge lithostatique dans les cas de Flims. Des effets de surcharge physique (glace et moraines) et dynamique (sollicitations sismiques) peuvent également intervenir, accentuant la fracturation dans de fortes proportions. Cela paraît cependant

difficile pour le cas de La Madeleine (masse rocheuse insuffisamment épaisse), mais envisageable pour le cas de Flims.

Tableau 4.01 Comparaison entre la charge lithostatique et la résistance à la rupture des roches pour les trois cas alpins étudiés.

	La Madeleine	Flims	Köfels
Densité ρ	2630 $kg.m^{-3}$	2700 $kg.m^{-3}$	2250 $kg.m^{-3}$
Épaisseur h	170 m	500 m	500 m
Charge lithostatique P	4,47 MPa	13,5 MPa	11,25 MPa
Résistance à la compression simple σ_c	58±20 MPa (*)	49±40 MPa	150 MPa (**)

* perpendiculairement aux plans de schistosité

** ordre de grandeur

Ces effets de surcharge peuvent apparaître, suite à la déglaciation (voir paragraphe processus paraglaciaire) ou résultat d'un séisme. Le passage d'un glacier induit une pression sur les flancs de la vallée et un jeu cisaillant. Les fractures créées sont alors fermées et non remplies. Le retrait du glacier amène une relaxation, avec ouverture des discontinuités. L'activité néotectonique et hydraulique empruntent alors ce réseau de fractures, induisant des déplacements et la formation d'une nappe d'eau dans la fracturation. L'intensification de la fracturation du massif rocheux est à corréler au degré de stabilité de la pente. Les tremblements de terre induisent une surpression hydraulique au sein du massif rocheux, aboutissant à une fracturation hydraulique très dense.

b) Fatigue du matériau

En termes de mécanique des roches, la fatigue peut être définie comme l'affaiblissement des caractéristiques de déformabilité et de résistance d'un matériau, induit par l'application répétitive de solliciations externes telles que les cycles glaciaires, les cycles climatiques, et les tremblements de terre. Ce phénomène, lent et à faible impact sur une courte période de temps, favorise la croissance du réseau de discontinuités. La fragilité progressive du matériau finit par devenir néfaste à la stabilité du massif rocheux. Le cas du Vaïont est un exemple de fatigue du matériau par succession de remplissage et de vidange d'une retenue artificielle.

Les phénomènes de fatigue, notamment par les processus paraglaciaires, produisent un réseau de fractures en extension, bien différentes des fractures nettes et anciennes d'origine tectonique. L'origine des familles de discontinuités a pu être définie à La Madeleine. Les fractures d'origine glaciaire sont orientées parallèlement à l'axe de la vallée, ouvertes et avec une faible extension. Ces fractures sont le siège de circulations d'eau dans le versant, avec une perméabilité sans cesse croissante, accélérant l'altération chimique. Les fractures d'origine tectonique, plus anciennes, sont plus étendues et respectent les orientations des contraintes principales (axe de compression moyen en N125). Ces fractures sont remplies de calcite ferrugineuse nommée ankérite, de teinte blanc rouille. Une étude structurale et géomécanique détaillée permet de distinguer les différentes types de discontinuités. L'évolution du degré de fracturation est directement associée à la stabilité à long terme du versant rocheux.

c) Etude géomécanique

La fracturation du massif rocheux conduit à des réajustements lents, par un mouvement en masse du versant. Ces déformations par tassement, affaissement et fluage, sans surface de glissement individualisée et bien définie, sont dénommées usuellement "creep" (Chigira 1985). Ces phénomènes sont particulièrement rencontrés au sein des masses rocheuses particulaires avec déplacements très faibles entre les fragments de roches. Les déformations profondes se caractérisent par des structures en chevrons de petites dimensions ou des plis larges (domaines compressifs), ou encore des basculements de lames de roches (domaines extensifs). A l'échelle microscopique, les roches subissent une désintégration texturale par granulation, affectant l'assemblage des grains par altération et par fracturation. L'évolution ultime est l'effondrement brutal du squelette rocheux, support de l'édifice.

La désintégration de la roche n'intervient pas avec la même intensité et avec les mêmes agents en surface et en profondeur dans le massif rocheux. Les cycles gel-dégel affectent la roche jusqu'à une certaine profondeur, avant de n'avoir aucun effet. A contrario, les phénomènes hydrauliques, comme les surpressions, sont plus actifs en profondeur. La circulation de l'eau est dépendante de la densité et de la connectivité du réseau de discontinuités. Une baisse de densité du matériau conduit à une chute de résistance au cisaillement. L'état instable et homogène au départ aboutit à des déformations hétérogènes localisées dans des zones réduites : surfaces de glissement parfois réduites à un plan. Un adoucissement peut amener des déformations inélastiques dans le cas de matériaux thermosensibles (Habib 1986, Vardoulakis 2000, 2002).

Ces processus de fracturation sont à l'origine d'une réduction en taille des blocs du massif rocheux, phénomène ayant une importance considérable lors de la rupture et de la propagation de la masse rocheuse. Cette fracturation signifie perte de cohésion de la roche, et diminution mécanique de l'angle de frottement. Ainsi, la rupture requiert un processus de moindre ampleur, tandis que la masse rocheuse peut se propager plus rapidement sous la forme d'une avalanche de roches. Le modèle d'évolution géomécanique du massif rocheux nécessite une connaissance approfondie des propriétés de la roche, de son évolution au cours du temps et de l'action des différents processus conduisant à la déstabilisation.

4.1.4. Modélisation de l'évolution du versant et étude de sa stabilité

On a pu définir que la grande ampleur nécessite une prédisposition du massif rocheux et une évolution défavorable par fracturation. Par conséquent, l'étude structurale précise d'un versant permet de délimiter les zones susceptibles ou non de produire une rupture en grande ampleur, et d'en estimer les volumes. Une telle méthodologie d'étude a été développée en Suisse par le groupe de travail Crealp, avec le projet Matterock (Rouiller, Jaboyedoff *et al.* 1998). Cette méthodologie donne de bons résultats dans le cas de très bonnes conditions d'observation, et dans l'éventualité d'une roche cohérente et homogène. Ce cas demeure cependant l'exception, avec généralement une roche très hétérogène, et à l'état particulaire avancé. L'étude structurale de surface doit être complétée par des données géophysiques et une modélisation géomécanique de l'évolution du massif rocheux.

Dans la plupart des cas, il faut envisager une rupture en écroulement. Tout scénario doit alors proposer une estimation des volumes, et de multiples étapes de mobilisation. Dans le cas d'une structuration favorable du massif rocheux à la rupture par glissement, et si une masse rocheuse de grand volume peut être individualisée, le scénario de grande ampleur doit être envisagé. L'avancé des techniques d'investigation et de modélisation de la rupture en glissement permet aujourd'hui de mieux comprendre le phénomène de mobilisation. Les déstabilisations de versant par transformation des structures internes du versant constituent les cas les plus difficiles à analyser et à modéliser. Les structures visibles en surface sont compliquées à comprendre, et ont peu de relation avec la structure profonde. La surface de glissement nouvellement créée n'apparaît que tardivement en surface, avec difficulté majeure de connaître sa géométrie et ses propriétés mécaniques. Une vision ponctuelle ne permet pas non plus de généraliser à l'ensemble de cette surface, d'extension généralement considérable. Le réseau de discontinuités présente une hétérogénéité en 4 dimensions, à la fois spatiale et temporelle. Une meilleure compréhension des processus de fracturation en relation avec les propriétés mécaniques propres à la roche permettrait de connaître l'évolution du réseau de fracturation vers l'état d'instabilité active.

4.2. Caractérisation de la phase de rupture

4.2.1. Processus de rupture brutale

La rupture brutale d'un massif rocheux n'est que la réponse ultime, et exceptionnelle, d'un long processus de déformation du versant, mis en évidence précédemment par l'étape de déstabilisation. Les processus de fissuration lente, ou phase de fracturation, jouent le rôle de précurseur à l'accélération des déformations. Les déplacements lents conduisent parfois à la rupture brutale. Il faut dans ce cas s'attacher à distinguer les scénarios potentiels de rupture, d'un effondrement avorté.

La rupture est conditionnée par l'équilibre entre les forces motrices, associées à la géométrie de la pente, et les forces résistantes, caractérisées par une résistance moyenne de la roche. La rupture prend place lorsque les forces appliquées sont suffisamment fortes pour dépasser le seuil de résistance de la roche. Un effet d'échelle apparaît à ce niveau, une masse rocheuse épaisse et fissurée étant plus apte à dépasser ce seuil. La rupture peut également intervenir suite à un abaissement rapide du seuil de résistance, par dégradation des propriétés du matériau. La perte de résistance fait suite à la fracturation, par propagation du réseau de fissures sous l'effet des pressions d'eau dans les pores et de l'altération chimique. Dès lors, une brusque réduction de la résistance au cisaillement suffit à générer la rupture brutale du versant.

Le processus de fissuration prend place autour d'un nucleus (défaut ou zone de faiblesse de la roche), et se propage sous les conditions de pression constante, dépendant des propriétés du matériau. L'activation et les caractéristiques de croissance de ces fractures à partir des défauts dépendent de la charge appliquée (Grady et Kipp 1987). Sous une charge suffisante, une fracturation radiale apparaît autour du défaut, formant des grains de petite taille à l'entourage immédiat du défaut (**Fig. 4.06**). La fracturation se produit par déformation de la roche, commu-

nément sous pression, jusqu'à ce que la contrainte résultante excède localement la résistance à la rupture du matériau (Bond 1955). De telles structures radiales sont observables dans les dépôts de grands mouvements rapides de versant rocheux, comme à Köfels (cf **Fig. 3.69**). Cette fissuration nécessaire du substratum rocheux débute à l'échelle microscopique, jusqu'à former un plan de rupture majeur. La rupture devient progressive et exponentielle, par croissance des fractures en coalescence. La fracturation peut se propager sur de longues distances, mais au-delà d'une certaine longueur, la fracturation ne génère plus de particules.

Figure 4.06 Effet de différents taux de charge sur l'intensité de fracturation d'une roche avec défauts naturels (d'après Grady et Kipp 1987).

Tout matériau renferme un certain nombre de défauts d'orientation et de taille variées. L'activation d'une charge génère la croissance et la coalescence de la fracturation à partir des défauts du matériau. Cette mise en charge peut se produire lentement lors de la déstabilisation (phénomènes cycliques statiques ou dynamiques), ou bien de manière plus brutale par action d'un facteur déclenchant majeur. Une charge lente conduit à l'activation de peu de défauts, avec une faible production de grains, principalement de grande taille. Inversement, une charge rapide active un grand nombre de défauts, générant une grande quantité de grains de petites dimensions. La quantité d'énergie requise pour produire la fracturation résulte directement de la charge appliquée. La déstabilisation, ou mise en charge lente, voit la fracturation dominée par le régime des défauts (influence du nombre et des caractéristiques des défauts). Au-delà d'une certaine contrainte appliquée, ou seuil, l'ensemble des défauts jouent, avec un régime de fracturation dominé par l'énergie appliquée (influence de la surface représentée par les fractures). Placés dans des champs de contraintes successifs, les épontes des discontinuités principales doivent développer la microfracturation qui prédispose à la rupture. Le plan de rupture majeur formé intensifie les taux de déplacements et la dilatation du matériau. La rupture brutale devient possible par ajout d'un facteur déclenchant, permettant une brusque réduction de la résistance du matériau.

4.2.2. Facteurs déclenchants

Le versant rocheux étant dans un état métastable, l'ajout d'un facteur déclenchant conduit à générer le mouvement. La mobilisation d'un versant rocheux de grande ampleur nécessite l'action d'un facteur déclenchant d'ampleur comparable. Dans le cas d'un édifice volcanique, la déstabilisation des flancs résulte principalement de l'activité volcanique. En milieu de montagne, l'activité climatique et tectonique est responsable du déclenchement du mouvement gra-

vitaire rapide de grandes masses rocheuses. Il faut envisager, dans de nombreux cas, un rôle conjugué de l'eau et des tremblements de terre.

a) Rôle de l'eau

L'eau est un facteur déclenchant majeur des grands mouvements de versant. La variable la plus importante semble être la pression interstitielle de l'eau dans la porosité de la roche et dans les fissures du massif rocheux. Par conséquent, la connaissance de cette variable passe par la détermination des paramètres de porosité, de perméabilité et d'apport d'eau.

La porosité et la perméabilité déterminent les conditions, favorables ou non, à la mise en pression de l'eau dans la masse rocheuse. Ces deux paramètres dépendent du matériau et de son état en profondeur (état d'altération et de fissuration). Il est ainsi nécessaire de déterminer le taux de piégeage de l'eau dans la porosité, et sa réaction lors d'une mise en pression.

L'apport d'eau au massif rocheux se produit par infiltration des précipitations, de l'eau de fonte des glaciers ou lors de la mise en eau d'un lac de barrage naturel ou artificiel. L'analyse de nombreux glissements actifs révèle une corrélation nette entre les précipitations, principalement saisonnières, et les taux de déplacements des masses de sols. La corrélation est beaucoup moins nette pour les versants rocheux instables. Le taux d'infiltration ne dépend pas de l'intensité des précipitations, mais plutôt de la durée de la période de pluies pour permettre à l'eau de s'infiltrer dans la fissuration. Le printemps et l'été semblent des périodes plus favorables, ajoutant l'eau de fonte des neiges et des glaciers aux précipitations. La pression interstitielle augmente alors lentement, par circulation d'eau dans les fissures. Si le seuil de résistance est dépassé, la rupture se produit. La difficulté est de connaître avec exactitude la position de ce seuil, notamment lorsque la masse rocheuse a une lithologie et une structure complexes. Un tel schéma de rupture peut être envisagé pour le cas de La Madeleine. Le glacier de l'Arcelle et des Pignes, juste en amont, a pu entretenir de fortes pressions d'eau au sein du massif rocheux, au cours d'une période climatique favorable, à la fin du Würm. De rares sources témoignent d'une circulation difficile de l'eau dans les fissures, facilitant le piégeage et les mises en pression. Il demeure cependant impossible de connaître le facteur à l'origine de la rupture.

Le fonctionnement complexe de la nappe de versant rocheux est conditionné par le réseau de discontinuités du massif et par l'apport d'eau au système. La pression interstitielle est à la fois sujette à la densité de fracturation, en terme de porosité et de perméabilité, et à l'eau dans le versant, du point de vue apports et stockage. La conséquence est une mise en pression possible de l'eau dans le versant. Le comportement du massif rocheux évolue alors avec le développement du réseau de fractures et le stockage important d'eau dans le versant. Le résultat est une déstabilisation de la masse rocheuse, voire une rupture brutale.

Un mode de rupture particulier fait intervenir la montée du niveau d'eau dans un lac de barrage. L'infiltration de l'eau dans le versant n'étant pas un phénomène rapide, un certain décalage existe entre l'apport d'eau et la réaction du massif rocheux. L'exemple du Vaïont témoigne de cette réaction décalée. La baisse rapide du niveau du lac a engendré un gradient hydraulique très élevé entre la profondeur et la surface du versant. Avec une géométrie défavo-

rable de la surface de glissement et de la surface du versant, la rupture était inéluctable sous l'effet des sollicitations hydrauliques (Cojean et Fleurisson 1990).

b) Rôle des séismes

L'ajout d'une force dynamique à un massif rocheux ayant perdu une partie de sa cohésion peut conduire inéluctablement à la rupture. Cette force dynamique, résultat de l'activité sismique, voit son intensité dépendre d'un certain nombre de paramètres relatifs au séisme et à la distance considérée au foyer du séisme. Le séisme est quantifié par sa magnitude, son moment sismique, et la profondeur du foyer. L'accélération due aux ondes sismiques affecte la stabilité du versant rocheux d'autant plus facilement que la masse rocheuse est à l'état particulaire, et les pressions d'eau dans le versant sont élevées. Les vibrations appliquées au versant par le séisme induisent des forces d'inertie transitoire et des surpressions interstitielles. Cela produit des déplacements relatifs le long des discontinuités par diminution de la résistance au cisaillement, créant des dommages. Le tremblement de terre apporte au mouvement gravitaire une certaine énergie, utilisée pour entretenir le mouvement ou désintégrer la masse rocheuse. La quantité d'énergie effectivement utilisée par la masse rocheuse demeure impossible à déterminer.

Longtemps suspectés de déclencher des ruptures catastrophiques de versant, les tremblements de terre sont maintenant clairement corrélés au déclenchement de glissements de terrain (Keefer 1984, 1994, Keefer er Rogers 1991, Rodriguez *et al.* 1999). Pour une large variété d'environnements, une corrélation forte existe entre la magnitude ou le moment sismique et le volume total de masses glissées. La forme, l'extension et l'excentricité de la zone où les glissements se sont produits dépendent de la susceptibilité régionale de la pente et de la directivité des ondes sismiques. Selon Keefer (1994), le séisme doit avoir une magnitude supérieure à 4 pour engendrer des glissements. Néanmoins, 92 % des glissements résultent de séismes de magnitude supérieure à 7.0 (**Fig. 4.07**). Une étude plus récente, s'appuyant sur une base de données exhaustive, relève une magnitude minimum de 5.4 pour engendrer glissements et écroulements rocheux, et 6.5 pour les avalanches de roches (Rodriguez *et al.* 1999). Cependant, des séismes de magnitude moindre peuvent être à l'origine de rupture de versant de grande ampleur, en particulier si le foyer est situé à faible profondeur ou si la pente présente une très forte susceptibilité de rupture (notamment avec des pressions interstitielles élevées).

Plusieurs exemples montrent une forte corrélation entre l'activité tectonique régionale et les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses. En Alaska, le séisme du 3 octobre 2002 de magnitude 7.9 est à l'origine de nombreuses avalanches de roches sur le glacier de Black Rapids (**Fig. 4.08**). La faille active de Bogd dans la chaîne de Gobi-Altay (Mongolie) est à l'origine d'un volumineux glissement ancien mis en évidence par photographie aérienne (Philip et Ritz 1999). Le volume et le processus de mobilisation de ces masses rocheuses les associent plus à un phénomène tectonique type nappe de charriage, qu'à un phénomène purement gravitaire (Hsü 1969a, 1969b).

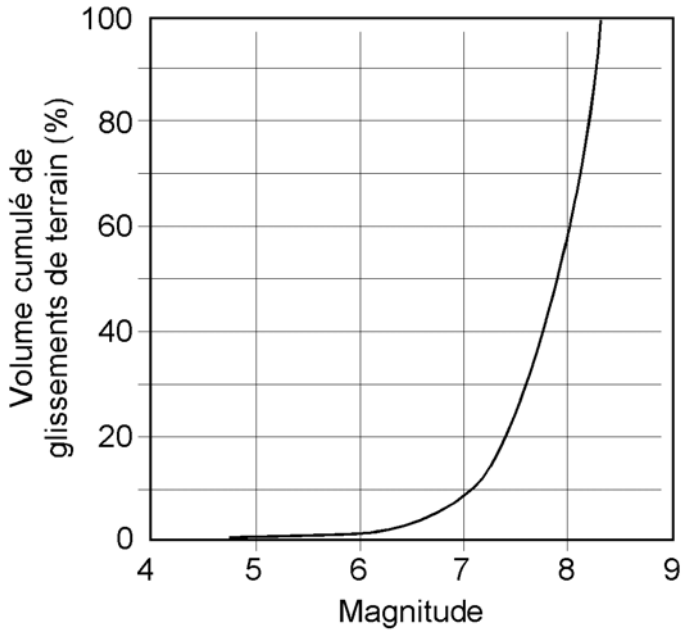


Figure 4.07 Volume cumulé de glissements de terrain induits par un séisme, associé à la magnitude, au Pérou et dans les régions limitrophes (d'après Keefer 1994) :

$$V = M_0/10^{18,9\ (\pm 0,13)},$$
$$1,4x10^{24} \leq M_0 \leq 10^{29},$$
$$r^2 = 0,87,\ n = 15$$

Figure 4.08 Photographie de deux avalanches de roches sur le glacier de Black Rapids en Alaska, suite au séisme de magnitude 7.9 du 3 octobre 2002 (Photographie de Dennis Trabant, USGS).

Les grands glissements de Flims et de Köfels peuvent relever de cette hypothèse. Il est cependant difficile de corréler les trois cas alpins étudiés à une rupture provoquée par un séisme. Les Alpes sont connues pour être une chaîne de montagnes sismiquement active, avec une magnitude rarement supérieure à 6.0 pour les séismes récents. La faille de Coire, dans la vallée du Rhin, produit régulièrement des séismes de magnitude inférieure à 4.0, trop faibles pour engendrer la rupture d'une masse rocheuse comme Flims. Actuellement, la vallée de la Maurienne est une zone sismique calme, tout comme la vallée de l'Öetz. Par contre, ces trois vallées résultent de l'érosion glaciaire, et ont subi le passage des glaciers du Würm. La décharge glaciaire à cette époque pourrait avoir produit des séismes de fortes magnitudes, plus élevées que celles enregistrées actuellement. Il est difficile d'imaginer un seul événement majeur ayant produit simultanément les trois ruptures de La Madeleine, Flims et Köfels, mais il faut envisager l'hypothèse de plusieurs réajustements en différents endroits de la chaîne al-

pine, sur une période de 2000 ans environ après le Würm. De tels indices d'une période de forts séismes juste après le dernier stade glaciaire semblent exister dans les dépôts lacustres, sous la forme de seismites et d'homogénites, à corréler avec les phénomènes gravitaires contemporains.
On remarque qu'une faible élévation de la pression interstitielle suffit à atteindre le seuil de résistance du matériau, tandis qu'un séisme requière une magnitude élevée pour provoquer un glissement. L'effet d'un tremblement de terre est d'autant plus fort que la pression interstitielle dans le massif rocheux est élevée. Par conséquent, l'eau semble avoir un effet majeur sur la rupture des grands versants rocheux, amenant le massif à l'état d'instabilité active.

4.2.3. Modélisation de la phase de rupture

Le développement des modèles de rupture permet de prendre en compte un grand nombre de paramètres dont la détermination n'est pas toujours facile. On distingue les modèles s'appuyant sur le calcul du coefficient de sécurité (méthode de Bishop-Carter) appliqués aux glissements à surface de rupture nette. La prise en compte des déformations internes est également possible par les modèles élastoplastiques, faisant appel à différentes méthodes de calcul numérique (FLAC, CESAR, UDEC…). Le modèle dépend également des paramètres et de la géométrie qu'on lui impose. Une étude de terrain très précise est donc nécessaire en vue d'une fiabilité suffisante.
Que cela soit pour simuler la rupture circulaire (calculs de Bishop) ou polygonale (calculs de Carter), le glissement d'une masse rigide demeure un modèle simple. Trois paramètres sont nécessaires à connaître : le poids spécifique, l'angle de frottement et la cohésion du ou des matériaux. Il est également possible d'ajouter un niveau d'eau dans le versant et une accélération dynamique (pour des calculs pseudo-statiques). Ces modèles permettent une approche rapide de l'état de stabilité d'un versant rocheux. Mais l'absence de déformabilité et d'évolution du comportement de la masse rocheuse handicape fortement la conceptualisation du processus de rupture, et de l'évolution vers la phase de propagation.
Le cas exceptionnel du glissement du Vaïont a permis le développement d'un certain nombre de modèles en élastoplasticité. Ces modèles visualisent la transformation progressive du massif rocheux, par mise en évidence du processus de localisation des déformations, puis apparition des indicateurs de plasticité, soit par insuffisance de résistance au cisaillement, soit par insuffisance de résistance à la traction (**Fig. 4.09**).
Basé sur les mêmes principes de transformation progressive du massif rocheux, un modèle de fissuration lente a permis de reconstruire les conditions durant les deux mois précédent la rupture du Vaïont (Kilburn et Petley 2003, **Fig. 4.10**). Les résultats obtenus montrent une tendance linéaire entre le taux inverse de déformation et le temps, servant de modèle prédictif à la rupture. Cette fissuration lente produit de petits séismes, difficilement détectables par les appareils de mesure, d'où l'impossibilité de développer une méthode préventive type éruption volcanique (Kilburn et Petley 2003). Ces modèles très intéressants et de plus en plus précis requièrent l'intégration d'un modèle géologique préalablement bien défini, et des paramètres dont les valeurs doivent être le plus fidèle à la réalité. Ces modèles ne permettent cependant

pas une évolution calibrée en fonction du temps, d'où l'impossibilité de prédire le moment de la rupture. Le développement des modèles passe par une meilleure connaissance des processus de déformation en fonction du temps, en particulier par propagation des ruptures locales (cisaillement, fissuration).

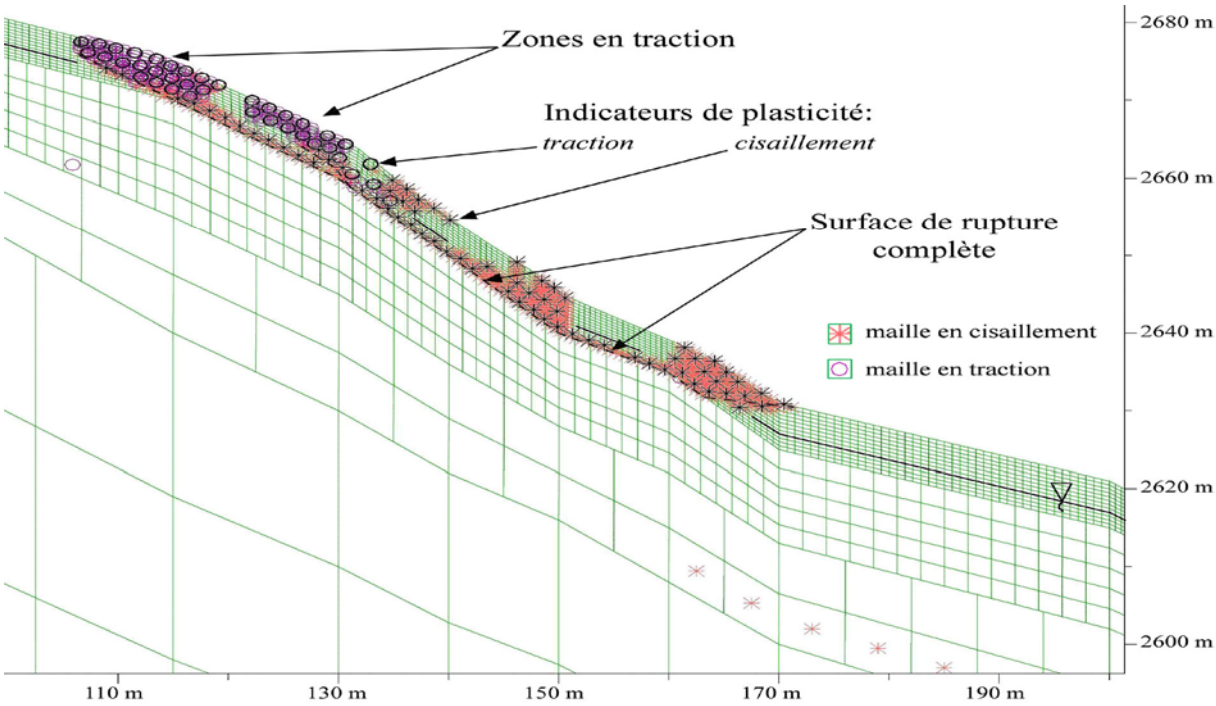


Figure 4.09 Modélisation FLAC (ITASCA) de la rupture d'un glissement sous le Pic du Roignais, Bourg-StMaurice (Savoie, France), avec caractérisation des déformations (Laugier 2002).

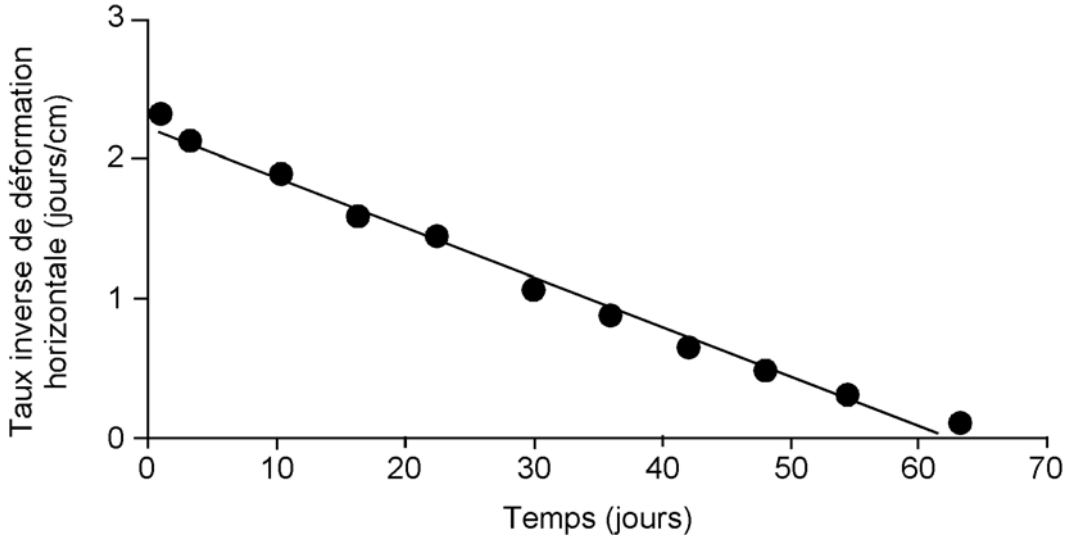


Figure 4.10 Taux inverse de déformation horizontale du versant avant la rupture catastrophique du Mont-Toc dans la retenue artificielle du Vaïont le 9 octobre 1963. Le taux inverse de déformation horizontale diminue linéairement avec le temps, suspectant une fissuration lente par croissance des fissures. La droite de régression présente un coefficient de corrélation de 0,99. Une tendance linéaire aurait pu être apparente dès le trentième jour de déformation, soit 30 jours avant la rupture catastrophique. Les erreurs des taux mesurés sont estimées à 5 %, soit la taille des cercles représentés (Données de Müller 1964 et Voight 1988, d'après Kilburn et Petley 2003).

4.3. Caractérisation de la phase de propagation

L'étape de propagation fait suite à la phase de mobilisation au moment de la rupture, par un phénomène discontinu d'accélération de la masse rocheuse sur la pente. La fin de la propagation est caractérisée par le dépôt, intervenant suite à la phase de décélération plus ou moins rapide en bas de pente. Entre la mobilisation et le dépôt, la masse rocheuse voit son comportement évoluer par effet d'une intense réduction granulométrique. Il s'en suit un modèle complexe de transport, avec action d'un grand nombre de processus, responsables de nombreuses propriétés des dépôts.

4.3.1. La réduction granulométrique

A la différence de la fracturation par effet de la gravité et des phénomènes de fatigue du matériau, la désintégration dynamique résulte du transport de la masse rocheuse. Le mouvement est la source immédiate d'énergie faisant éclater les particules les plus grosses en particules plus petites (Erismann et Abele 2001). Un certain nombre de structures figées dans les dépôts sont les témoins des processus de désintégration dynamique. Ces processus permettent la transformation du bloc rigide originel en un assemblage de particules hétérogènes en taille. Cette réduction granulométrique se réalise par cisaillement pur (phénomènes de frottement et de broyage ou "*crushing*"), par interactions entre les constituants de la masse rocheuse (bloc-bloc, bloc-matrice, ou au sein de la matrice), et par phénomènes de dilatance (Gonflement Dispersif Anisotrope GDA).

a) Les processus de réduction granulométrique

Les structures internes des dépôts de glissements et avalanches de roches de La Madeleine, Flims et Köfels autorisent une reconstruction détaillée des processus de transport. La fragmentation prend place à tous les niveaux et à toutes les échelles de la masse rocheuse au cours du transport, et est toujours le résultat du cisaillement. Le contrôle topographique semble être un facteur important de fracturation. Cela a été le cas à Flims où la masse rocheuse a dû s'adapter à l'environnement géomorphologique, avec formation de failles verticales de grande extension et une délamination de la masse rocheuse le long des discontinuités pré-existantes (joints stratigraphiques, surfaces de foliation ou plans de schistosité). Durant le transport, la réduction granulométrique intervient par cisaillement le long de ces discontinuités pré-existantes ou induites par le mouvement.

Les effets de cisaillement varient avec la profondeur au sein de la masse rocheuse, comme résultat des effets de charge à l'origine du confinement. Le broyage par friction, concentré le long des discontinuités majeures (nommées Type-1) et plus faiblement au sein des lames de roches, domine dans les parties basales (**Fig. 4.11a**). Le broyage par friction correspond à un cisaillement claste-claste, matrice sur claste ou intraclaste, et implique une interaction entre les particules. Ce cisaillement induit également une dilatance du matériau granulaire dans les discontinuités de Type-1 (**Fig. 4.11b**). Cette dilatance se caractérise par un déplacement différentiel des particules, résultant dans les dépôts en un granoclassement inverse de la matrice interstitielle en contact avec les particules les plus grosses. Par conséquent, le matériau de la

matrice se déplace relativement aux particules les plus grandes. La dilatance interne aux lames de roches demeure réduite.

Un gonflement dispersif accompagne la fracturation interne des clastes. Ce processus a été décrit pour la première fois dans les dépôts des avalanches de débris volcaniques du Cantal (Schneider et Fisher 1998). L'existence de la dilatance résulte en une bréchification en expansion de la roche, attestée par des fissures ouvertes injectées de matrice finement granulaire. En outre, cette dilatance intervient dans un contexte de cisaillement anisotrope. Les observations microscopiques réalisées à La Madeleine et à Flims démontrent l'existence d'une anisotropie de la fabrique à travers le matériau granulaire des surfaces de Type-1. Au cours du transport, un Gonflement Dispersif Anisotrope (GDA) se développe suivant une direction normale à la surface en mouvement (Pollet 2000). Par conséquent, les microclastes révèlent un déplacement per ascensum depuis le claste source (**Fig. 4.11c**). Contrairement au cisaillement, les collisions entre grains sont peu abondantes au sein de ces glissements-avalanches de roches, par manque d'espace entre les particules pour permettre aux collisions mutuelles de se produire. Les clastes de forme anguleuse sont bloqués par leurs voisins, autorisant seulement des déplacements limités, et l'injection d'un matériau fin dans les espaces libres, inhibant les possibles collisions. Un écoulement granulaire classique n'est possible que sous certaines conditions de faibles pressions de confinement (de telle sorte que les grains peuvent maintenir leur cohérence, et ne sont pas broyés). Cet écoulement conduit à un arrondissement des grains transportés (type écoulement pyroclastique), quelque peu différent des textures observées dans les dépôts de La Madeleine et de Flims.

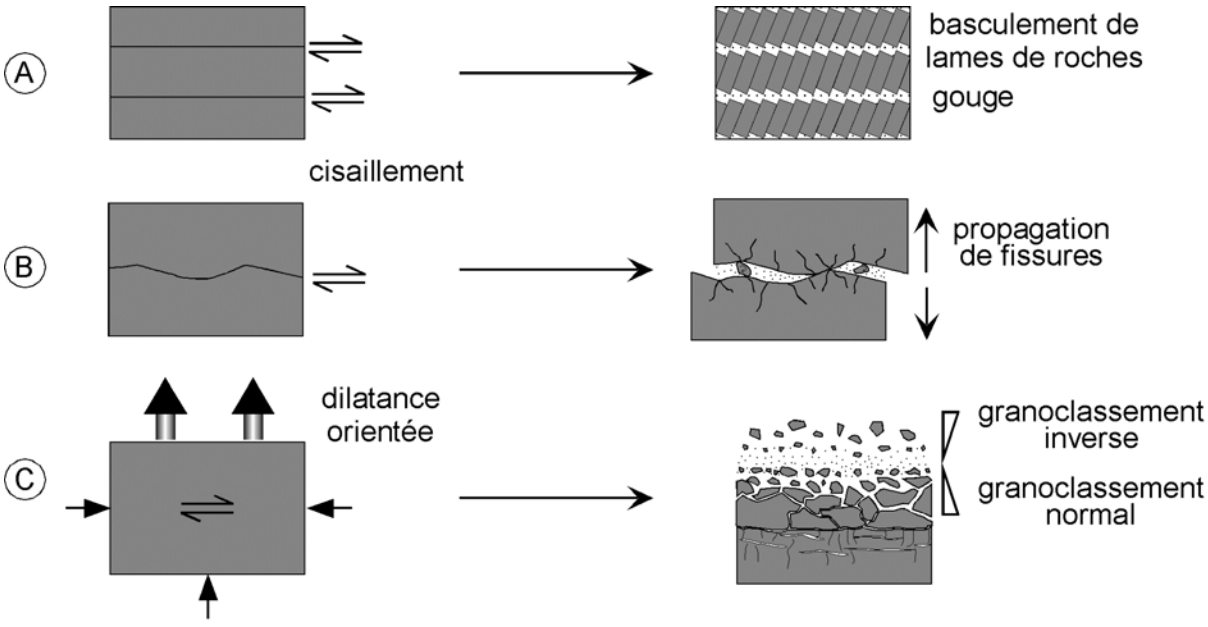


Figure 4.11 Schémas illustrant les processus de réduction granulométrique de la masse rocheuse durant le transport. (A) Cisaillement et basculement de lames de roches du faciès structuré. (B) Broyage et propagation des fissures au sein des clastes. (C) Dilatance affectant les grains.

La déformation interne (« écoulement ») de la composante finement granulaire de ces masses rocheuses est accommodée par une dispersion non turbulente de grains pulvérisés au sein de la masse cisaillée, permettant un maintien des structures originelles. La perception de ce pro-

cessus de transport contraste fortement avec les concepts typiques d'écoulement granulaire, dans le sens d'un déplacement relatif entre grains satisfait par des collisions entre grains.

b) Le modèle de désintégration par friction

Le cisaillement interne et le gonflement dispersif des clastes bréchifiés sont des processus différents mais complémentaires qui influencent la formation des deux faciès reconnus au travers des dépôts de Flims. Le faciès structuré est directement hérité de la stratification originelle de la masse glissée, et est caractérisé par des déplacements relatifs des lames de roches individualisées le long des surfaces intervenant en friction. Le mouvement prend place principalement le long des discontinuités de Type-1, à l'origine d'une désintégration intense de la roche et de la formation d'une gouge de friction. Un cisaillement mineur intervient au sein des lames de roches par formation de discontinuités obliques de Type-2. Vers le sommet des dépôts, la fréquence des discontinuités de Type-1 diminue et l'épaisseur des slabs augmente (**Fig. 4.12**). Ce schéma de déformation reflète le fait que la dissipation d'énergie par friction intervient principalement près de la base de la masse rocheuse où le confinement important s'oppose à l'effet de dilatance.

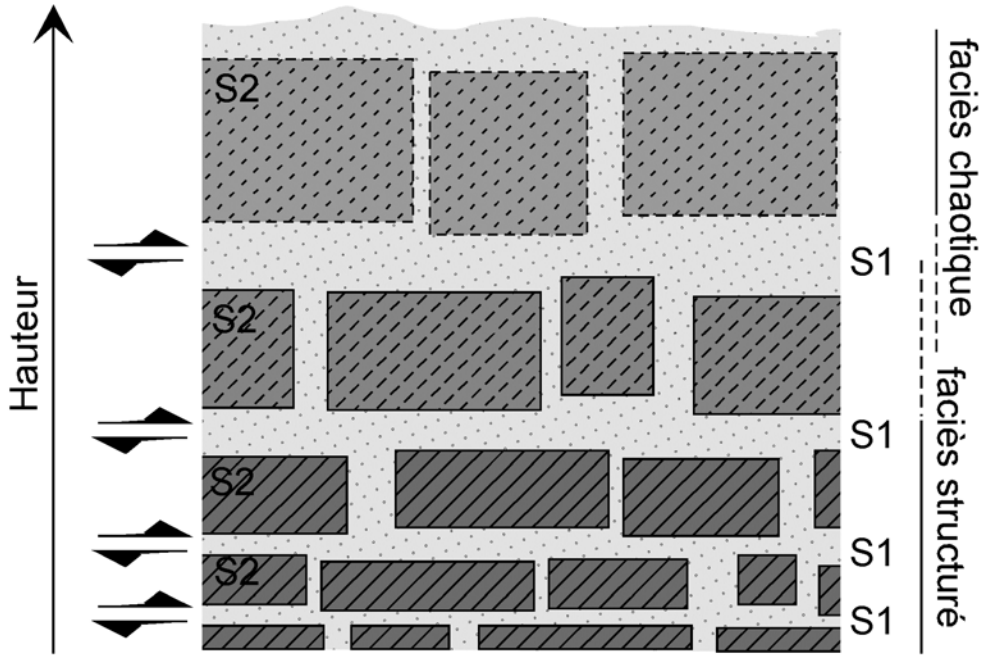


Figure 4.12 Schéma représentatif des dépôts du glissement rocheux de Flims, illustrant un épaississement des zones de cisaillement et des lames de roches en remontant dans la colonne de roches. Les blocs rocheux les plus volumineux apparaissement préservés de toute désintégration dans le faciès chaotique.

L'intensité du cisaillement de la masse rocheuse le long de sa surface basale, en condition dynamique, est à l'origine de la sollicitation en cisaillement de nouvelles surfaces de Type-1 au sein de la masse stratifiée en mouvement. Cela crée un mouvement par incrément couche-sur-couche, tel un jeu de cartes en glissement sur une table. L'effet de la friction basale en glissement se dissipe vers le sommet de la masse rocheuse par des déplacements différentiels le long des surfaces de Type-1, conduisant à un gradient vertical de cisaillement. Un schéma de fracturation de type Riedel, répétitif à toutes les échelles d'observation (**Fig. 4.13**), prend

place au sein de la masse rocheuse. La mise en pression de la roche engendre des joints, puis un déplacement à l'origine des premières fractures (R1). Ces fractures sont par la suite coupées par une seconde famille de fractures (R2). La zone de cisaillement est ainsi créée avec une structure cassante typique. Les différentes étapes de ce schéma de fracturation persistent dans les dépôts. Mécaniquement, le cisaillement exprime un adoucissement du matériau jusqu'à un état résiduel (**Fig. 4.14**). L'apparition d'une microfracturation amène la formation d'une gouge. L'épaisseur de cette zone de cataclase est à relier directement à l'intensité du déplacement, mais dépend fortement des propriétés mécaniques du matériau et des caractéristiques du trajet (notamment de la présence d'obstacles topographiques).

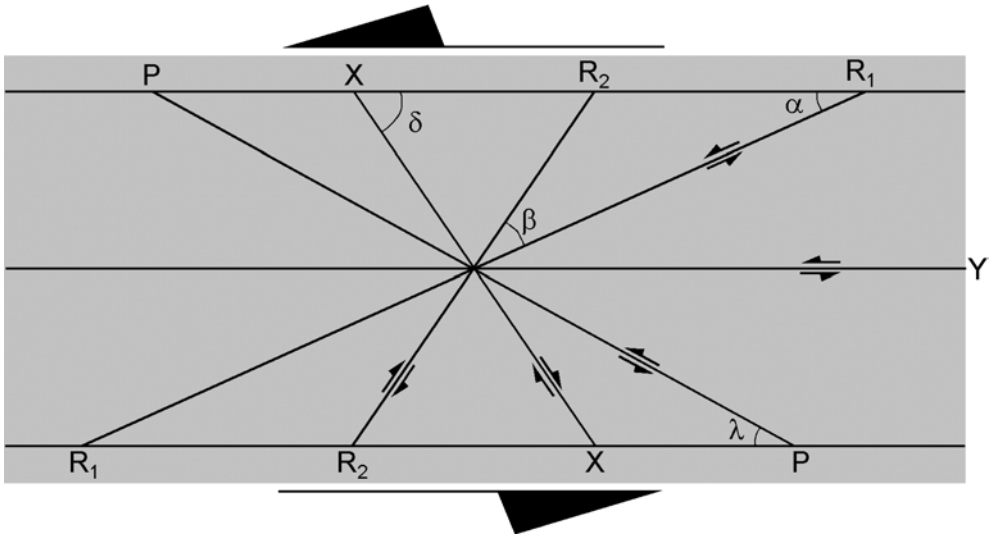


Figure 4.13 Schéma de fracturation selon une zone de cisaillement et relations géométriques définies expérimentalement dans une gouge simulée par compression triaxiale (Logan *et al.* 1979, 1992). R1, R2, P et Y sont les fractures majeures, avec un déplacement selon Y à l'origine du granoclassement inverse dans les gouges de cisaillement. Toutes les fractures ne se développent pas de façon homogène. Outre la structure de détail du massif, le développement de ces fractures dépend des conditions de confinement et de déformabilité aux limites de la masse rocheuse.

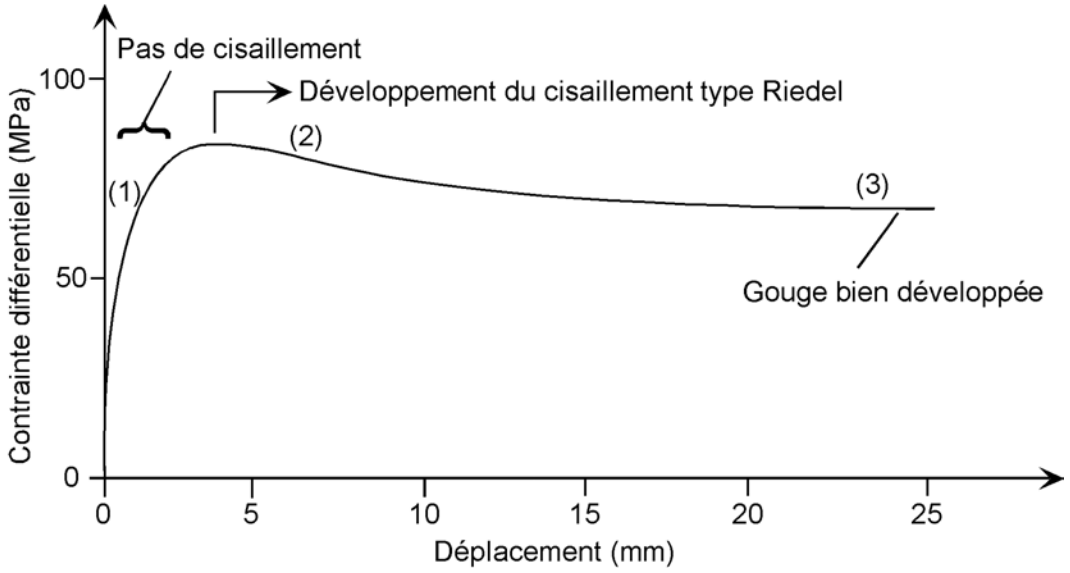


Figure 4.14 Courbe expérimentale contrainte-déplacement d'essais triaxiaux menés sur la calcite (d'après Logan et al. 1992). 3 étapes de déformation sont remarquables : (1) pré-pic ; (2) post-pic, caractérisant le radoucissement ; (3) état résiduel.

La réduction en taille des grains s'effectue le long des fractures subissant le plus de déplacement (à savoir R1, R2, P et Y). Entre ces surfaces, le matériau demeure généralement intact. Autrement dit, la réduction en taille des grains est un processus de fragmentation de la roche par mise en pression, puis par frottement au niveau des surfaces, généralement rugueuses, nouvellement créées. Une gouge est alors générée entre ces surfaces. L'irrégularité des surfaces, par leurs caractéristiques géométriques, n'altère que modérément la réponse mécanique de la masse rocheuse, la fabrique de la gouge jouant un rôle majeur au cours du transport. Cette fabrique particulière s'observe quelque soit l'état de confinement, la pression interstitielle, les taux de déplacements, les épaisseurs des gouges ou le type de matériaux.
Les cataclases sont typiques des zones de faille, avec une granulométrie multimodale spécifique (Marone et Scholtz 1989, **Fig. 3.40**). La désintégration par frottements se caractérise par des ruptures successives des aspérités le long des surfaces mises en jeu. Ces déformations inélastiques sont responsables du polissage de la roche (pouvant réduire l'angle de frottement à 15-30°, Cruden 1985), et de la production de chaleur. A l'échelle du minéral, la gouge résulte de la granulation de la roche, par fracturation et rotation de grains individuels rigides (Engelder 1974). La taille des cristaux de la roche affecte la granulométrie des grains, avec une géométrie granulaire mimant la géométrie cristalline. Cette géométrie semble se répéter à toutes les échelles, par reconduction d'une géométrie cristalline dans un matériau monogénique. Le résultat est une courbe granulométrique multimodale dont les éléments ont des tailles bien définies.
L'analyse granulométrique des dépôts des 3 cas alpins étudiés a révélé cette configuration multimodale (**Fig. 4.15**). La minéralogie a un impact direct sur la granulométrie. Il est maintenant reconnu que l'usure par frottement est conditionnée par la dureté du minéral (Tourenq 1970). Plus le minéral est tendre, plus les particules arrachées ont une grande taille, et participent sans cesse à l'usure de la roche. Le pic à 25-30 mm (pic (4) pour Flims et La Madeleine, **Fig. 4.15**) doit correspondre à la taille des ristaux de la calcite. Plus le minéral est dur, plus les particules arrachées ont une petite taille, et tendent à favoriser le polissage de la roche. Le pic à 3 mm (Pic (1), **Fig. 4.15**) est associé au quartz. Par conséquent, la connaissance minéralogique de la roche permet de préciser la taille des particules fines produites par le broyage. On met également en évidence qu'à un certain degré de broyage, le matériau devient si fin que la fracturation de la roche laisse place à une fracturation le long des imperfections minéralogiques et les microhétérogénéités du minéral (Leroux 1994). Une relation doit s'établir entre le degré de finesse du matériau produit et l'énergie nécessaire pour le former. Un travail complémentaire est nécessaire pour préciser cette relation, fonction de l'intensité du broyage, de la composition minéralogique de la roche, de la granulométrie obtenue.
Le schéma de fracturation de type Riedel, caractérisé dans les dépôts de Flims, et apparent dans ceux de La Madeleine et de Köfels, a pour conséquence de cataclaser l'ensemble de la masse rocheuse. Le maintien des structures originelles et de transport n'est réaliste qu'avec un certain confinement. Le cisaillement concentré au niveau des surfaces spécifiques, emplies de gouge, conduit à un polissage de la roche, ayant pour effet de réduire l'angle de frottement. Avec un déplacement aisé sur une longue distance, la gouge présente des grains arrondis (à

l'exception des grains néoformés), avec des injections le long des fissures. Un granoclassement symétrique conduit les grains les plus fins au cœur de la gouge, comme caractéristique géométrique du cisaillement maximum. Cela peut signifier une expulsion des particules les plus grosses. Mais l'hypothèse la plus probable semble une désintégration continue des particules au cœur de la gouge, et de façon plus modeste sur le pourtour. Le développement de la gouge entraîne une réduction de la taille du grain moyen, avec un effet sur le classement. Il s'en suit une déformation concentrée à l'intérieur de la gouge dans les zones confinées. Par contre, la perte de confinement autorise la diffusion de la déformation à l'ensemble de la masse rocheuse, par effet de dilatance généralisée.

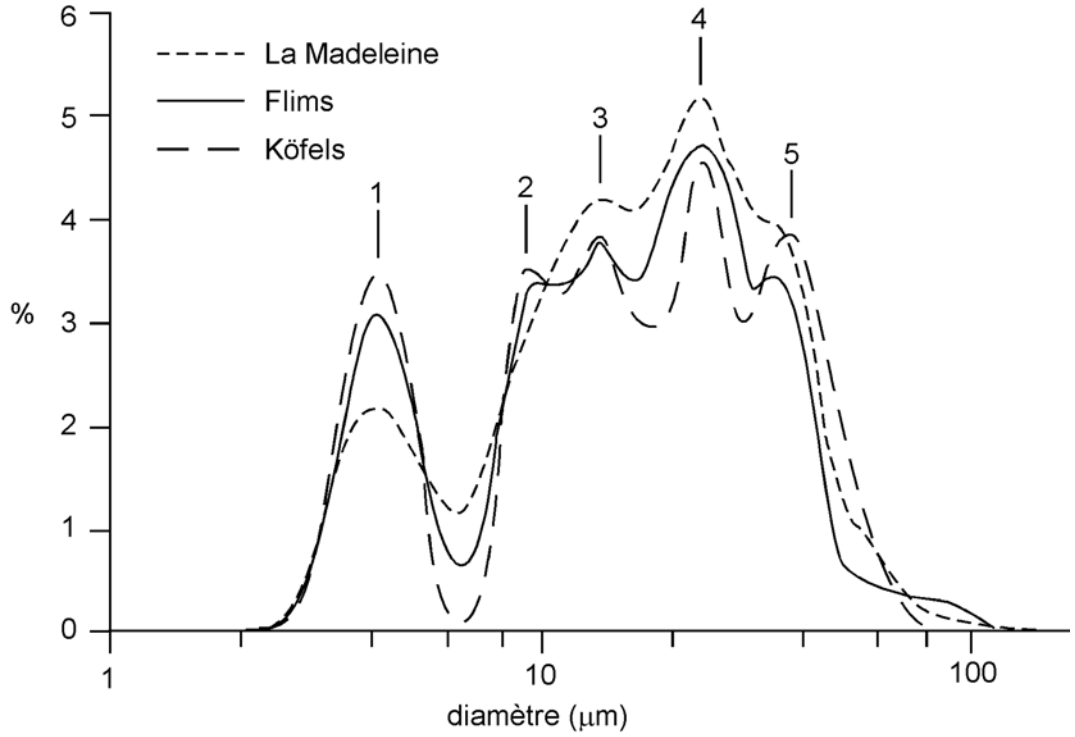


Figure 4.15 Résultats granulométriques au laser des dépôts des 3 cas alpins étudiés. (1) pic associé à la taille moyenne des cristaux de quartz, autour de 3 mm. (4) pic corrélé à la taille moyenne des cristaux de calcite, entre 25 et 30 mm. (2), (3) et (5) pics associés à d'autres minéraux, dont la dureté doit diminuer en allant vers une granulométrie grossière.

c) Gonflement dispersif anisotrope et isotrope

Les structures héritées du transport sont préservées dans la partie basale des dépôts au sein du faciès structuré. Cette préservation témoigne de l'incapacité des débris rocheux à s'épandre. Ce fait résulte de l'état de confinement par charge lithostatique de la colonne de roches, et du déplacement au sein d'une vallée confinée. Le faciès chaotique présente des structures différentes. Près de la surface, les lames de roches et les discontinuités de Type-1 ne sont généralement plus reconnaissables, sauf sous forme de reliques (éléments structurés). Une intense réduction granulométrique de la roche pré-existante a conduit à la formation d'un matériau granulaire. La diminution des forces de confinement au sommet de la masse rocheuse autorise une réduction granulométrique nettement plus intense. La transition entre ces deux faciès est graduelle, basée sur les observations de terrain. Près de la surface et sur les bordures, les lames de roches sont complètement désintégrées, si bien que le matériau présente un aspect si-

milaire à celui constituant la gouge des surfaces de Type-1. Par conséquent, la dilatance est efficace à travers l'ensemble du matériau clastique, bien que ce matériau soit limité aux surfaces de Type-1 dans les parties confinées de la masse rocheuse. La dilatance est l'effet macroscopique du foisonnement causé par l'individualisation granulaire. Cette dilatance n'est possible que si le confinement est suffisamment faible.

Les études des matériaux granulaires indiquent qu'un écoulement granulaire est possible seulement si les frottements entre les particules sont réduits par des effets de dilatation (dilatance), lesquels sont dépendants de la contrainte de cisaillement et de la contrainte normale (Jaeger et Cook 1979). Le gonflement dispersif anisotrope (GDA) observé microscopiquement autour des grains dans les surfaces de Type-1 et dans le faciès chaotique suggère fortement que la dilatance est contemporaine du broyage associé à l'action de la contrainte de cisaillement (**Fig. 4.16**). Le GDA reflète les effets dynamiques qui interviennent durant le transport. Le gonflement des particules est anisotrope du fait de l'orientation de cette contrainte de cisaillement le long des surfaces de Type-1, héritées des discontinuités pré-existantes de la masse rocheuse. Cette anisotropie résulte également de la charge de la colonne de roches du glissement-avalanche de roches. Par conséquent, la contrainte de cisaillement, associée au mouvement translationnel de la masse rocheuse, et les forces de confinement agissent pour contrôler le broyage et la dilatance résultante du matériau granulaire. Cet effet, dont la théorie a été proposé par Davies et McSaveney (2002, voir également Davies *et al.* 1999), est démontré pour la première fois par des observations dans les dépôts de La Madeleine et de Flims.

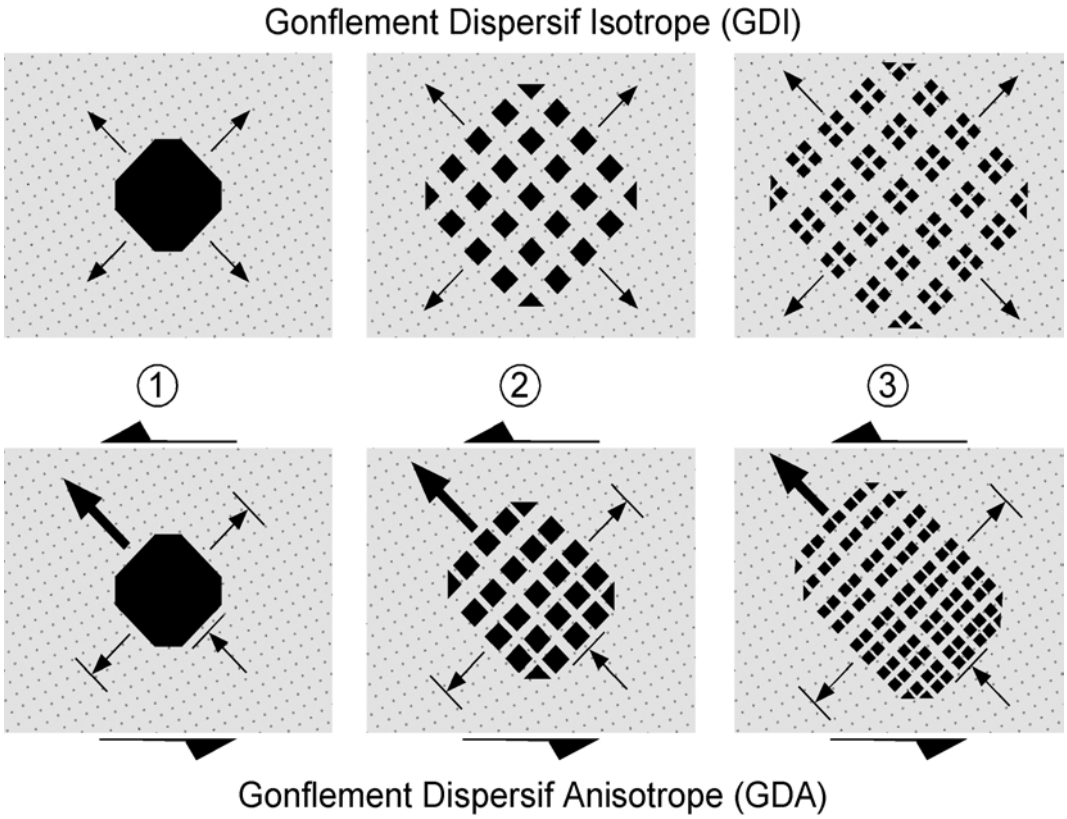


Figure 4.16 Schémas conceptuels décrivant les phénomènes de gonflement dispersif isotrope et anisotrope, comme conséquences du cisaillement à l'origine du matériau fin granulaire.

Le gonflement dispersif isotrope (GDI) est un phénomène associé au cours duquel le gonflement symétrique s'accompagne d'une cataclase bréchique (**Fig. 4.16**). Davies *et al.* (1999) proposent un processus similaire intervenant dans les sturzstroms qu'ils nomment pression dispersive isotrope. Les observations microscopiques des fragments rocheux et les données de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des dépôts Miocène d'avalanches de débris du volcan du Cantal suggèrent fortement que le GDI affecte la matrice de ces avalanches au cours du transport (Schneider et Fisher 1998). Un phénomène très proche du GDI intervient dans les sturzstroms non confinés mobilisant un matériau très fragile et de lithologie variable. En absence de confinement, une expansion latérale des matériaux transportés peut prendre place dans la plaine, soulignant la source des avalanches de roches, et impliquant un régime de contraintes plus uniformes au sein de l'avalanche de roches en mouvement. A l'échelle de l'affleurement, les sturzstroms non confinés apparaissent sous la forme de dépôts chaotiques dans lesquels les structures internes ne sont pas bien préservées. En dépit de cette constatation, le caractère non turbulent des sturzstroms est attesté par la préservation grossière de la stratigraphie du matériau transporté depuis l'ancien versant jusqu'aux dépôts finaux, et par un manque relatif d'abrasion des clastes à la surface des écoulements (Hadley 1978, Shaller 1991a). Ainsi, le gonflement dispersif isotrope apparaît comme résultat d'une perturbation de la fabrique interne locale du sturzstrom, mais n'affecte pas le schéma général de comportement mobile, lequel est semblable à celui décrit précédemment dans les dépôts affectés par le Gonflement Dispersif Anisotrope.

4.3.2. Évolution comportementale du matériau au cours du mouvement

L'étape de propagation de la masse rocheuse est en continuité directe de la phase de rupture, poursuivant la phase de mobilisation par écroulement, glissement d'un bloc cohérent ou d'un matériau désintégré. On relève un certain nombre de caractéristiques propres aux mouvements de versants rapides et de grande ampleur, associées au parcours, à la géomorphologie des dépôts ou à leurs propriétés internes.

a) Caractéristiques du parcours

La plupart de ces phénomènes, contemporains de l'événement, ne peuvent être validés par des observations actuelles dans les dépôts, et demeurent subjectifs et incertains.

- Rapidité du déplacement

La vitesse et la durée du déplacement sont quantifiées à l'aide d'observations visuelles, sans réelles estimations contemporaines du déplacement. L'étude réalisée par Heim (1932) pour le cas de Elm demeure exceptionnelle, du fait du grand nombre de témoins de l'événement gravitaire. On constate simplement que la classification de Varnes (1978) fait état d'une vitesse "extrêmement rapide" au-delà de 5 $m.s^{-1}$. Cette limite doit être largement dépassée par des masses rocheuses aussi volumineuses que les versants qui nous intéressent. Cette rapidité du phénomène, associée à une transformation continue du matériau au cours du déplacement, permettent d'envisager un comportement « explosif » de la masse rocheuse. La désintégration

interne de la masse rocheuse prend place dans un laps de temps très court (de l'ordre de quelques minutes), témoignant du comportement fragile du matériau à toutes les échelles.

- Longueur du parcours

La notion de mobilité, dénommée « run-out », s'appuie sur la distance de parcours et le coefficient de frottement. Le caractère explosif de la masse rocheuse au cours de son déplacement, par des processus de réduction granulométrique à l'origine de l'évolution du matériau, fait que les débris rocheux ne s'écoulent pas suivant un comportement granulaire (McSaveney et Davies 2002). Une solution au problème de la mobilité est à rechercher du côté de phénomènes plus complexes, à savoir une transformation d'une roche cohérente à un assemblage de grains en interactions. La dissipation d'énergie au cours de cette transformation conditionne directement la longueur du parcours.

- Bruit sourd

Le déplacement rapide d'une masse rocheuse de grande ampleur génère nécessairement un bruit important, résultat des interactions entre la masse rocheuse et son environnement, ou produit par la désintégration des fragments rocheux. Ce bruit peut témoigner du comportement explosif de la masse rocheuse. Un tel bruit s'entend également lors du déplacement d'une lave torrentielle, généré par le roulement des blocs sur le substratum. L'absence avérée de roulement de blocs dans une avalanche de roches ne permet pas d'assimiler ces deux modes de transport.

- Souffle d'air et nuage de poussières

De nombreux témoignages font état d'un souffle d'air violent, produit par le mouvement de la grande masse de roches. Ce phénomène de blast violent occasionne la chute d'arbres, le déplacement d'objets, … Le vent se charge de particules fines présentes dans l'environnement immédiat, ou provenant de la réduction granulométrique de la masse rocheuse. Le souffle poussiéreux, parfois chaud, témoigne de l'intensité des interactions régnant au sein de la masse rocheuse, avec production de fines et de chaleur, confortant les processus de cisaillement comme phénomènes majeurs.

b) Caractéristiques géomorphologiques des dépôts

- Forme fluide

La morphologie des dépôts est conditionnée par la forme de la zone de dépôt, et par le comportement de la masse rocheuse. Une vallée encaissée ou une plaine ouverte n'ont pas le même effet sur le déplacement des débris rocheux. Dans les deux cas, un état fluide du matériau se remarque par une mobilité importante, la masse rocheuse faisant fi des obstacles topographiques : réorientation possible de la masse rocheuse contre l'obstacle. C'est l'exemple des dépôts en forme de T ou de L, comme à La Madeleine ou à Flims.

- Remontée topographique

Le phénomène de remontée topographique, dénommé "run-up", est relatif au mouvement d'une masse à l'encontre de la gravité. Ce phénomène nécessite une certaine vitesse de dépla-

cement (ou énergie cinétique disponible pour se transformer en énergie potentielle) et un matériau capable de répondre aux sollicitations induites par le changement de direction de transport. Autrement dit, un matériau granulaire a plus de facilitées à subir l'impact contre un obstacle, et à se réorganiser pour limiter les pertes d'énergie. Le matériau fluidifié possède une élasticité suffisante pour perdre un minimum d'énergie lors de la collision. Un bloc solide équivalent ne peut que stopper.

- Rides latérales et longitudinales

Les dépôts d'avalanches de roches présentent des rides allongées associées à l'étalement des débris rocheux. Pour former des rides latérales, il est nécessaire d'avoir à la fois de fortes pentes et un substratum érodable. L'effet cisaillant entre la masse rocheuse et l'environnement topographique réduit la vitesse, et provoque la formation d'un bourrelet d'accumulation de débris. Dès lors, ces rides témoignent de l'importance des interactions masse rocheuse contre substratum, conduisant à l'arrêt d'une partie des débris. Le dépôt est un phénomène continu sur l'ensemble du parcours.

- Surface topographique irrégulière

La surface des dépôts, irrégulière de par la présence de rides, présente également des buttes, nommées hummocks (les plus grandes) et mollards (les plus petites). Cette topographie irrégulière est à l'origine d'un environnement particulier, avec la formation de lacs de surface, assez nombreux au site de Flims. L'origine de ces buttes demeure incomprise, de part une méconnaissance de leur structure. Les vibrations appliquées à un matériau granulaire peuvent générer une topographie irrégulière, par formation de cellules de convection (Cassie *et al.* 1988). Cet effet turbulent souffre d'un manque d'évidences de terrain. A La Madeleine et à Köfels, la surface des dépôts est caractérisée par la présence de nombreux blocs, avec peu ou pas de matrice interstitielle. A Flims, la majorité des hummocks semblent associés à un bloc rocheux de grandes dimensions en surface des dépôts, avec un matériau fin sur le pourtour. Cependant, la surface des dépôts de Flims a subi le lessivage lors de la rupture du lac de barrage. Un tel lessivage demeure assez courant pour ce type d'événement. La topographie irrégulière paraît plus résulter de la présence de gros blocs dans la partie supérieure de la masse rocheuse, que d'un processus complexe induit par le mouvement.

c) Propriétés de la masse rocheuse

- Blocs de grande taille au sommet des dépôts

Sans doute à l'origine des hummocks au sommet des dépôts, ces gros blocs sont absents en profondeur, notamment à la base des masses rocheuses. Cependant, on ne peut pas parler de granoclassement inverse pour les trois cas alpins étudiés. La concentration des gros blocs au sommet des dépôts pourrait résulter d'une ségrégation granulométrique, faisant remonter les blocs les plus volumineux et les plus résistants face à la réduction granulométrique. Mais ce processus induit une perte des structures originelles de la masse rocheuse. Il faut plutôt envisager un différentiel d'intensité des processus de réduction granulométrique. Le cisaillement est plus intense à la base de la masse rocheuse, faisant totalement exploser la roche, tandis

qu'au sommet, une préservation est possible par réduction de la charge appliquée. Ces blocs sont par la suite transportés par flottaison, comme en témoigne leur surface basale émoussée au site de La Madeleine. Il se produit alors un différentiel de vitesse entre les blocs et la matrice, à l'origine d'une ségrégation des particules selon leur taille, dans la bande de cisaillement à la base du gros bloc.

- Erosion basale

Le cisaillement important à la base de la masse rocheuse est mis en évidence par l'intensité des interactions avec le substratum. Cela se caractérise par l'assimilation de débris, ou par une poussée frontale et latérale d'alluvions sur une longue distance (cas de Flims et de Köfels). Ces phénomènes peuvent générer la désolidarisation de la masse rocheuse le long des discontinuités en cisaillement, provoquant le modèle de glissement multi-couches. Le contact dépôt-substratum étant rarement observable, cette caractéristique importante n'est pas toujours identifiable mais semble une réalité.

- Granulométrie hétérogène

Les blocs de grandes dimensions, dans la partie supérieure des dépôts, sont associés à une matrice fine, de la taille des silts voire des argiles. Cette hétérogénéité granulométrique est une constante d'un cas à l'autre, mais avec un classement dépendant de la blocométrie originelle du massif rocheux, des propriétés du matériau et de l'intensité de la réduction granulométrique (rapport, pour une fréquence donnée, entre la taille du grain dans le massif rocheux et la taille du grain dans les dépôts). L'intensité de cette réduction granulométrique est un témoin très important de l'évolution du matériau et de sa capacité à être mobile. L'hétérogénéité granulométrique affecte également les processus de transport, nécessairement affectés au contact des blocs les plus volumineux.

- Production de fines

L'hétérogénéité granulométrique caractérise la différence de taille entre les blocs et les particules fines. Les dépôts de La Madeleine révèlent l'existence de deux populations de grains (**Fig. 4.17**). La première population caractérise la diversité en taille des fragments rocheux des dépôts. Cette première population représente à La Madeleine 80 % du volume total des dépôts. Une seconde population de particules fines présente une très grande diversité granulométrique, allant jusqu'aux particules de la taille des argiles. Cette population, représentant 20 % du volume total de la masse rocheuse, peut être à l'origine du comportement fluide général. Autrement dit, l'importance de cette seconde population de grains peut conditionner le mode transport et la mobilité de la masse rocheuse, comme témoin de l'évolution des propriétés du matériau. Cette importance peut se calculer en comparant la valeur des pentes des droites de corrélation des deux populations de grains. Plus ce rapport est élevé, plus la production de fines a été importante. Suivant les sites, le point d'inflexion n'est pas situé au même endroit, avec pour explication un degré différent de réduction granulométrique. Une généralisation de cette étude, et une comparaison avec la mobilité, pourraient avoir de bons résultats.

- Structures originelles préservées et surfaces de cisaillement

L'ensemble des cas étudiés fait état d'une préservation des structures originelles dans les dépôts. La conservation de l'identité structurale de la roche implique un mode de transport particulier sans turbulence, sans inversion de la séquence stratigraphique ou pétrologique, ni perturbation des figures particulières. Il faut imaginer un glissement multi-couches, avec concentration des déformations le long des discontinuités majeures. Le relais est pris par un matériau pseudo-granulaire au comportement laminaire fluide, préservant les déformations cisaillantes majeures.

Un compromis est nécessaire entre d'une part l'aspect fluide et mobile de la masse rocheuse, et d'autre part le maintien de ces structures originelles et de transport.

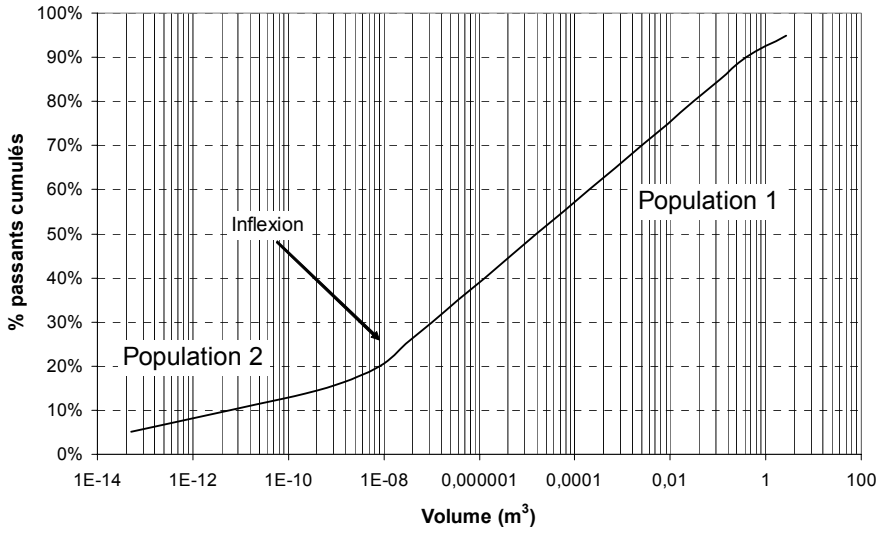


Figure 4.17 Courbe granulométrique des dépôts de La Madeleine présentant les deux populations de grains.

- Production de chaleur

Des indices de production de chaleur sont rapportés de plusieurs exemples comme Bualtar (Hewitt 1988), Köfels (voir Chapitre III), Langtang (Heuberger *et al.* 1984), Arequipa (Legros *et al.* 2000), … Ces témoins de la production de chaleur, de vapeur ou de gaz ne subsistent pas dans les dépôts, et ne sont confirmés que par des indices indirects (mort des plantes et lichens, couche de verre altérée, …). La réduction granulométrique, notamment par cisaillement, doit produire une forte quantité de chaleur. Cette chaleur peut difficilement se diffuser dans la masse rocheuse, du fait de la résilience thermique face à la rapidité du mouvement, et est limitée aux zones de production le long des discontinuités majeures en cisaillement. La part d'énergie dissipée par chaleur reste encore difficile à estimer, tout en étant associée à l'intensité du cisaillement.

- Dilatation

La fracturation d'une masse rocheuse conduit inévitablement à sa dilatation généralisée. Un taux de foisonnement moyen de 2 est généralement admis pour ce phénomène. Avec le déplacement de la masse rocheuse, le cisaillement produit une dilatance, associée à la réduction granulométrique. Plus la réduction granulométrique est importante, plus le foisonnement a un

taux élevé, généralement compris entre 1,5 et 3. Ces valeurs semblent en conformité avec les estimations cartographiques réalisées.

- Jigsaw

La dilatance se caractérise par des figures de type jigsaw, ou assemblage tridimensionnel d'éléments rocheux permettant de reconstituer la forme et la taille d'un bloc original plus volumineux. Autrement dit, les figures de type jigsaw résultent d'un processus de désintégration dynamique, ayant pour effet de réduire la taille des blocs sans induire de perte des structures originelles. Ces figures ont des implications sur le phénomène de désintégration et de transport de la masse rocheuse. De telles figures ont été découvertes dans les dépôts d'avalanches de débris volcaniques (Siebert 1984, Glicken 1986, Komorowski *et al.* 1991). Le processus de Gonflement Dispersif paraît être à l'origine de ce mode de fracturation, caractéristique des avalanches de roches, avec la condition nécessaire d'un état de confinement important, conservé jusqu'à l'arrêt des matériaux.

- Eléments anguleux

Quelque soit leur taille, les grains constituant les dépôts ont une forme générale anguleuse à légèrement émoussée (exemple des dépôts de La Madeleine). La désintégration dynamique est active pour induire une réduction granulométrique intense. Cependant, les grains produits n'interagissent pas suffisamment entre eux pour s'arrondir. Les conséquences sont une absence de roulement des particules rocheuses, par blocage des grains entre leurs voisins. Cette notion de désintégration continue et de blocage des réactions individuelles est nécessaire pour réduire la taille des grains, préserver les structures originelles et l'angularité des fragments de roches. Il n'en reste pas moins que la masse rocheuse a un comportement global fluide, mais bloqué à l'échelle du grain. L'implication du blocage microscopique sur le mouvement général paraît être une clé du mode de transport en avalanche de roches.

- Structures fluides

La fluidité du matériau est témoignée par un certain nombre de structures observables dans les dépôts. Il s'agit de figures plissées, d'étirement ou de contournement d'obstacles. La masse rocheuse doit avoir un comportement élasto-plastique pour limiter au maximum les pertes d'énergie. Dans le cas d'un matériau fragmenté, la contrainte appliquée est diffusée à l'ensemble des particules de roches. Par conséquent, le déplacement peut perdurer, facilité par les interactions grain-grain.

- Arrêt brusque

Plusieurs observateurs font état d'un arrêt brutal de la masse rocheuse. La présence d'un bourrelet frontal peut résulter d'une immobilisation rapide de la masse rocheuse, avec un épais dépôt distal. Une décroissance lente de la vitesse produit une mince couche de débris très étalés, ce qui n'est généralement pas observé pour les cas produits. Cette notion d'arrêt soudain, pour une masse rocheuse fragmentée, permet de proposer l'idée d'une contrainte seuil sous laquelle l'énergie disponible est insuffisante pour satisfaire le déplacement. A ce stade, un blocage apparaît entre les grains, empêchant tout phénomène d'inertie et conduisant à une immobilisa-

tion rapide de la masse rocheuse. Cette caractéristique conforte l'existence d'un processus particulier d'écoulement fragmenté. Mais cet arrêt brutal de la masse rocheuse ne doit pas faire oublier l'existence d'une aggradation progressive (Schneider et Fisher 1998, Legros *et al.* 2000) associée au glissement multi-couches. L'arrêt des différentes couches intervient de manière progressive de la base au sommet, avec une phase terminale brutale.

L'ensemble de ces caractéristiques doit servir de base à la modélisation du phénomène, comme propriétés essentielles que le modèle se doit d'expliquer. Ces caractéristiques reflètent le comportement complexe d'une masse rocheuse en évolution au cours de son déplacement. Autrement dit, entre la génération et le dépôt, la masse rocheuse a changé d'état et de mode de transport. La génération, principalement par glissement, est favorable au maintien des structures, qui restent observables dans leur ensemble. Le comportement fluide permet également une forte mobilité, les déformations étant accommodées à l'échelle des grains. Ainsi, plus la granulométrie est fine, plus la masse rocheuse peut s'écouler facilement. L'hétérogénéité granulométrique, l'angularité des grains, et un état non turbulent favorisent la préservation des structures originelles. Le passage à cet état fluidifié nécessite l'action d'un certain nombre de processus de réduction granulométrique, évoluant également avec le mode de transport.

4.3.3. Modèle de désintégration et implications sur le mode de transport

a) Le glissement multi-couches

Les nouvelles données apportées par l'étude de trois cas alpins suggèrent que les processus de réduction granulométrique affectent une masse rocheuse prédisposée au transport en couches multiples en glissement. Cette désintégration résulte d'un cisaillement interne à la masse en mouvement (**Fig. 4.18**), et est contrôlée par des effets de confinement (**Fig. 4.19**). Dans les zones confinées, la structuration préexistante du versant de montagne déstabilisé (discontinuités originelles) est préservée. Ces discontinuités d'origine sédimentaire, tectonique ou métamorphique peuvent évoluer en bandes de cisaillement durant le transport. Le cisaillement le long de ces discontinuités majeures induit un broyage et le développement d'une couche granulaire. Le broyage cisaillant entraîne une diminution de la taille des grains, et une augmentation de l'épaisseur de la zone broyée ou gouge. La formation de ces couches peut être illustrée comme le mouvement différentiel des lames de roches durant le transport, tel un jeu de cartes lancé sur une table. Ces lames de roches s'arrêtent progressivement de la base au sommet de la masse rocheuse. Par conséquent, plus la lame de roches est localisée haute au sein de la masse rocheuse, plus son trajet est important par rapport à un slab situé plus bas. Finalement, la masse en mouvement ne subit pas de mélange turbulent, de telle sorte que les structures originelles de la masse rocheuse sont préservées dans les dépôts finaux.

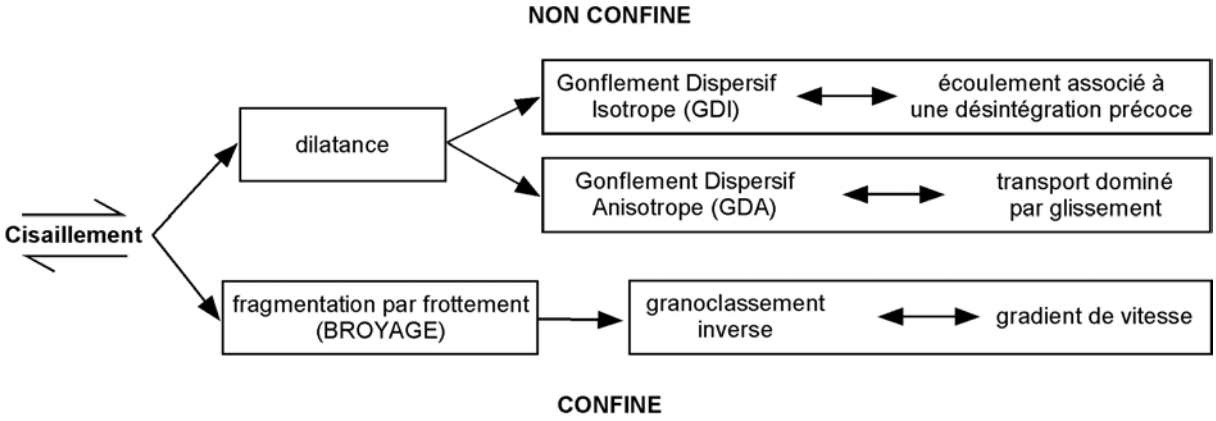


Figure 4.18 Processus intervenant au sein de la masse rocheuse après le cisaillement, dépendant des conditions de confinement.

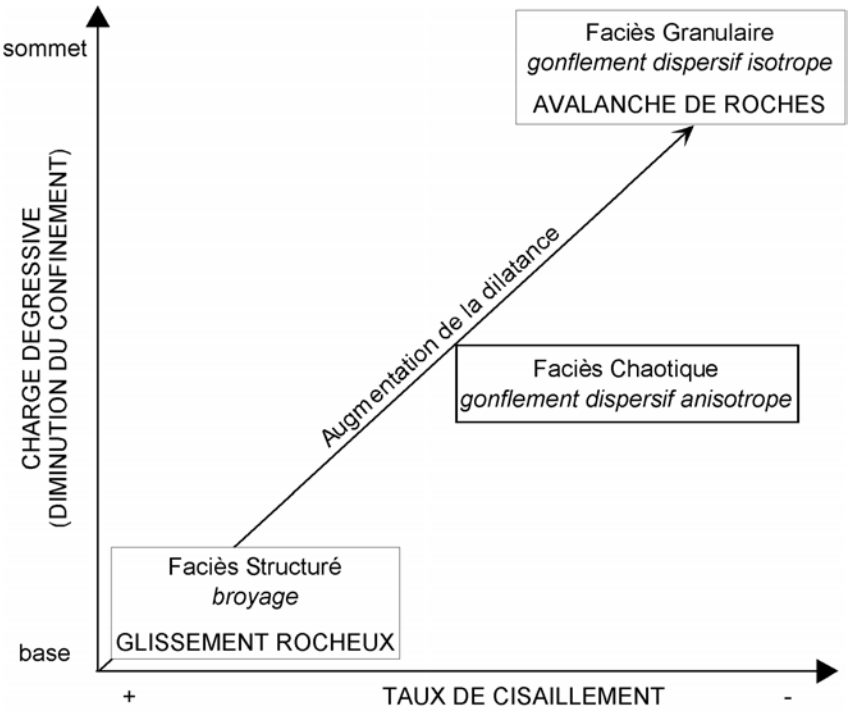


Figure 4.19 Evolution des processus de cisaillement en relation avec le taux de cisaillement et la charge de confinement.

Le déplacement différentiel des slabs de la masse rocheuse n'est pas en lui-même la cause de la mobilité. Cependant, le mouvement couche-sur-couche avec désintégration par friction de la roche rigide permet d'achever le mouvement du sturzstrom par écoulement fragmenté. Le mouvement multi-couches fragmente la masse rocheuse sans turbulence, donc en préservant les structures originelles du versant rocheux. Ce mouvement multi-couches résulte d'une réduction granulométrique le long de surfaces de Type-1, produisant un matériau granulaire. L'accumulation de ce matériau conduit la masse rocheuse à évoluer progressivement d'un comportement glissant à l'écoulement, particulièrement sous les conditions de faible pression de confinement, au sommet et sur les bordures de la masse rocheuse. L'écoulement fragmenté est caractérisé par une dilatance à l'origine du Gonflement Dispersif Anisotrope. Dans le cas d'un sturzstrom non confiné, comme reconnu dans les avalanches de débris volcaniques, la dilatance peut produire un Gonflement Dispersif Isotrope au sommet de la masse rocheuse. Ce

phénomène est le résultat de variations de l'état de contrainte naturelle, en opposition avec les pressions de confinement. Le confinement nécessaire au cisaillement permet de maintenir la séquence stratigraphique originelle du matériau, la dilatance conduit au contraire à un gain de volume par dispersion des particules. Un certain équilibre s'établit entre ces deux phénomènes, préservant l'unité de la masse rocheuse tout en permettant son expansion.

b) L'écoulement fragmenté

La dilatance, dépendant des forces de cisaillement, a pour effet d'inhiber les frottements au sein de la masse granulaire (Jaeger et Cook 1979). On vérifie aisément qu'un ensemble de particules rapprochées présente un faible coefficient de restitution global, bien que chaque particule soit presque parfaitement élastique. Un écoulement prend place, sans turbulence ni ségrégation des particules suivant leur taille. Les particules, de forme anguleuse, sont maintenues par leurs voisines. Des déplacements relatifs limités sont autorisés, mais avec effet de verrouillage. Un comportement collectif fluide est apparant, non visible à l'échelle du grain. Chaque particule participe au mouvement global de la masse rocheuse. Une désintégration continue est active, à l'origine nécessairement d'une production de chaleur. Ainsi, la masse rocheuse peut se déplacer dans un environnement contraignant en répartissant les déformations qu'elle subit à l'ensemble de ces constituants.
Le couplage de cet écoulement avec un fluide peut provoquer une série d'intermittences qui donnent un caractère discontinu au flux émergent, comme ce fut le cas à Elm (Suisse, voir **Fig. 1.01**). Ce fluide crée cependant une agrégation des particules, soit des collages plus ou moins stables, à l'origine d'une certaine résistance à l'écoulement, soit une absence de phénomènes de frottement ou de collision, donc absence de réduction granulométrique des particules. On se trouve alors dans le cas exceptionnel où le lubrifiant réduit la distance de parcours de la masse rocheuse.

c) Du glissement à l'écoulement

Ce modèle de réduction granulométrique est déduit des observations réalisées dans les dépôts des trois sites alpins étudiés. Des différences existent cependant, reflétant la capacité d'évolution du comportement de la masse rocheuse au cours du transport, suivant les propriétés mécaniques du matériau impliqué.
Le glissement rocheux de Köfels a mobilisé des roches gneissiques très résistantes et initialement peu fracturées. Il en résulte une masse rocheuse déposée n'ayant pas atteint un degré de désintégration élevé. Un nombre limité de discontinuités de Type-1 sont observables, avec une faible production de gouge. Les grains ont une taille importante (1 m^3 en moyenne au sommet des dépôts), avec une dilatance mineure. L'absence de déformation interne suffisante n'a pas autorisé la mise en place d'une expansion latérale par écoulement.
A contrario, les dépôts du glissement-avalanche de roches de La Madeleine révèlent une perte modérée des structures originelles et de transport. Un comportement fluide est mis en valeur géomorphologiquement (ride d'étalement aval) et structurellement (plis en S). La matrice est abondante, et l'absence de gros blocs dans la partie basale témoigne d'une réduction granu-

lométrique poussée. Le matériau était initialement fracturé et fragile, d'où une transformation aisée au cours du transport par désintégration dynamique. Le glissement du dièdre rocheux s'est poursuivi en avalanche de roches d'un matériau granulaire hétérogène, contraint par le confinement de la vallée glaciaire. Des processus de poinçonnement, d'arrachement et de collision ont poursuivi la réduction granulométrique au cours de l'écoulement, alimentant de manière continue la matrice rocheuse. L'angularité des grains a conduit à un comportement cohésif de cette masse rocheuse fluidifiée, à l'origine de la préservation des structures originelles et de transport.

Le cas de Flims apparaît comme intermédiaire entre le glissement de Köfels et l'avalanche de roches de La Madeleine. Il peut s'agit d'un sturzstrom avorté ayant préservé dans un état précoce le phénomène de délamination et de perte de cohérence de la masse rocheuse rigide vers l'état particulaire. L'impact du sturzstrom contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur a fortement réduit l'énergie cinétique disponible, en la convertissant en énergie mécanique (à l'origine d'une bréchification de la roche lors de l'impact). La collision avec un obstacle topographique semble avoir un impact non négligeable sur la réduction granulométrique de la masse rocheuse, avec des figures de type explosive d'éclatement de grains (phénomènes typiques à Köfels). Sans confinement, la mobilité aurait pu être significativement plus importante. Le cœur des débris est resté massif, et le confinement a contraint la masse rocheuse à stopper sous l'effet de l'impact (**Fig. 4.20**). Par contre, les parties sommitales et latérales fortement désintégrées ont pu poursuivre le déplacement par un comportement fluide avec réorganisations internes par déformations de type visco-plastique.

C'est cette phase terminale de transport qui semble être à l'origine de la très forte mobilité de ces mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses. Mais, à ce stade, on comprend bien que l'absence de l'étape préalable de réduction granulométrique ne permet pas la mobilité sous forme d'écoulement granulaire. Ce modèle de désintégration n'explique pas la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses, mais caractérise l'évolution de la masse rocheuse vers l'état granulaire, dont le comportement fluide est à l'origine de la mobilité.

d) Remarques

Est-ce que le processus de déplacement couche-sur-couche est nécessaire pour produire un sturzstrom ? Une masse rocheuse a besoin d'être favorablement structurée pour générer un mouvement glissant multi-couches. Par conséquent, ce modèle n'est pas applicable autrement qu'à un massif rocheux structuré cataclinalement. La réduction granulométrique rapide après la génération du mouvement, et la formation d'un écoulement granulaire cisaillant rapide, apparaissent nécessaire pour induire la mobilité des sturzstroms. Dans le cas d'une masse rocheuse initialement désintégrée (par hétérogénéité du matériau), telles les avalanches de débris volcaniques (Hausbeck et Swanson 1989, Glicken 1991), un processus de désintégration préparatoire n'est pas nécessaire pour générer le phénomène d'écoulement granulaire.

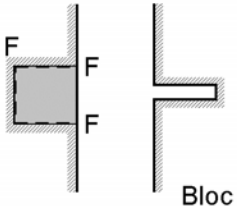
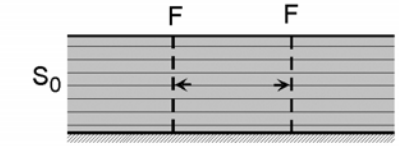
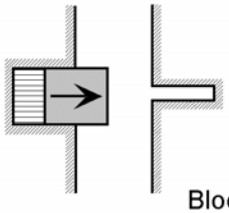
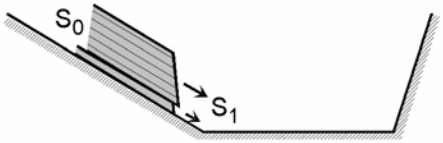
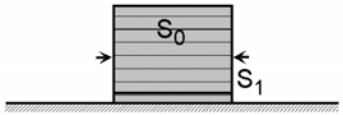
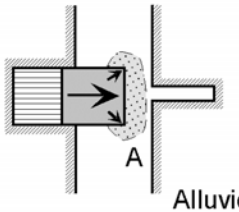
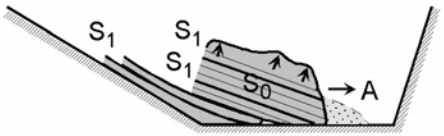
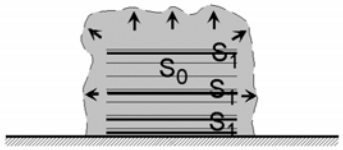
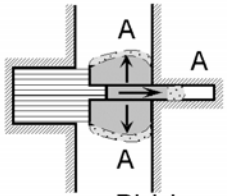
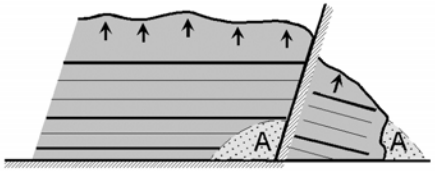
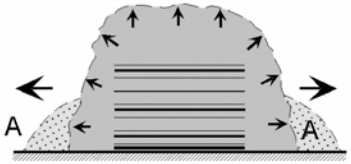
	Vue en plan	Coupe longitudinale	Coupe transversale
1ère Etape Rupture Individualisation d'une partie du versant le long de discontinuités	 Bloc rocheux délimité par des failles	 Rupture en glissement le long d'un joint stratigraphique	 Rupture en cisaillement le long de fractures subverticales
2ème Etape Glissement rocheux Contraintes concentrées à l'interface avec le substratum Délamination	 Bloc glissant sur un joint stratigraphique	 Forte résistance basale conduisant à une délamination du bloc	 Escarpements latéraux maintenant une pression latérale
3ème Etape Glissement rocheux multi-couches Cisaillement dans les zones confinées Dilatance sur les bordures de la masse rocheuse	 Alluvions A poussées au front du glissement	 Glissement multiple avec plusieurs surfaces de cisaillement	 Gonflement Dispersif par effet de dilatance sur les bordures
4ème Etape Avalanche de roches Arrêt du coeur en glissement par impact topographique Propagation en écoulement des bordures en expansion	 Division en compartiments par impacts topographiques	 Compartiment chenalisé dans le vallon de la Rabiusa (cas de Flims)	 Propagation suivant l'axe de la vallée avec déplacement des alluvions

Figure 4.20 (page précédente) Modèle du glissement couche-sur-couche en 4 étapes pour le cas de Flims : (a) Effondrement d'un bloc calcaire stratifié de grandes dimensions le long d'un joint stratigraphique spécifique. (b) Etape de glissement rocheux avec délamination par friction basale. (c) Le glissement en cisaillement multicouches avec effet bulldozer sur le substratum. (d) L'avalanche de roche résulte des processus de dilatance dans les domaines latéraux de la masse rocheuse, et après impact contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur.

Les résultats de ces investigations permettent de commenter les autres théories proposées pour expliquer la mobilité. Le maintien des grains en contact avec leur voisin est un fait s'opposant à la théorie de la fluidification par l'air. Le cisaillement et le gonflement affectent la masse rocheuse par un processus de désintégration continue, opposé à la fluidification mécanique, laquelle s'appuie sur les collisions entre grains pour réduire la densité de contacts. La fluidification acoustique invoque de nombreux contacts étroits entre les grains (bien que dans un état dilatant) avec une fluctuation des pressions lithostatiques. Par conséquent, les vibrations peuvent faciliter un écoulement rapide par un comportement fluide des débris, même en absence de forces d'entraînement suffisamment élevées (Collins et Melosh 2003). Dans les conditions d'un mouvement couche-sur-couche, lors de la transformation de la masse rocheuse en matériau granulaire, les débris de roches sèches pourraient théoriquement retenir et régénérer assez d'énergie acoustique pour perpétuer leur propre mouvement. L'étape terminale fluide et en fragmentation du modèle multicouches requiert plus d'observations de terrain pour développer un meilleur modèle de transport et exclure les théories précédemment proposées.

4.4. Compréhension et modélisation de la phase de propagation

La propagation de la masse rocheuse est régie par les pertes d'énergie intervenant au cours du transport, et conditionnant la mobilité. Les dissipations d'énergie interviennent par :

- interactions avec le substratum (frottements et collisions) ;
- interactions au sein de la masse rocheuse (frottements et collisions) ;
- conduction et transfert d'énergie au cours du déplacement des débris rocheux.

La mobilité des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses dépend nécessairement des modalités de dissipation d'énergie. La plupart des théories proposées s'appuient sur une description d'un cas produit, ayant pour but principal d'expliquer les caractéristiques propres à son déplacement.

Une étude comparative et généralisée a pour but de confronter ces théories aux caractéristiques observées sur la base des travaux de terrain réalisés à La Madeleine, Flims et Köfels. Cette confrontation, suivant la méthode développée par Shaller et Smith-Shaller (1996), permet de réaliser un bilan réaliste de toutes les tentatives de modélisation de la phase de propagation, et de proposer un modèle de transport pour ces masses rocheuses de grande ampleur. Trois familles de modèles principaux peuvent être retenues :

- les modèles de lubrification
- les modèles granulaires
- les modèles de fluidification

4.4.1. Les modèles de lubrification

Les processus de lubrification décrivent la réduction de résistance par frottement en introduisant un troisième matériau (le lubrifiant) entre la masse rocheuse déplacée et le substratum (Erismann et Abele 2001). Il peut s'agir d'un liquide avec une faible ou forte viscosité, d'un gaz, de particules solides au comportement type liquide, jouant du fait de leur cohésion ou de modifications de leurs conditions (type pression). Le lubrifiant peut se modifier durant le transport, ou être induit par l'un des deux corps (auto-lubrification). Ces théories de lubrification de la masse rocheuse (**Tableau 4.02**) s'appuient sur les faibles valeurs de l'angle de parcours associé au frottement (H/L < 0,3, à opposer à la valeur moyenne du coefficient de frottement d'un tas de sable sec et pulvérulent soit 0,6), et sur le maintien des caractéristiques internes de la masse rocheuse (séquence stratigraphique originelle).

Tableau 4.02 Confrontation entre les théories de lubrification et les observations.

Caractéristiques	Coussin d'air	Couche d'alluvions saturées	Production de fines	Vaporisation	Fusion de la roche
Courte durée et vitesses élevées	√	√	√	√	√
Long parcours (run-out)	√	√	?	?	×
Bruit sourd	√	?	?	√	?
Souffle d'air et nuage de poussières	√	×	√	√	×
Forme fluide	×	×	×	×	×
Remontée topographique (run-up)	×	×	×	×	×
Rides latérales et longitudinales	?	×	?	?	×
Surface topographique irrégulière	×	×	×	×	×
Gros blocs au sommet	×	×	×	×	×
Erosion basale	×	?	?	×	×
Granulométrie hétérogène	×	×	×	×	×
Production de fines	×	×	√	×	×
Structures originelles préservées	√	√	√	√	√
Surfaces de cisaillement	×	?	√	√	√
Production de chaleur	×	×	√	√	√
Dilatation	√	×	√	√	√
Jigsaw	×	×	×	×	×
Eléments anguleux	?	?	×	?	?
Structures fluides	×	×	×	×	×
Arrêt brusque	√	√	×	√	√

Surface topographique irrégulière signifie présence de hummocks et de mollards.
√ : la théorie rend compte de l'observation.
× : la théorie ne rend pas compte de l'observation.
? : indifférent ou difficulté d'établir si la théorie rend ou ne rend pas compte de l'observation.

a) lubrification par présence d'un lubrifiant

L'air et l'eau sont deux éléments disponibles capables de faciliter le déplacement de la masse rocheuse. Une lubrification par un coussin d'air ou par des alluvions saturées a été envisagée pour expliquer le déplacement de nombreux glissements, voire avalanches de roches.

- Le coussin d'air

S'appuyant sur une description du cas de Blackhawk (Etats-Unis), Shreve (1968a, 1968b) propose un mode de transport par coussin d'air sous la masse rocheuse. Un obstacle topographique sert de tremplin sur le parcours, bloquant une poche d'air sous pression, avec une imperméabilité nécessaire de la masse rocheuse et de ses bordures. Cette hypothèse de transport, assimilant la masse rocheuse à une aile d'avion (Krumdieck 1984), explique également les très fortes vitesses de déplacement (Miao *et al.* 2001).

Ce mode de transport requiert une disposition particulière de la masse de débris à bloquer l'air sous pression, par des propriétés de rigidité et de perméabilité discutables. Les rides latérales, servant de témoin à l'emprisonnement de l'air et aux faibles pertes (Shreve 1968a, 1968b), peuvent également caractériser l'expulsion de particules fines. L'effet de volume est plus associé à la quantité d'air bloquée sous la masse déplacée, qu'au volume de débris rocheux. On peut également critiquer la nécessité d'avoir un tremplin et la capacité de blocage d'une couche d'air suffisante au transport. Cette théorie reste inapplicable au déplacement de grandes masses rocheuses sur d'autres planètes type Mars.

- La couche d'alluvions saturées

A propos de la catastrophe de Frank (Canada), McConnell et Brock (1904) envisagent une lubrification des débris rocheux par un matériau saturé et abondant en fond de vallée. La lubrification par un liquide nécessite un compromis indispensable entre une faible viscosité pour minimiser la résistance par frottement, et une viscosité suffisante pour limiter les pertes imposées par la charge. L'eau ayant une très faible viscosité, elle s'échappe rapidement, sauf à considérer une masse d'alluvions saturées, comprimée sous la charge rocheuse se déplaçant à grande vitesse (Abele 1991, 1997). Un tel mode de transport a été proposé pour les cas se produisant en zone montagneuse, au sein d'un système fluviatile, notamment à Flims (Abele 1991, 1997, Poschinger et Haas 1997, Poschinger 2002), Köfels et Tschirgant (Abele 1991, 1997), Ontake (Sassa 1985), Altenau et Marquartstein en Bavière (Poschinger 1994). La présence d'une couche de neige ou de glace a les mêmes conséquences (Ericksen et Plafker 1970, Matthews et McTaggart 1978).

La charge rapide imposée par la masse rocheuse induit une augmentation de la pression de pores, inhibant les frottements. Les observations aux sites de Flims et de Köfels témoignent d'un phénomène de « chasse-neige » ou de « bulldozer », poussant les alluvions au front de la masse rocheuse. Il devient par conséquent difficile de parler de lubification. Cependant, l'effet bulldozer peut intervenir en fin de mouvement lors de phase de ralentissement, lorsque la vitesse de déplacement n'est plus suffisante. Johnson (1978) a pu observer des cheminées d'échappement de fluide dans les dépôts de l'avalanche rocheuse de Blackhawk. On peut dans ce cas imaginer un processus de surpression de fluide, avec perte de résistance aux frotte-

ments. Une telle observation demeure anecdotique et n'est pas généralisable. Des phénomènes locaux de lubrification doivent intervenir, réduisant localement la résistance par frottement. Il faut toutefois tenir compte d'une déformation interne de la masse rocheuse, avec réduction granulométrique, production de fines et de chaleur. Cette déformation interne résulte des contraintes appliquées à la semelle du glissement.

b) lubrification par production de fines ou « auto-lubrification »

L'hypothèse de l'auto-lubrification propose que la masse rocheuse produit son propre lubrifiant (Johnson 1978, Erismann 1979). Le lubrifiant est généré à l'endroit même où le système rocheux perd de l'énergie par frottement, à savoir aux contacts rigides roche-roche dans la zone de cisaillement. Un compromis est également nécessaire entre la quantité d'énergie servant à produire le lubrifiant, et l'énergie économisée par la suite par ce même lubrifiant. Un état particulier consiste à lubrifier une partie du système, tout en maintenant de réguliers contacts roche sur roche, contrebalançant les pertes de lubrifiant. La quantité de lubrifiant nécessaire au système est approximativement proportionnelle à l'épaisseur de la masse rocheuse. Les frottements existants dès la rupture produisent un matériau fin ou gouge de particules fines (Erismann 1979). Ces particules fines peuvent être à l'origine de dépôts autour de la masse principale, comme à Frank (Hungr 1990). La dilatance associée à un cisaillement intense peut conduire à l'apparition d'une couche à faible densité de particules, agitées au contact roche-roche (Campbell 1989). Dès lors, la couche basale diluée supporte le reste de la masse rocheuse cohérente suivant un processus intermédiaire entre lubrification et fluidification.

Le phénomène d'auto-lubrification est intéressant car il fait intervenir une réduction granulométrique de la masse rocheuse. Cette désintégration demeure cependant limitée à la zone de contact avec le substratum. Le glissement rocheux de Flims a fortement interagi avec le substratum, avec localement l'intégration d'un bloc de schistes en fin de parcours. On conçoit dès lors que l'interaction roche-substratum demeure intense tout au long du parcours pour conduire à une désintégration complète de la masse rocheuse, et pas seulement à sa base. Mais dans le cas d'une production continue de particules fines tout au long du parcours, doit intervenir la notion d'énergie nécessaire à une réduction granulométrique complète de la roche, et à l'intérêt d'une lubrification. L'observation des dépôts de nombreux mouvements de versant révèle l'importance de la fracturation et de la réduction granulométrique, qu'une limitation des frottements, et donc des déformations internes, ne pourrait expliquer.

c) production de chaleur et effets lubrifiants

La persistance d'une zone de cisaillement et d'un contact rigide roche-roche conduit forcément à la production de chaleur. La faible conductivité de la roche entraîne une augmentation locale de température en rapport avec le taux de déplacement, et ayant diverses implications. Dans le cas d'une roche résistante, la production de chaleur pourrait aller jusqu'à la formation d'une frictionite, ou traces de fusion d'une roche silicoclastique (Heuberger *et al.* 1984, Masch *et al.* 1985, Kunlong 1990, Erismann et Abele 2001). Il s'agit des exemples de Köfels

(voir références au Chapitre 3), de Tsergo Ri (Heuberger *et al.* 1984, Schramm *et al.* 1998) ou d'Arequipa (Legros *et al.* 2000). Dans le cas d'une roche carbonatée, il faut envisager l'idée d'une dissociation de la roche, avec production de dioxyde de carbone (Erismann 1979, Erismann et Abele 2001). Hewitt (1988) propose que ce phénomène soit à l'origine de la mort de plantes et lichens sur le pourtour des dépôts de Bualtar. On note également la calcination de morceaux de bois pour le cas de Palissade (Anders *et al.* 2000). Dans le cas d'une roche saturée imperméable, type marne ou argile, le cisaillement en générant chaleur et augmentation de la pression de pores dès les premières étapes du déplacement (Voight et Faust 1982, 1992), peut produire une vaporisation de l'eau interstitielle (Habib 1967, 1975 ; Goguel 1969, 1978). Une telle hypothèse a été développée par Goguel et Pachoud (1972) pour le cas de l'écroulement-glissement du Mont Granier.

Des essais de cisaillement menés par Tika et Hutchinson (1999) sur des roches du Vaïont n'ont pas montré d'augmentation significative de température. Mais la production de chaleur a une réalité physique, d'après les observations microscopiques (Leroux et Doukhan 1993, Leroux 1994). Les résultats expérimentaux et du calcul sont très sensibles aux valeurs prises pour les différents paramètres utilisés, comme l'angle de frottement, la contrainte normale, l'épaisseur, la porosité et la compressibilité de la zone de cisaillement. La difficulté en terme de lubrification est, tout comme pour le coussin d'air, le maintien du lubrifiant là où il est nécessaire pour réduire les frottements. Par conséquent, la chaleur produite est plus un témoin de l'intensité des frottements, qu'un phénomène servant à lubrifier le système. La faible conductivité de la roche limite strictement la production de chaleur à la zone de cisaillement, sur une épaisseur de quelques centimètres. Le déplacement rapide de la masse rocheuse nécessite un entretien continu et intense de cette chaleur sous peine d'obtenir un phénomène contraire à la lubrification, à savoir un durcissement du système.

Plusieurs calculs simples rendent réalistes la fusion de la roche en glissement, sur un très court déplacement (10 m), pour une couche de roches concentrant les frottements (Legros *et al.* 2000). Une telle fusion ne semble pas effective pour une masse rocheuse d'épaisseur inférieure à 250-300 m. Aucun cas de faible épaisseur ne présente pour l'instant d'indice de niveau fondu. Mais il faut garder à l'esprit que la frictionite est une roche instable, subissant l'altération. De plus, à Köfels, deux niveaux de roches fondues ont été découverts : au niveau de la zone de glissement et au cœur de la masse de débris. La production de chaleur intervient dans les niveaux où la déformation cisaillante est la plus intense, principalement à la base et avec faible dissipation au sein de la masse rocheuse.

Un cas particulier concerne les marnes et les argiles, où le cisaillement conduit à un radoucissement du matériau au niveau des surfaces en glissement (Tika et Hutchinson 1999, Vardoulakis 2000, **Fig. 4.21**). La production rapide de chaleur, emprisonnée à l'intérieur de la bande de cisaillement, conduit à une brusque élévation de la pression interstitielle qui a pour conséquence la transformation du squelette rocheux ou de l'assemblage de grains en une suspension fluide (Vardoulakis 2002). Le radoucissement induit par le déplacement et sa vitesse s'accentue avec la production de chaleur, par une perte soudaine de résistance et un mouvement libre en glissement sur une base frottante, scénario imaginé pour le cas du Vaïont. Le

fluide présente dans ce cas des propriétés élastiques au sein d'un squelette elasto-plastique type sol. La production de vapeur conduit à augmenter la compressibilité du fluide, avec les mêmes effets qu'une augmentation de l'épaisseur de la masse rocheuse. Cette hypothèse limite le modèle au cas d'un glissement sur roche friable peu résistante, la roche étant inélastique et peu ductile en cas de frottements intenses.

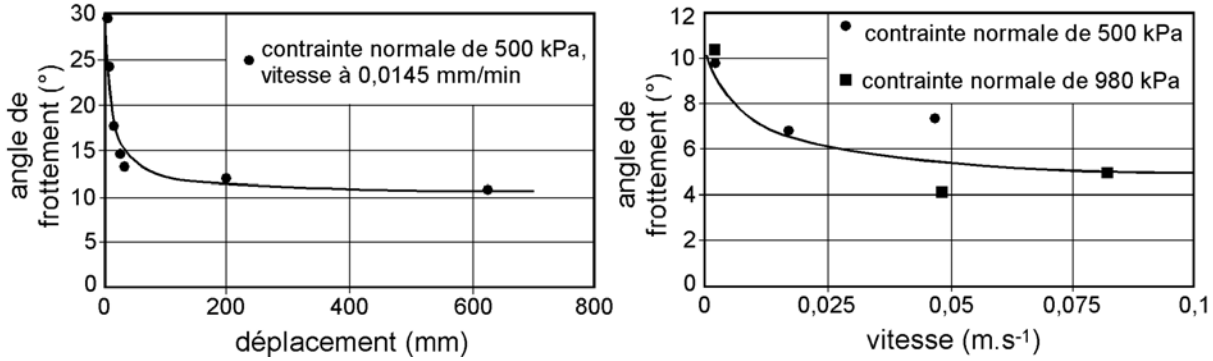


Figure 4.21 Radoucissement des frottements par le déplacement et la vitesse lors d'essais de cisaillement simple (d'après Tika et Hutchinson 1999).

Le principe repose sur la température de transformation du squelette rocheux ou de l'assemblage de grains, surpassée localement dans la bande de cisaillement, entraînant une élévation de la pression interstitielle. La conséquence est une chute rapide de l'angle de frottement, avec une perte totale de résistance au cisaillement. Vardoulakis (2002) estime que ce phénomène a pris place en 2 secondes au Vaïont, atteignant les 20 $m.s^{-1}$ au bout de 74 m, en accord avec les observations de terrain. Ce modèle distingue deux étapes successives : la génération de chaleur et de surpressions interstitielles, puis explosion conduisant à une perte de résistance d'où un glissement non freiné. En absence de possibilités de surpressions interstitielles (type absence d'un niveau argileux), l'angle de frottement résiduel demeure constant tout au long du parcours, avec apparition d'une fusion, confirmant un cisaillement continu et intense sur l'ensemble du trajet. La production de chaleur apparaît comme une évidence au sein de ces masses rocheuses, tout en ne pouvant réduire la résistance par frottement, sauf à considérer un matériau particulier (thermo-élasto-plastique) et saturé. Nombre de cas n'obéissent pas à cette règle, avec nécessité supplémentaire de déformer le cœur de la masse de débris, en plus de la zone cisaillée.

Que le lubrifiant préexiste, ou résulte du déplacement, la masse rocheuse conserve un comportement rigide contraire aux caractéristiques fluides observées, ou à la mise en place des processus de réduction granulométrique. Ces facteurs limitants, essentiels au développement d'un modèle fiable de transport, ne permettent pas de considérer les théories de lubrification comme source de la mobilité. Cependant, les processus de cisaillement, avec production de chaleur, semblent essentiels à la transformation de la roche, comme étape initiale de réduction granulométrique et évolution de la roche à l'état granulaire.

4.4.2. Les modèles granulaires

Une définition du milieu granulaire est donnée par Brown et Richards (1970) : « un matériau granulaire est constitué de composants solides discrets restant, la plupart du temps, en contact ». Trois catégories de matériaux sont distinguées suivant leur granulométrie (Duran 1997) :

- les poudres : diamètre inférieur à 100 μm (les ultrafines de 0,1 à 1 μm, les superfines entre 1 et 10 μm, et les granulaires de 10 à 100 μm) ;
- les solides granulaires : diamètre compris entre 0,1 et 3 mm ;
- les solides brisés : diamètre supérieur à 3 mm.

Un milieu granulaire typique est composé d'éléments de diamètre supérieur à 1 mm (Duran 1997, Pouliquen et Chevoir 2002). L'exclusion des poudres aborde la masse rocheuse comme un milieu non fluidifié. L'analyse granulométrique des dépôts de La Madeleine a révélé la présence d'environ 20 % de grains de taille inférieure à 1 mm, dont 5 % de poudres granulaires (**Fig. 4.17**). On en déduit une certaine fluidification du milieu, étudiée dans le paragraphe suivant, et limitant l'application de la mécanique des milieux granulaires.

Un milieu granulaire constitué d'un grand nombre de particules voit celles-ci interagir un très grand nombre de fois. Chaque particule participe au mouvement général de la masse rocheuse, qui influence également directement le déplacement de chaque particule. La modélisation du milieu se base sur les interactions intervenant entre les solides, par collision et par frottement. Du fait de la complexité et de la longue durée des temps de calcul, les modèles analytiques et numériques s'appuient sur un milieu composé de particules sphériques de taille identique et aux caractéristiques bien définies. Actuellement, les modèles s'attachent à utiliser des matériaux dont les propriétés (angularité, taille moyenne, forme, …) à l'échelle du modèle sont comparables aux caractéristiques des constituants d'une avalanche de roches (Rochet-Bouzid 1999). Cependant, certaines caractéristiques demeurent difficiles à prendre en compte, comme la présence d'un bloc de 15 000 m^3 dans les dépôts de La Madeleine. A un modèle macroscopique général vient se greffer un ensemble de phénomènes locaux perturbateurs.

Le déplacement plus ou moins collectif des particules composant l'édifice granulaire peut se faire suivant différents régimes, dits d'écoulement. Deux régimes principaux peuvent être distingués (Bagnold 1954, Coussot et Ancey 1999, Rochet-Bouzid 1999, **Tableau 4.03**) :

- le régime frictionnel se base sur un modèle type Coulomb, appliquant un cisaillement continu entre chaque grain ;
- le régime collisionnel s'appuie sur les interactions continues par chocs entre chaque grain.

a) le régime frictionnel comme résultat de la phase de glissement

Les interactions entre les particules solides prennent place sous la forme de frottements continus, dont l'intensité dépend directement du poids total de la colonne de roches. On utilise la loi de Mohr-Coulomb :

$$\tau = \sigma \tan \varphi \qquad [4\text{-}01]$$

τ est la contrainte de cisaillement sous une contrainte verticale σ, rapportée à l'angle de frottement statique ϕ du matériau. L'écoulement n'est pas uniforme, avec un profil de vitesse indéterminé, mais l'équation [4-01] est satisfaite sur toute la hauteur de la masse rocheuse (Hungr et Morgenstern 1984). On associe également un frottement dynamique, caractérisé par le coefficient de frottement dynamique, et dont l'intensité est étroitement liée à la vitesse aux points de contact entre deux particules.

Tableau 4.03 Confrontation entre les modèles granulaires et les observations.

Caractéristiques	Régime frictionnel	Régime collisionnel	Changement de masse et transfert d'énergie
Courte durée et vitesses élevées	×	√	√
Long parcours (run-out)	×	√	?
Bruit sourd	?	?	?
Souffle d'air et nuage de poussières	×	√	?
Forme fluide	?	√	√
Remontée topographique (run-up)	×	√	?
Rides latérales et longitudinales	?	×	?
Surface topographique irrégulière	?	√	?
Gros blocs au sommet	√	×	×
Erosion basale	√	×	×
Granulométrie hétérogène	√	×	?
Production de fines	√	×	?
Structures originelles préservées	√	×	×
Surfaces de cisaillement	√	×	×
Production de chaleur	√	?	√
Dilatation	√	√	√
Jigsaw	?	×	×
Eléments anguleux	√	×	×
Structures fluides	×	√	×
Arrêt brusque	√	×	√

Surface topographique irrégulière signifie présence de hummocks et de mollards.
√ : la théorie rend compte de l'observation.
× : la théorie ne rend pas compte de l'observation.
? : indifférent ou difficulté d'établir si la théorie rend ou ne rend pas compte de l'observation.

Trois modes principaux de déplacement interviennent à l'échelle de chaque grain : le pivotement, le glissement et le roulement. Dans le cas particulier d'un glissement ou d'une avalanche de roches généralement compacte, on estime un déplacement en glissement sans rotation. Les frottements demeurent réduits aux points de contact, atténués par la vitesse (Duran 1997), par intervention des phénomènes de fatigue et d'usure du matériau, conduisant à un abaissement du coefficient de frottement dynamique (Cruden 1985). On note en particulier une valeur critique du taux de cisaillement au-delà de laquelle le matériau passe à un régime d'inertie (Bagnold 1954). Les cisaillements très intenses réduisent la compacité très faible du

matériau. Dès lors, les contacts entre particules deviennent anecdotiques (Rochet-Bouzid 1999). Cette notion essentielle nommée dilatance est ainsi définie par Reynolds (1885, Duran 1997) :

Un matériau granulaire fortement compacté placé dans une enveloppe flexible, voit invariablement son volume augmenter lorsque cette enveloppe est déformée. Si cette enveloppe est inextensible mais déformable, aucune déformation n'est possible jusqu'à ce que les forces appliquées brisent l'enveloppe ou fractionnent le matériau granulaire.

Le matériau granulaire doit être initialement fortement compacté et sollicité suffisamment pour évoluer en dilatance. Un tel phénomène est clairement mis en évidence dans de nombreux dépôts d'avalanches de roches avec les figures de type jigsaw. Dans ce cas, l'effet de dilatance fait suite à la fracturation d'un bloc solide formant le matériau granulaire (**Fig. 4.22**). Le milieu rocheux fracturé subissant le cisaillement évolue en dilatance par décompaction. A l'échelle du bloc rocheux, on en déduit deux étapes de transformation et de comportement :

1° la réduction granulométrique telle que définie précédemment ;

2° l'écoulement granulaire en régime frictionnel d'inertie.

Cette seconde étape fait directement suite à la première phase de glissement, tel un processus continu.

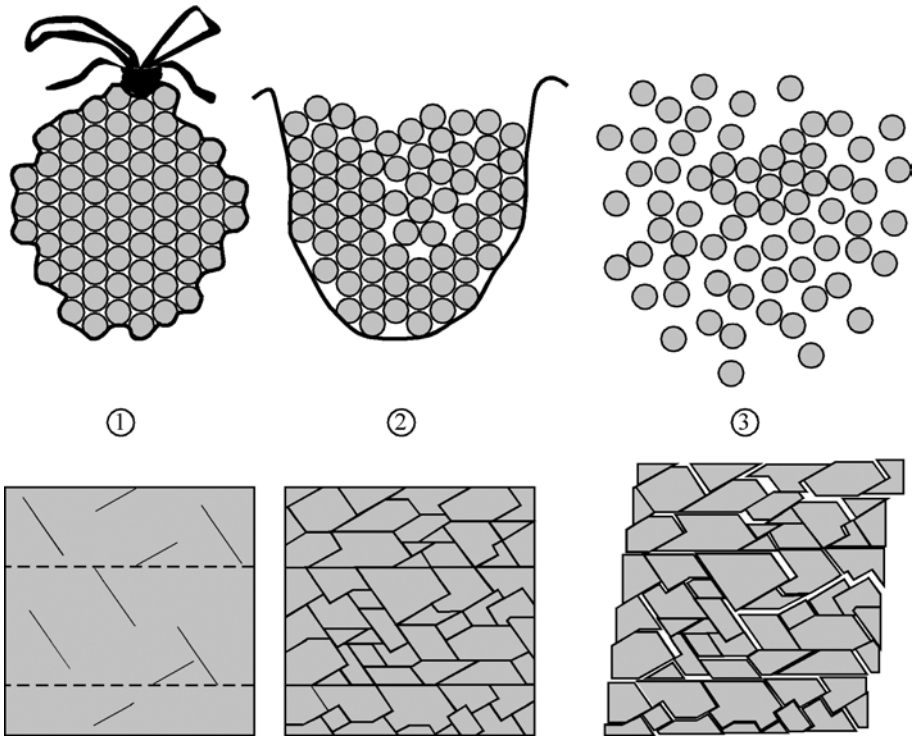


Figure 4.22 Phénomène de dilatance illustré par un sac de billes comprimées et relâchées. Une assimilation à un bloc rocheux fracturé et cisaillé met en évidence le gain de volume occasionné par la déformation.

Un matériau granulaire soumis à des sollicitations dynamiques (vibrations et cisaillement) présente une tendance marquée à s'organiser de manière à constituer localement des ensembles de particules identiques en taille (Fineberg 1997, Makse *et al.* 1997). Dans le cas d'une avalanche de roches, de tels phénomènes de ségrégation des particules apparaissent sans au-

cun mélange des débris. Les sollicitations dynamiques créent une ségrégation locale par mouvements de convection, effets d'arche et percolation (Duran 1997), bien visibles au contact des gros blocs dans les dépôts de La Madeleine et de Flims. La répulsion des particules les plus grosses de la zone de cisaillement intervient par émergence de pressions dispersives, comme résultat direct de la phase de glissement. Ces pressions anisotropes témoignent du réseau de contact en écoulement, avec orientations préférentielles dans la direction de cisaillement et la gravité (Pouliquen et Chevoir 2002). Ce phénomène est à l'origine du Gonflement Dispersif Anisotrope dont subsistent certains témoins dans les dépôts d'avalanche de roches. Il s'en suit l'apparition de zones de matériaux fins concentrant la déformation, tandis que le reste de la masse rocheuse subit la dilatance. L'absence de mélange est évidente à l'échelle macroscopique, sous peine de perdre l'identité du matériau. La ségrégation n'intervient donc pas à l'échelle de la masse rocheuse. Les gros blocs présents au sommet des dépôts ont été préservés du fait de la faible intensité des processus de réduction granulométrique en milieu peu confiné.

b) le régime collisionnel ou état d'avalanche de roches

Le régime frictionnel d'inertie est un état transitoire vers le régime collisionnel lorsque les taux de cisaillement deviennent importants. Dans le cas d'écoulements gravitaires granulaires secs, on peut suspecter une transition directe du régime frictionnel à collisionnel, au fur et à mesure que le cisaillement s'intensifie (Coussot et Ancey 1999). S'appuyant sur les travaux de Bagnold (1954), Hsü (1975, 1978) assimile les avalanches de roches à un écoulement granulaire collisionnel, avec état de turbulence (Francis et Self 1987, Rightmer et Abbott 1996). Le régime collisionnel fait intervenir une perte de la quantité de mouvement total et une dissipation d'énergie au moment du choc. L'intensité des collisions dépend de la vitesse des particules, avec une dissipation intense à vitesse élevée. Les chocs ne sont pas totalement inélastiques, avec un certain entretien du processus par de nouvelles collisions, dont l'intensité dépend des propriétés du matériau (Straub 1997). La quantification de l'agitation des particules dans l'édifice passe par l'estimation de la température granulaire :

$$T = \frac{(u')^2}{2} \qquad [4\text{-}02]$$

Ce paramètre caractérise l'énergie cinétique d'agitation par unité de masse où u' = u - <u>. u' est la vitesse d'agitation de la particule, u sa vitesse totale et <u> la vitesse moyenne de l'écoulement dans la tranche d'altitude considérée. Une faible température granulaire signifie que les agitations sont faibles ; la masse granulaire a tendance à réagir comme un solide plastique (Iverson et Vallance 2001). Lorsque les agitations sont suffisantes, l'écoulement apparaît tel un liquide avec apparition de phénomènes de turbulence. Les caractéristiques des dépôts suspectent un comportement plastique de la masse rocheuse, maintenant les contacts entre grains sans dispersion excessive, par une agitation minimale (Campbell *et al.* 1995).

L'accélération du glissement sur la pente doit générer des forces de cisaillement de plus en plus intenses, à l'origine d'une dilatance et d'une réduction des contacts entre grains. La couche basale cisaillante doit supporter la charge de l'ensemble de la masse rocheuse, considérée

comme un corps plastique (Hutter et Savage 1988, Campbell 1989, Straub 1996, 1997, Anders *et al.* 2000). Le corps plastique subit le régime frictionnel ou quasi-statique, sur une couche basale en régime collisionnel. Ce niveau basal est caractérisé par un fort gradient de vitesse, une température élevée, une faible concentration de particules et une forte pression dispersive par rapport à l'ensemble de la masse rocheuse (Campbell 1989, Straub 1996, **Fig. 4.23**). La génération de cette couche-limite résulte de l'agitation des particules rocheuses à la base de la masse déplacée, en état de contrainte élevée, d'où l'existence d'un effet d'échelle (Campbell 1989). On peut dès lors envisager qu'une masse rocheuse peu épaisse passe entièrement en régime collisionnel, notamment en fin de parcours. Le corps plastique perd peu à peu son comportement statique ou frictionnel, pour évoluer vers un régime collisionnel généralisé. Cela se caractérise par une évolution des propriétés du matériau en cisaillement (Aharanov et Sparks 1998), les écoulements granulaires étant décrits comme des systèmes multi-phases (Coussot et Ancey 1999, Pouliquen et Chevoir 2002). La masse rocheuse passant progressivement en régime collisionnel perd du même coup, pour son évolution ultime en avalanche de roches, ses caractéristiques intrinsèques (structures originelles).

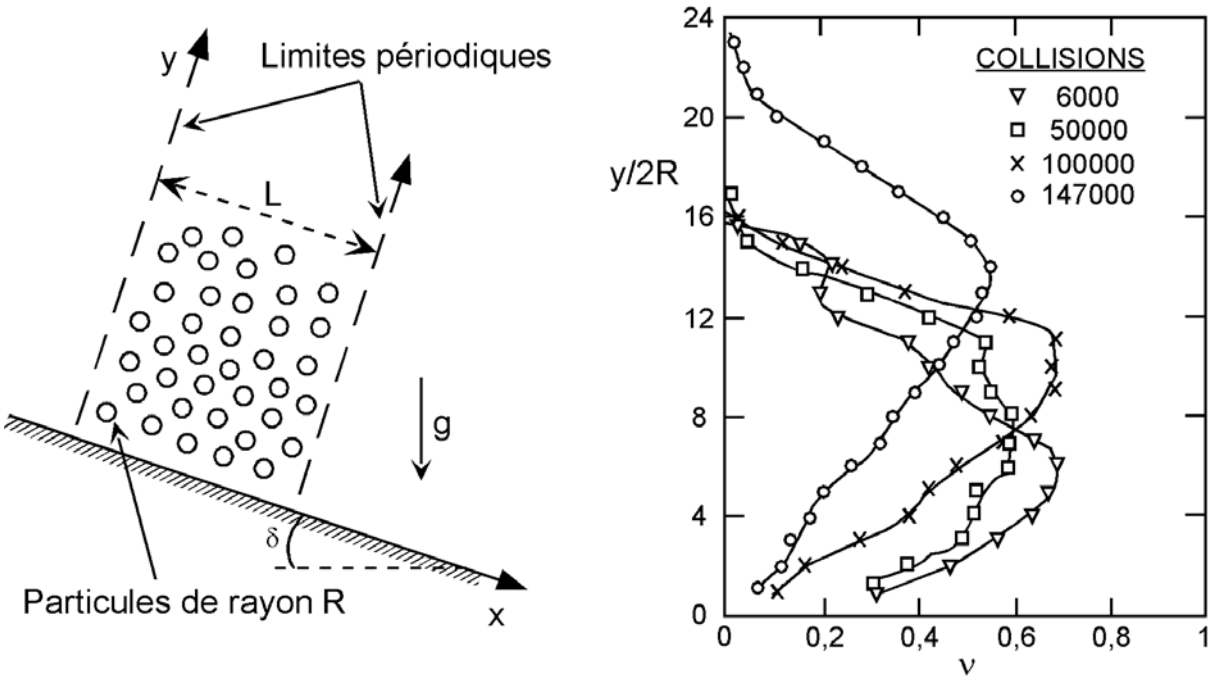


Figure 4.23 Schéma de simulation d'une chute de grains et profil d'évolution de la fraction solide sur un plan incliné à 40° montrant le développement d'une région active à faible densité (d'après Campbell 1989). Cette région, siège du cisaillement, présente de nombreuses collisions entre les particules, avec une température granulaire élevée.

c) échelle macroscopique : transfert d'énergie et changement de masse

Un processus complet de glissement-avalanche de roches n'affecte pas une masse finie de débris, à volume constant depuis la génération jusqu'aux dépôts. Le cas de Flims illustre parfaitement ce phénomène, avec possibilité d'assimiler du matériau ou d'en perdre par dépôt progressif tout au long du parcours. En terme d'énergie, cela se caractérise par un transfert cinétique au front de la masse rocheuse par collisions au sein de l'édifice granulaire (Eisbacher 1979, Fang et Zhang 1988). L'arrêt d'une partie de la masse rocheuse n'affecte pas la vitesse

de déplacement du reste des débris (Okura *et al.* 2000b) ; mais l'énergie restante est disponible pour un volume plus faible de matériaux. Il est donc envisagé que les processus d'érosion et de dépôt, en terme de perte et de gain de masse, affectent la distance de parcours (Cannon et Savage 1988, 1990, Van Gassen et Cruden 1989). Un modèle simple consiste à diviser la masse rocheuse en un certain nombre de blocs verticaux, stoppant successivement après avoir transmis leur énergie cinétique aux autres blocs (Miao *et al.* 2001). Les calculs ne permettent pas d'envisager une augmentation de la distance de parcours par cette méthode (Hungr 1989).
La conductivité de l'énergie au sein de la masse rocheuse entraîne une certaine dissipation, dont l'estimation passe par la connaissance du milieu granulaire et de son comportement. Une part non négligeable de cette énergie doit servir à la réduction granulométrique par déformation du système rocheux. Suivant les études, le gain de masse (Cannon et Savage 1988) ou la perte de masse (Van Gassen et Cruden 1989) affectent la morphologie des dépôts. Ces modèles semblent traduire un étalement longitudinal des débris rocheux (Okura *et al.* 2000a, Miao *et al.* 2001). Par conséquent, cet allongement de la longueur des dépôts ne signifie pas forcément augmentation de la distance de parcours (**Fig. 4.24**). En effet, le gain de distance en partie frontale des débris s'oppose à une perte de parcours par l'arrière de la masse rocheuse (Fang et Zhang 1988, Okura *et al.* 2000a). Il semble que le corps rigide ou plastique en régime frictionnel, résultat du glissement, ait plus de difficultés à s'adapter aux irrégularités du parcours (obstacles topographiques) par impossibilité de diffuser les contraintes au sein de la masse rocheuse. La conséquence est un arrêt rapide de ce corps central, comme cela a été le cas à Flims. Les parties latérales et sommitales, ayant évolué par dilatance (absence de confinement) vers un régime collisionnel, peuvent transmettre plus facilement les contraintes aux différents constituants lors d'un impact topographique majeur. Il intervient alors un passage progressif vers l'état d'avalanche de roches. Une légère diminution des contraintes cisaillantes, par décélération, peut conduire à un effondrement du système avec arrêt rapide de la masse rocheuse.
Il subsiste cependant un certain nombre d'incertitudes à élucider lors du passage de l'état frictionnel à collisionnel, ou du glissement à l'avalanche. La modélisation reste difficile à mettre en œuvre, nécessitant de comprendre le mouvement d'un seul grain, puis d'une couche entière, et enfin d'une avalanche sur une surface rugueuse (Douady *et al.* 2002). Cette difficulté s'accentue en considérant une masse hétérogène du point de vue des propriétés des grains (taille, angularité, forme, …) et le nombre de facteurs intervenant sur le mouvement. On note en particulier des perturbations locales produites par les blocs de grandes dimensions. Les particules constituant l'édifice granulaire en écoulement subissent des interactions multi-corps, tout en gardant leurs voisins durant un temps fini (Pouliquen et Chevoir 2002). A l'échelle intermédiaire entre le grain et l'édifice, un effet collectif prend place avec un comportement ni solide ni liquide au-delà d'un certain seuil du taux de cisaillement. Il apparaît dès lors qu'entre l'étape de glissement et d'avalanche rocheuse, le système rocheux passe par un régime granulaire transitoire induit par le confinement. L'évolution du mode de transport n'est qu'une réponse directe à la transformation du matériau par réduction granulométrique, et avec une perte de l'état de confinement imposé au cœur de la masse rocheuse. Le processus

de transformation peut être stoppé à n'importe quelle étape du transport, sans évolution nécessaire vers l'état ultime et mobile d'avalanche de roches, comme en témoigne les cas de Flims et de Köfels.

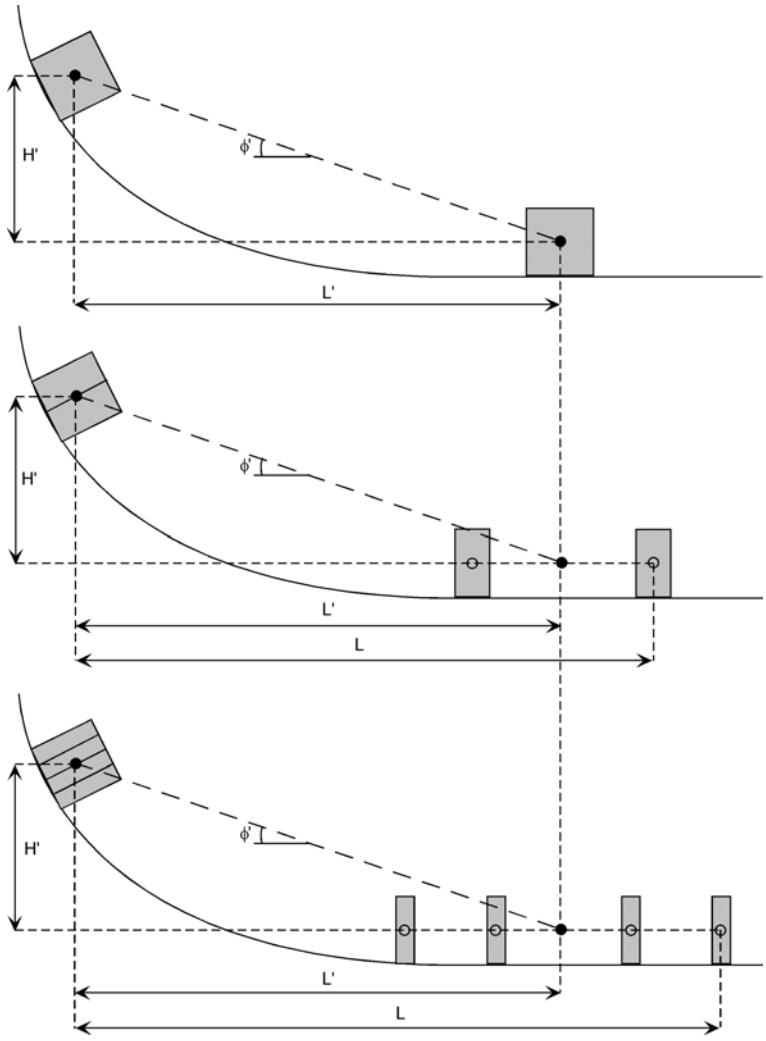


Figure 4.24 Schéma illustrant l'allongement de la longueur des dépôts par transfert d'énergie entre plusieurs blocs. La mobilité (L') reste identique si on considère le centre de gravité de la masse totale mise en jeu.

4.4.3. Modèles de fluidification

Avec une teneur en poudres granulaires (ou fines), de l'ordre de 5 % du volume total des dépôts rocheux pour le cas de La Madeleine, on suppose qu'une certaine fluidification du système granulaire est possible. Fluidifier un assemblage granulaire sec, c'est lui conférer des propriétés dynamiques qui le rapprochent d'un liquide ou d'un gaz. Cette fluidité nécessite de tenir compte d'une certaine cohésion permettant à la masse rocheuse de se déplacer en masse, adoptant un comportement visco-plastique voisin d'une lave. Les interactions entre grains sont atténuées par le comportement cohérent du système rocheux, limitant les pertes d'énergie. Dès lors, la fluidification conduit à une propagation accrue des grandes masses rocheuses (Rochet 1987).

a) les différents modes de fluidification

Au même titre que la lubrification, plusieurs modes de fluidification peuvent être distingués suivant le fluidifiant ou phénomène à l'origine de la fluidification. Il peut s'agir d'un fluide interstitiel comme l'air, l'eau, un gaz ou une poudre granulaire, ou bien une action dynamique comme les vibrations ou les ondes acoustiques (**Tableau 4.04**). La conséquence est l'évolution critique vers l'état d'avalanche de roches, avec suspension de la masse rocheuse générale ou simplement des blocs les plus gros (Ter Stepanian 1998).

Tableau 4.04 Confrontation entre les théories de fluidification et les observations.

Caractéristiques	Air	Eau	Poudre granulaire	Acoustique
Courte durée et vitesses élevées	√	√	√	√
Long parcours (run-out)	√	?	?	?
Bruit sourd	?	?	?	√
Souffle d'air et nuage de poussières	√	×	√	×
Forme fluide	√	√	√	√
Remontée topographique (run-up)	√	√	√	√
Rides latérales et longi-tudinales	√	√	√	×
Surface topographique irrégulière	√	√	√	√
Gros blocs au sommet	×	×	×	?
Erosion basale	×	×	×	×
Granulométrie hétéro-gène	×	×	?	?
Production de fines	×	×	√	×
Structures originelles préservées	×	×	×	?
Surfaces de cisaillement	×	×	×	×
Production de chaleur	×	×	?	×
Dilatation	√	×	√	?
Jigsaw	?	?	?	?
Eléments anguleux	?	×	×	?
Structures fluides	√	√	√	√
Arrêt brusque	?	×	×	√

Surface topographique irrégulière signifie présence de hummocks et de mollards.
√ : la théorie rend compte de l'observation.
× : la théorie ne rend pas compte de l'observation.
? : indifférent ou difficulté d'établir si la théorie rend ou ne rend pas compte de l'observation.

- Fluidification par l'air

La description détaillée du cas de Elm par Albert Heim (1932), sur la base de témoignages, fait état d'un saut topographique de la masse rocheuse occasionnant une compression de l'air à l'origine d'une suspension. L'air comprimé sous la masse rocheuse peut se disperser sur les bordures par un effet de souffle ou se dissiper au sein du matériau granulaire désintégré, provoquant un phénomène de fluidification (Kent 1966). Le gaz réduit les contacts entre les grains, d'où une moindre consommation d'énergie par frottement. Le mouvement de la masse

rocheuse s'assimile à celui d'une ignimbrite en domaine volcanique (Naranjo et Francis 1987, Hayashi et Self 1992, Stoopes et Sheridan 1992), où le gaz résulte de l'éruption du volcan.
L'air entre les particules est mis sous pression, d'où un échappement rapide du fluidifiant. Cet air est apporté au système par une irrégularité topographique exceptionnelle non généralisable à tous les cas. L'absence d'apport continu d'air induit nécessairement un avortement précoce du processus de fluidification.

- Fluidification par une poudre granulaire

La production continue de particules fines (< 1 mm) provenant du système rocheux conduit à l'apparition d'un squelette granulaire dont les particules fines remplissent les interstices, en autorisant une certaine fluidification du milieu (Hsü 1975). Cette poussière interstitielle réduit la contrainte effective normale au sein de la masse rocheuse, tout en permettant une réduction granulométrique continue (Hewitt 1988). La masse rocheuse finit par apparaître comme un matériau à deux phases : les granulaires et les fines. Plus la quantité de fines est importante, plus les interactions entre grains sont annihilées.
L'étude des milieux granulaires révèle l'importance de cette phase fine, et ses conséquences sur le comportement du système granulaire. Il ne fait aucun doute que le régime collisionnel est fortement perturbé par la présence de ce matériau fin dans les interstices, réagissant dès lors comme un fluide. Une incertitude demeure quant à l'énergie nécessaire à la production d'une telle quantité de fines, et du volume-limite nécessaire à la fluidification du système.

- Fluidification acoustique et vibrations sismiques

La fluidification des débris peut résulter d'une action dynamique, sans avoir besoin d'un fluide, comme les vibrations mécaniques propagées lors du contact entre les fragments (Melosh 1991) ou par les phénomènes sismiques (Francis et Self 1987). L'excitation d'un matériau granulaire par une onde ultrasonore se réalise par diffusion et réfraction au contact de chaque particule (Duran 1997). Les ondes acoustiques s'opposent à la dissipation d'énergie par collisions entre les particules. Appliqué à une masse sableuse, le champ acoustique accentue la viscosité en induisant un comportement non newtonien (Goetz et Melosh 1980) avec donc un seuil de contraintes. La génération des ondes acoustiques ou sismiques intervient à la rupture par ajustement du gradient de pression ou production d'une énergie acoustique, transformée en chaleur ou en ondes perpétuant l'écoulement (Melosh 1979). La propagation des vibrations mécaniques au contact des fragments rocheux fluidifie le matériau, annihilant les forces de cisaillement, en réduisant d'un facteur 2 le coefficient de frottement du matériau (Melosh 1987). Le passage à l'état fluidifié dépend du coefficient de restitution élastique des particules, ainsi que de leur nombre.
La dissipation interne de l'énergie acoustique produit de la chaleur, caractéristique au sein des avalanches de roches. L'incertitude demeure quant à la capacité de ce phénomène à réduire la dissipation d'énergie de façon à accentuer la mobilité de la masse rocheuse (intensité de la fluidification, importance de la réduction de l'angle de frottement interne, fréquence-limite des ondes acoustiques, …). L'hypothèse acoustique semble également avoir des difficultés à expliquer une réduction granulométrique continue de la masse rocheuse en atténuant les inte-

ractions entre particules. Le processus doit nécessairement affecter l'ensemble de la masse rocheuse (Davies 1982), mais l'onde de choc se propageant le long de la colonne de roches doit être largement atténuée avant de parvenir au sommet. Ce processus est nécessairement efficace là où le cisaillement est maximal.

- Fluidification par l'eau

La présence ou l'apport d'eau à une masse granulaire en mouvement conduit à un comportement visqueux dont l'état ultime est l'écoulement de type lave torrentielle. L'ajout d'une pression de fluides à une masse granulaire réduit nettement la dissipation d'énergie en inhibant les interactions entre les grains et en transférant les contraintes de cisaillement à la phase fluide visqueuse (Iverson 1997, Iverson et Vallance 2001). Assimilant la masse rocheuse à un liquide visqueux, la vitesse de déplacement augmente de la base au sommet. L'effet d'échelle permet de considérer la perte relative d'eau comme étant faible (Erismann et Abele 2001).
La teneur en eau des avalanches de roches paraît relativement faible, sous peine d'aboutir à un comportement de type coulée de boue. Les avalanches de roches sont par conséquent considérées comme sèches. Cependant, certaines masses rocheuses particulières renferment une grande quantité d'eau, de glace ou de neige. Ces cas humides développent un comportement particulier, notamment en fin de parcours. L'avalanche de roches du Mont Cayley a ainsi évolué pour partie en lave torrentielle (Evans *et al.* 2001). Cette évolution est envisageable en cas de fort apport d'eau, notamment lors de précipitations. Ces cas demeurent trop particuliers pour expliquer le mode de transport et la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.

b) des milieux granulaires à la mécanique des fluides

La génération d'un écoulement granulaire est liée à la formation de chaînes de contact ou voûtes, conditionnant l'intermittence de l'écoulement, voire son blocage par une voûte de grande stabilité. Dans le cas d'un milieu fluidifié, la série d'intermittences donne un caractère discontinu au flux émergent. Le nombre de Bagnold permet de distinguer les deux régimes d'écoulement :

$$B = \frac{F_c}{F_v} \qquad [4\text{-}03]$$

F_c caractérise la force de friction engendrée par les frottements et les chocs solide-solide. F_v permet de tenir compte de la viscosité du milieu ambiant (Savage 1984). Le régime granulaire ($B > 450$) voit le milieu dissiper l'énergie par interactions (chocs et frottements) solide-solide. On se retrouve dans les situations décrites précédemment (paragraphe 4.4.2.). Le régime macro-visqueux ($B < 40$) suppose que le fluide ou le phénomène de fluidification a un effet d'entraînement majeur. Les contraintes sont déterminées par les effets de viscosité du fluide interstitiel. Un nombre de Bagnold intermédiaire caractérise un régime transitionnel, où la fluidification apparaît et les collisions entre particules présentent une faible inertie (Savage 1984), les contacts entre grains sont fortement réduits (Hsü 1990). La teneur en fines des ava-

lanches de roches suppose un tel régime de transport, et nécessite d'aborder la mécanique des fluides comme aide possible à la compréhension du comportement du milieu.
Plusieurs modèles d'écoulement peuvent être distingués suivant le comportement du matériau : plastique (Coulomb), visqueux linéaire (Newtonien ou non Newtonien), viscoplastique linéaire (Bingham-Coulomb), visqueux non linéaire (loi de puissance) ou viscoplastique non linéaire (Iverson 1985). Les paramètres à prendre en compte sont la cohésion, l'angle de frottement, le coefficient de viscosité newtonien, la contrainte seuil, le taux de déformation et l'indice de la loi de puissance.

- modèles de Bingham

Les modèles type Bingham ou viscoplastique linéaire se basent sur les équations de Navier-Stokes, pour un écoulement unidimensionnel ou bidimensionnel à surface libre. Pour un écoulement parallèle bidimensionnel, les relations de Bingham s'écrivent :

$$dU/dy = 0 \qquad \text{pour } \tau \le k \qquad [4\text{-}04]$$

$$\tau/\rho = \gamma + \nu_b (dU/dy) \qquad \text{pour } \tau > k \qquad [4\text{-}05]$$

U : vitesse suivant la direction d'écoulement
y : coordonnée normale à la direction d'écoulement
du/dy : taux de cisaillement
τ : contrainte de cisaillement
ρ : masse volumique
k : contrainte seuil
ν_b : viscosité cinématique
$\gamma = k/\rho$: paramètre de cisaillement

Ce modèle simple considère une surface critique au niveau de laquelle la contrainte seuil est atteinte (**Fig. 4.25**). Les déformations sont concentrées sous cette surface où la viscosité est faible (le matériau s'écoule de manière visqueuse avec application de la seconde équation [4-05]). Le reste de la masse est considéré comme rigide, peu déformable et très visqueux (application de la première équation [4-04]).

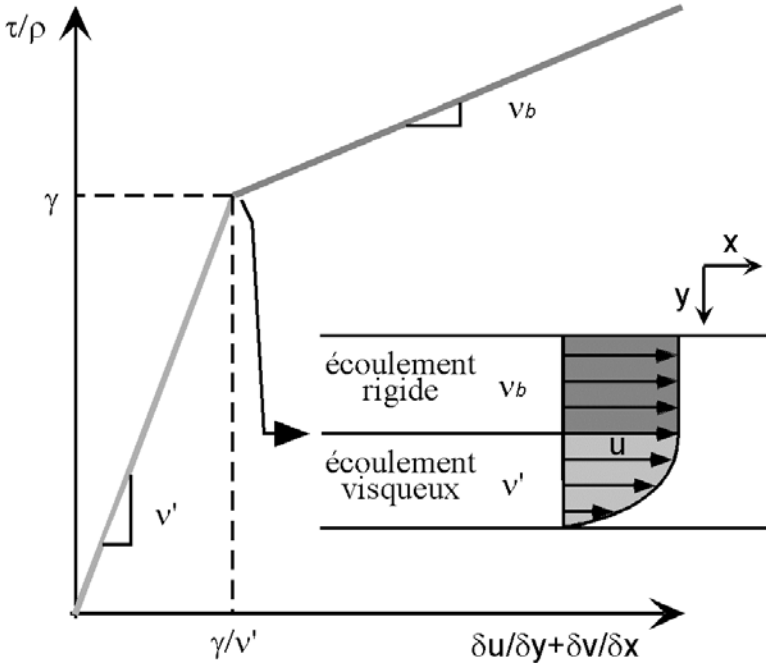


Figure 4.25 Modèle d'écoulement de Bingham à deux dimensions, avec un profil de vitesse en régime d'écoulement rigide et visqueux.

Les limites imposées par la rigidité du corps de la masse étant une contrainte évidente à l'application du modèle, une seconde viscosité ν' est imposée à la partie inférieure très déformée (Dent 1982) :

$$\tau/\rho = \nu'(\partial U/\partial y + \partial V/\partial x) \qquad \text{pour } \tau \le k \qquad [4\text{-}06]$$

$$\tau/\rho = \gamma + \nu_b\left[\left(\partial U/\partial y + \partial V/\partial x\right) - \gamma/\nu'\right] \qquad \text{pour } \tau > k \quad [4\text{-}07]$$

ν' : viscosité cinématique, $\nu' > \nu_b$ U, V : vitesses suivant la direction de l'écoulement et sa normale

Le développement numérique du modèle s'appuie sur la méthode des différences finies. Cela nécessite une conservation de la surface de contact durant l'écoulement, ce qui n'est généralement pas le cas pour les avalanches de roches. L'erreur est moindre en considérant une contrainte topographique forte, limitant l'expansion latérale (Sousa et Voight 1992). Un tel modèle a pu être développé pour l'avalanche de débris du Mont St-Helens, avec un modèle d'écoulement en 3 dimensions (Sousa et Voight 1995). L'estimation des variations d'épaisseur des débris est basée sur la longueur du canal d'écoulement.

L'application de ce modèle à des cas potentiels a nécessité de calibrer le modèle par des événements anciens bien connus et variés du point de vue des caractéristiques de l'écoulement et de la contrainte topographique. Sousa et Voight (1992) ont pu distinguer un comportement rigide (γ élevé) pour les cas de Mayunmarca, Madison Canyon et Mont St-Helens I, et un comportement fluide (γ faible) pour Ontake et Mont St-Helens II et III. Une distinction est faite quant à l'intensité du facteur fluidifiant pour ces deux comportements.

Le modèle a été appliqué au cas de La Clapière afin d'illustrer la méthodologie générale (Sousa et Voight 1992). Le modèle s'appuie sur une coupe en long choisie pour représenter la géométrie du versant instable et la distance potentielle de parcours. La dimension de la grille du modèle et le pas de temps sont choisis de manière à avoir une résolution réaliste de l'écoulement. La phase critique consiste à sélectionner des paramètres rhéologiques appropriés. C'est pour cela qu'une assimilation du cas considéré à un événement produit, analogue du point de vue des conditions topographiques, géologiques et géomécaniques, permet de limiter les erreurs. Suivant les conditions topographiques et les inhibitions possibles, plusieurs distances de parcours peuvent être proposées, mais également la vitesse maximale probable atteinte et la dimension des dépôts.

Le cas de La Clapière a été assimilé à celui de Madison Canyon (Sousa et Voight 1992). Une carte potentielle des dépôts a pu être proposée (**Fig. 4.26**). Le modèle à rhéologie constante est limité par l'absence d'évolution du matériau par réduction granulométrique continue, augmentant la teneur en fines au cours du déplacement. Ce modèle semble adapté pour le cas d'un matériau fluidifié par l'eau, de type coulée de boue. L'eau est à l'origine du comportement visqueux et de l'écoulement des débris. La transposition à l'avalanche de roches semble délicate en considérant un état à sec avec maintien des interactions entre grains. C'est dans cette optique, et pour la possibilité d'évolution du matériau au cours du transport, que le modèle de type St-Venant a été développé.

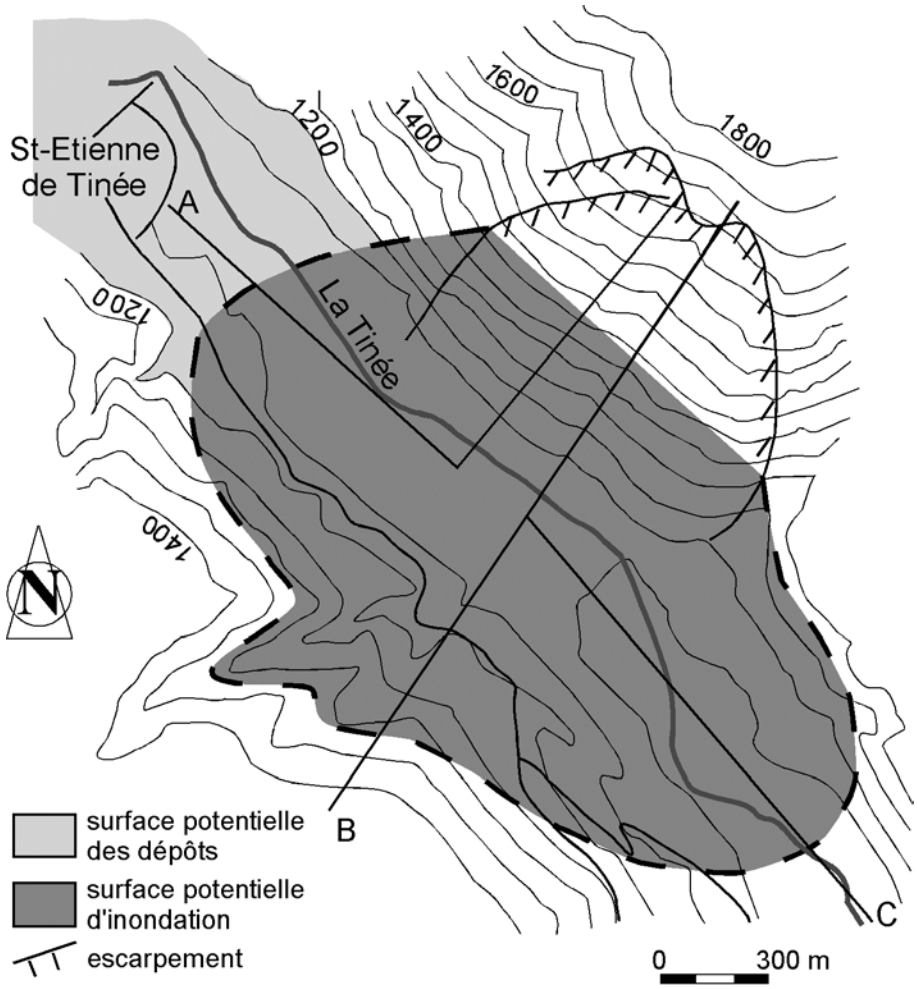


Figure 4.26 Carte de risque simplifiée du glissement rocheux de La Clapière, basée sur des modèles bivisqueux en deux dimensions. Cette carte s'appuie sur trois coupes (A, B et C) de répartition des débris, par comparaison avec la rhéologie du cas de Madison Canyon. Cette carte illustre la technique, mais n'a aucun statut officiel (Sousa et Voight 1992).

- Modèle de type St-Venant

Le modèle de type St-Venant pour les avalanches de roches s'inspire de l'hydraulique en intégrant sur la verticale les équations de Navier-Stokes moyennant les hypothèses suivantes (Naaim *et al.* 1997) :

- l'écoulement se produit en bloc ;
- la dissipation de la quantité de mouvement résulte du seul frottement au contact du sol ;
- la répartition verticale de pression est hydrostatique.

3 alternatives rhéologiques sont utilisées :

- le régime frictionnel (Mohr-Coulomb) :

$$\tau = -\rho g h \tan(\phi)\vec{U} / \left\|\vec{U}\right\| \qquad [4\text{-}08]$$

- le régime frictionnel/turbulent (Voellmy ou Hershel-Bulkley) :

$$\tau = \tau_c + \mu\left(\frac{\partial U}{\partial y}\right)^{n-1} \quad \text{si } \tau>\tau_c \text{ mais arrêt si } \tau<\tau_c \qquad [4\text{-}09]$$

- le régime viscoplastique (Bingham) :

$$\tau = \tau_c + \mu \frac{\partial U}{\partial y} \text{ si } \tau > \tau_c \text{ mais arrêt si } \tau < \tau_c \qquad [4\text{-}10]$$

Ces équations générales, comme application du principe de conservation d'énergie à un glissement fini de masse en écoulement, ont été appliquées à 23 cas historiques d'avalanches de roches (Hungr et Evans 1996, 1997). Les modèles de Voellmy ont montré les meilleurs résultats, avec l'utilisation d'un paramètre de friction et d'un paramètre de turbulence. Ces modèles permettent également de tenir compte d'une variation de volume, avec perte ou gain de masse au cours du transport ; les résultats semblent fiables en terme d'expansion des débris et de distribution des vitesses.

La confrontation des différentes théories proposées pour expliquer la mobilité des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses aux caractéristiques de terrain a permis d'éliminer un certain nombre de modèles de transport. Certains de ces modèles sont intéressants à appliquer à une étape du transport, mais ne s'appliquent pas au mouvement général de la masse rocheuse. Ce modèle général fait intervenir un certain nombre de propriétés dépendant du comportement de la masse rocheuse : du glissement d'un bloc à l'état fluide de l'avalanche rocheuse. Le modèle général doit donc s'appuyer sur la réduction granulométrique comme processus à l'origine du passage à l'état granulaire. Mais ce modèle général nécessite de tenir compte au préalable de la phase d'arrêt de la masse rocheuse, comme processus capable de stopper le déroulement du modèle de désintégration et de transport.

4.5. Caractérisation de la phase d'arrêt

Pour un mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses, l'avalanche de roches est l'état extrême de désintégration avec un effet mobile très fort. Cet état n'est pas atteint par toutes les masses rocheuses, comme en attestent les trois cas alpins étudiés. Le processus de transformation de la masse rocheuse peut avorter à n'importe quelle étape de l'évolution du matériau. Plusieurs facteurs peuvent conduire à l'arrêt de ces processus, avec un effet direct sur la mobilité de la masse de débris. Les pertes d'énergie occasionnant l'arrêt du mouvement interviennent à plusieurs niveaux, avec une difficulté particulière pour estimer l'énergie dissipée par la réduction granulométrique.

4.5.1. Facteurs de mobilité ou facteurs d'arrêt

Trois facteurs principaux occasionnent de fortes pertes d'énergie : les interactions avec le contexte environnemental, les frottements à l'interface substratum-masse déplacée, et le comportement de la masse rocheuse ou état de friction interne.

a) contexte environnemental

L'absence totale de contrainte exercée par la topographie se caractérise par un étalement de la masse de débris, pouvant évoluer sans dissipation externe d'énergie. Cette configuration idéale demeure rare avec généralement la présence d'obstacles topographiques. De telles interactions sont à l'origine de pertes d'énergie, et dans de nombreux cas, de l'arrêt de la masse

rocheuse dès les premières étapes du mouvement. L'absence de déformation interne conduit à une conduction de l'énergie au massif rocheux par réduction granulométrique et arrêt des débris. A contrario, l'avalanche de roches peut s'adapter à l'obstacle et se réorienter parallèlement à celui-ci ou passer par-dessus. Une configuration idéale consiste au déplacement d'une masse de débris suivant l'axe d'une vallée encaissée. Les débris sont alors chenalisés par les versants, limitant l'étalement et l'intensification des pertes d'énergie par frottement.

b) friction basale

De nombreux indices font état de l'intensité des frottements intervenant entre la masse rocheuse et le substratum. On note en particulier la production d'un matériau fin par broyage et une dissipation de chaleur. La présence d'un lubrifiant réduit ces interactions roche-substratum, mais empêche en contrepartie l'évolution du glissement vers l'état mobile d'avalanche de roches. Cette friction basale semble le processus à l'origine de la délamination de la roche. La désintégration générale de la masse rocheuse est alors provoquée par le différentiel de vitesse induit par la friction basale, et intervient le long des discontinuités préférentielles de la masse glissée. La réduction des contraintes basales limite les dissipations d'énergie sous forme de chaleur, empêche la génération du matériau granulaire et condamne la masse rocheuse à demeurer à l'état de glissement. On suppose dès lors que la lubrification agit contre la mobilité des débris, et que des cas comme Frank, Elm ou Sherman aurait pu avoir une mobilité bien plus importante.

c) friction interne

Le facteur le plus complexe à appréhender affecte le comportement du matériau, et caractérise les interactions des débris constituant la masse rocheuse. Ces interactions, frottements et collisions entre fragments de roches, dissipent une part d'énergie difficilement estimable et abordée par la suite (voir **Annexe D**). L'état cohérent voit les pertes d'énergie concentrées à l'unique interface avec le substratum. L'état granulaire augmente le nombre d'interactions entre chaque constituant de la masse rocheuse, avec déformation généralisée lors des interactions avec l'environnement topographique. Une certaine dissipation d'énergie entre les débris intervient lors des collisions et des frottements. Elle est cepedant limitée. Il s'en suit un déplacement global de la masse rocheuse en régime d'écoulement. On en conclut que la mobilité est accrue par entretien de cette énergie granulaire (quantifiée par la température granulaire ou agitation de l'édifice).

d) facteurs d'arrêt

Une mise au point est par conséquent nécessaire concernant la notion de mobilité. Les facteurs perçus comme facilitant la mobilité de la masse rocheuse sont en fait une source de dissipation d'énergie aux limites ou au sein de cette masse rocheuse. On note en particulier les impacts topographiques, le frottement basal et la réduction granulométrique. Une réduction de l'activité de ces facteurs conduit à accroître la mobilité de la masse rocheuse, notamment par poursuite du processus d'évolution du modèle de désintégration. L'avalanche de roches est

l'état le plus favorable, avec déformation du corps de débris. Dans le cas du glissement rocheux, les facteurs ont leur importance, occasionnant l'arrêt de la totalité ou d'une partie de la masse rocheuse.
Cela a été le cas pour les trois sites alpins étudiés. La masse rocheuse de Köfels est restée à l'état de glissement, avec arrêt immédiat par impact contre le versant opposé de la vallée de l'Ötz. La réduction granulométrique a été limitée par résistance du matériau. La production de chaleur a pu conduire à la fusion de la roche. Le bloc rocheux est resté cohérent, sans étalement possible suivant l'axe de la vallée. Au contraire, la masse rocheuse de Flims a pu s'étaler suivant l'axe de la vallée du Rhin Antérieur. La perte de confinement s'est réalisée en bordure de la masse rocheuse, tandis que l'impact sur le versant rive droite a affecté une masse rocheuse partiellement désintégrée, et permis un transport en avalanche de roches vers l'amont, l'aval et dans le vallon de la Rabiusa. Un impact proximal aurait conduit à un scénario de type Köfels, un impact plus tardif aurait conduit à un mode de transport de type La Madeleine. Dans ce dernier cas, l'impact a été violent contre le versant opposé de la vallée de l'Arc, avec arrêt d'une partie des débris rocheux. Cependant, une longue ride d'étalement aval témoigne d'une mobilité continue et d'un transport par avalanche de roches. L'ensemble de la masse rocheuse n'a pu évoluer vers l'état idéal de type avalanche de débris volcaniques ou non volcaniques non confinées, en absence de contrainte topographique. La désintégration totale autorise un transport en avalanche de roches, sans dissipation d'énergie par impact et faibles pertes par frottements avec le substratum.

e) les scénarios d'arrêt

Dans un contexte bien précis (type de roches, d'environnement, de substratum, …), les scénarios de transport doivent être corrigés par incorporation des facteurs d'arrêt afin de proposer des surfaces de recouvrement réaliste. A ce stade, la gamme de mobilité envisageable en terme de surface et de parcours peut être estimée sur la base d'une étude comparative avec des cas produits, et afin de proposer un scénario-type réaliste. Dans un premier temps, cette méthodologie ne nécessite pas le développement de modèles. Par la suite, on peut imaginer, sur la base du modèle de désintégration proposé, le développement de modèles d'arrêt permettant d'évaluer plus fidèlement les surfaces de recouvrement dans une topographie complexe.

4.5.2. Bilan énergétique

Un bilan énergétique s'avère nécessaire afin d'estimer l'importance des différents facteurs d'arrêt et processus responsables de la perte de mobilité. La première étape consiste à estimer l'énergie totale mise en jeu par le système rocheux, ensuite chaque dissipateur d'énergie est analysé en terme d'importance sur la consommation d'énergie totale. Une part de cette énergie sert à la réduction granulométrique, avec une tentative d'évaluation de l'intensité au cas de La Madeleine.

a) énergie totale disponible

La majeure partie de l'énergie disponible au moment de la rupture résulte de la pesanteur. L'énergie potentielle se calcule directement à partir de la hauteur de chute et du volume de la masse rocheuse mobilisée. Les calculs réalisés aux sites étudiés révèlent des valeurs considérables (10^{15} à 10^{17} J), faisant des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses des phénomènes naturels très énergétiques. Le calcul de l'énergie potentielle réhabilite la hauteur de chute comme paramètre essentiel à la mobilité des masses rocheuses de grande ampleur. Ce calcul souffre d'une incertitude rapportée à la position du centre de gravité des masses rocheuses avant et après déplacement.

L'énergie de déformation stockée dans le versant vient s'ajouter à l'énergie potentielle au moment de la rupture. Cette énergie dépend de l'intensité des déformations subies par le versant, du temps de réponse du matériau et de ses propriétés. L'énergie de déformation peut être une conséquence directe de la présence d'un glacier pendant une longue période de temps, ou encore peut résulter des contraintes tectoniques subies par le versant rocheux. La quantification de cette énergie demeure difficile, mais les valeurs doivent rester modestes au regard de l'énergie potentielle disponible.

Le séisme, comme facteur déclenchant important pour ces grands versants rocheux, peut représenter une source d'énergie supplémentaire. Cette énergie dépend de la profondeur du foyer et de sa distance au lieu considéré, des propriétés mécaniques des matériaux, ainsi que de l'orientation du versant et des effets de site de nature topographique. Rapportée aux valeurs de l'énergie potentielle, l'énergie sismique demeure modeste pour influencer l'énergie totale disponible dans de grandes proportions.

On considère l'énergie totale mise en jeu comme approchée par la valeur de l'énergie potentielle disponible au moment de la rupture, et avec simple effet de la gravité et de la position du centre de masse.

b) dissipation d'énergie au cours du transport

La distance de parcours dépend de la capacité de la masse rocheuse à transformer son énergie potentielle en énergie cinétique. Les dissipations d'énergie intervenant lors de la conversion d'énergie jouent en défaveur de la mobilité. Ces pertes d'énergie résultent du mouvement et de ces effets sur la masse rocheuse, en relation avec les facteurs d'arrêt. On note en particulier une perte d'énergie par frottement au niveau de la surface basale, par interactions avec le substratum et par remaniement interne. Une part inconnue de l'énergie est consommée par la réduction granulométrique.

L'aérodynamique de la masse rocheuse est difficile à établir, la forme de la masse rocheuse étant généralement défavorable à une pénétration dans l'air. Cette méconnaissance de la forme initiale de la masse rocheuse et de sa transformation au cours du transport limite l'estimation de cette énergie, en rapport à l'énergie totale mise en jeu. La résistance aérodynamique est proportionnelle au carré de la vitesse. Les pertes peuvent donc être importantes (Melosh 1979), mais considérées comme négligeables proportionnellement à l'énergie totale

impliquée. On peut imaginer le développement d'une étude sur ce thème, et des implications sur le mouvement des débris.

Le glissement roche sur roche prend place le long de surfaces spécifiques, consistant en de multiples points de contact. De perpétuels réajustements interviennent par le broyage, à l'origine d'une gouge au comportement bien différent. Les frottements sont la première étape de la réduction granulométrique de la masse rocheuse, affectant l'édifice rocheux général. La perte d'énergie par frottement est associée au travail de la force de cisaillement, proportionnel à l'angle de frottement du matériau mis en jeu. Les essais mécaniques concluent à une diminution de la valeur du coefficient de frottement avec l'augmentation de la vitesse de déplacement. Le mouvement peut être décomposé en étapes, suivant la progression de la vitesse. L'étape d'accélération conduit à une réduction de l'angle de frottement jusqu'en bas de pente. Ensuite, une décélération progressive intervient par accroissement de l'intensité des frottements. Dès lors on constate que la perte d'énergie par frottement prend place sur la zone plane. Cette énergie est consommée par le broyage dans la zone de cisaillement, et la production de chaleur. L'intensité des frottements dépend des propriétés du matériau, et de sa faculté à se désintégrer sous de fortes contraintes. Une étude mécanique précise permet une quantification fiable de la proportion de l'énergie totale consommée par les frottements, dépendant de l'état du matériau et de ses propriétés mécaniques.

Les pertes d'énergie par désintégration sont contrôlées par la rupture des fragments en matériaux fins, en plus des phénomènes de collisions, de roulement, de glissement et de déformation de la matrice (Kilburn et Pasuto 2003). Un calcul de ces pertes est possible sur la base de l'énergie spécifique des surfaces nouvellement créées. Ces surfaces spécifiques avant et après mouvement s'estiment par blocométrie au niveau de la zone source et par granulométrie pour les dépôts. Dès lors, les pertes d'énergie par réduction granulométrique sont indépendantes de la vitesse de déplacement. Plusieurs méthodes existent pour quantifier cette énergie de désintégration. Un développement a été réalisé pour le cas de La Madeleine (**Annexe D**), mais de nombreuses incertitudes demeurent. Il faut envisager des études afin de fiabiliser les estimations, cette énergie de désintégration ayant un effet direct sur la mobilité des masses rocheuses.

4.5.3. Modèle synthétique de transport des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses

Les caractéristiques de terrain, l'analyse des différents modes de transport, la connaissance des processus de réduction granulométrique, en relation avec les facteurs d'arrêt, permettent de proposer un modèle général de propagation et de dépôt de ces masses rocheuses de grande ampleur. Ce modèle en 5 étapes-clés rend compte de l'évolution comportementale des débris rocheux et des implications sur la modélisation du phénomène (**Fig. 4.27**). On peut alors proposer également une classification des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses, en terme d'évolution et de mobilité (**Fig. 4.28**).

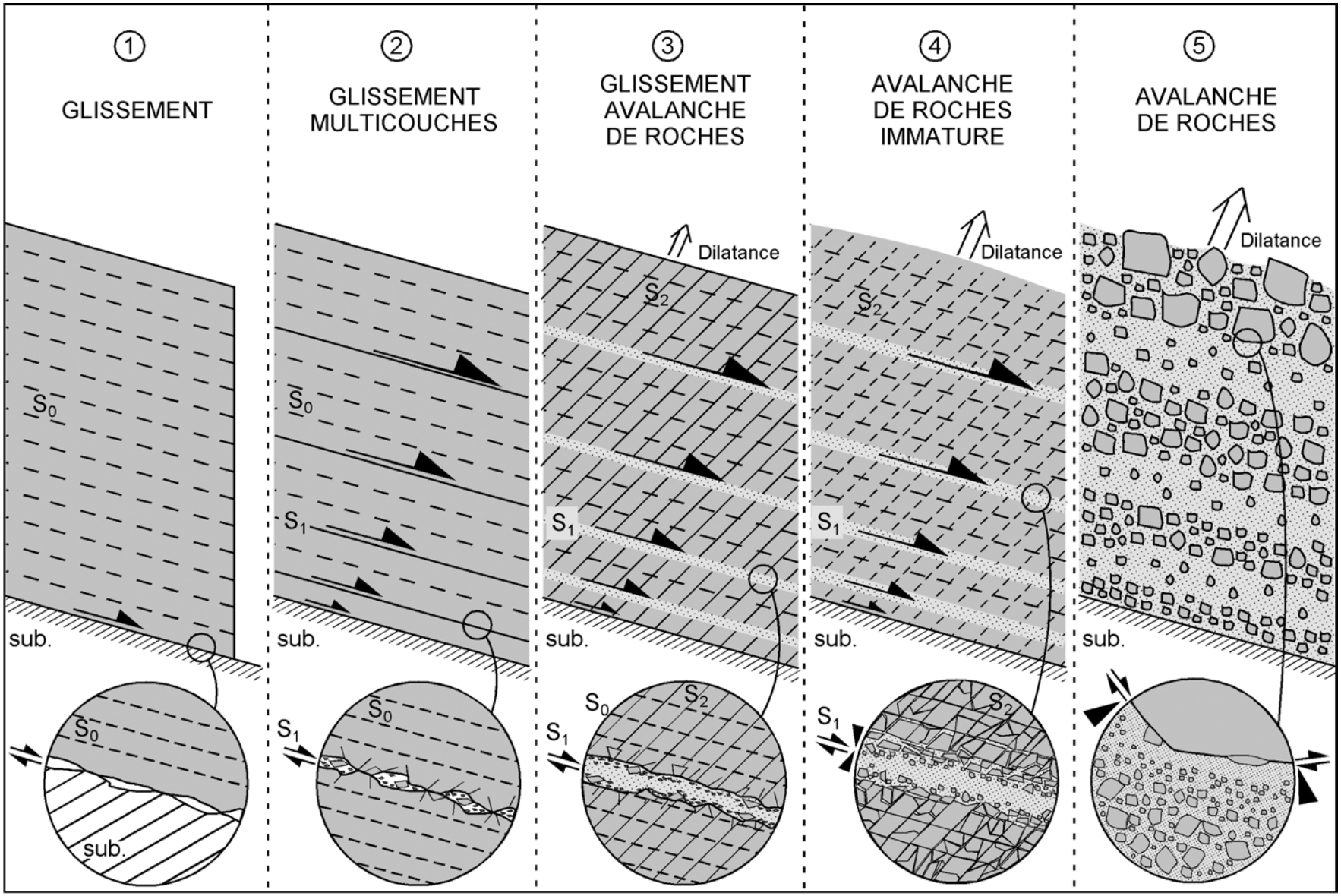


Figure 4.27 Schéma conceptuel du mode de transformation d'un glissement rocheux en avalanche de roches.

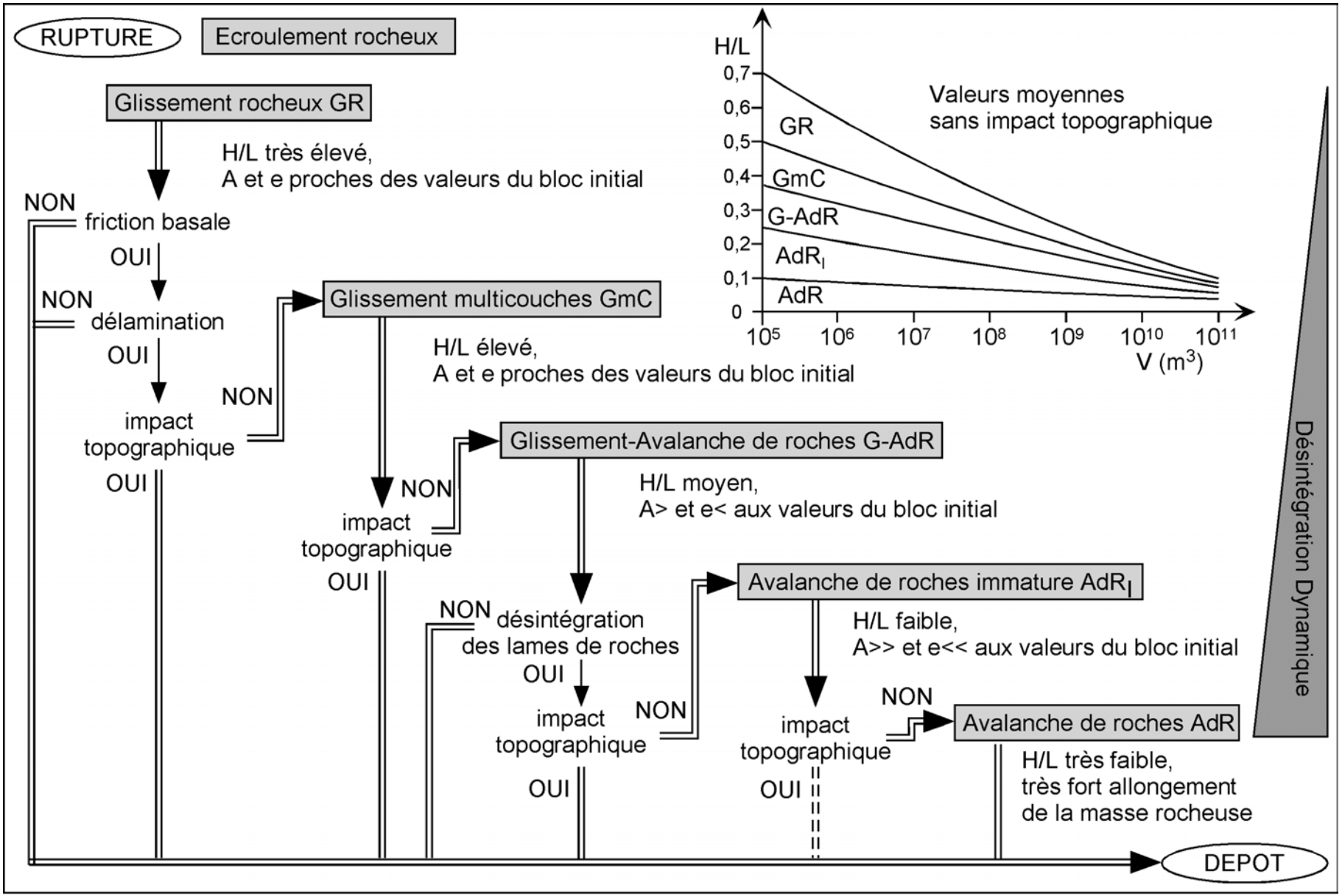

RUPTURE
Ecroulement rocheux
Glissement rocheux GR
H/L très élevé,
A et e proches des valeurs du bloc initial
NON
friction basale
OUI
NON
délamination
OUI
impact
topographique
OUI
NON
Glissement multicouches GmC
H/L élevé,
A et e proches des valeurs du bloc initial
NON
impact
topographique
OUI
NON
Glissement-Avalanche de roches G-AdR
H/L moyen,
A> et e< aux valeurs du bloc initial
NON désintégration
des lames de roches
OUI
impact
topographique
OUI
NON
Avalanche de roches immature AdRI
H/L faible,
A>> et e<< aux valeurs du bloc initial
NON
impact
topographique
OUI
NON
Avalanche de roches AdR
H/L très faible,
très fort allongement
de la masse rocheuse
DEPOT
H/L
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
GR
GmC
G-AdR
AdRI
AdR
10^5
10^6
10^7
10^8
10^9
10^10
10^11
V (m3)
Valeurs moyennes
sans impact topographique
Désintégration Dynamique

Figure 4.28 (page précédente) Classification des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses. H/L, A et e sont respectivement le coefficient de frottement, l'aire et l'épaisseur des dépôts. GR et GmC font référence au glissement rocheux et au glissement multi-couches. G-AdR, AdRI et AdR sont les abréviations de Glissement-Avalanche de roches, Avalanche de Roches Immature, et Avalanche de Roches. Horizontalement, on peut visualiser l'évolution du mode de transport en terme de mobilité. Verticalement, on peut y associer la transformation du matériau par réduction granulométrique ou désintégration dynamique. Le graphique mobilité fonction du volume permet de ne pas oublier le facteur important que demeure le volume de roches mis en jeu.

a) le glissement rocheux

On a pu constater que le glissement rocheux est le cas le plus favorable pour générer une avalanche de roches, à moins d'avoir un matériau initialement désintégré. La rupture s'initie le long de la discontinuité la plus profonde. Les déformations se concentrent le long du contact basal entre la masse rocheuse et le substratum (**Fig. 4.27**). Les frottements sont conditionnés par la qualité du contact (type de matériaux, aspérités, …), mais dépendent fortement des propriétés de la roche. La génération de chaleur permet d'envisager dans certains cas une dissociation ou une fusion de la roche.

La modélisation de cette étape reste très simple, avec application physique d'un bloc glissant sur un plan incliné. La dissipation d'énergie intervient au contact avec le substratum, et de manière plus modeste par les effets aérodynamiques. L'intensité des frottements, avec production de chaleur, témoigne de la quantité d'énergie perdue par le système. Ce fort ralentissement engendre des déformations au sein de la masse rocheuse. On peut envisager des processus de lubrification réduisant les interactions roche sur roche, mais dans ce cas il faut considérer une masse rocheuse restant cohérente, sans évolution possible vers l'état granulaire. L'énergie totale disponible est dissipée par les interactions avec le substratum, par frottement et collision. Le frottement peut localement conduire à une dissipation thermique allant jusqu'à la fusion. La collision peut générer une fracturation marginale par inertie en fonction de la structure interne du glissement (discontinuités). Un obstacle topographique peut stopper précocement la masse rocheuse. Suivant la résistance du matériau, et sans perte soudaine d'énergie, on peut imaginer une masse rocheuse poursuivant son processus de désintégration et d'évolution vers l'état d'avalanche de roches.

Le cas de Köfels permet d'illustrer cette première étape. L'arrêt a été provoqué par le choc de la masse gneissique contre le versant opposé de la vallée de l'Ötz. Cette vallée glaciaire, étroite, était un facteur limitant très fort à l'expansion des débris. A cela s'ajoute la résistance importante du matériau qui n'a pu évoluer durant l'étape en glissement, en restant cohérent. Les déformations induites par la collision topographique n'ont pu se répartir au sein des débris, par nombre limité de discontinuités capables de jouer. La seule solution était l'arrêt.

La rupture en écroulement rocheux fait intervenir un volume moindre de matériaux (10 à 20.10^6 m^3 maximum). Les blocs volumineux peuvent interagir ensemble, mais avec une trop faible production de matrice interstitielle. La masse rocheuse reste donc à l'état d'écroulement, en produisant un cône de débris en bas de pente. C'est le cas de Bualtar ou de Randa, avec un cycle de ruptures à envisager. Ce phénomène fait partie des Mouvements gra-

vitaires rapides de grandes masses rocheuses, mais ne permet pas de générer une avalanche de roches. La mobilité de ce phénomène est donc moindre et limité au bas de pente.

b) le glissement multi-couches

Dans le cas d'une masse rocheuse stratifiée, les déformations accumulées se concentrent au niveau des discontinuités naturelles de la masse rocheuse. Une délamination peut intervenir par cisaillement incrémental d'un grand nombre de discontinuités, depuis la base jusqu'au sommet de la masse rocheuse (**Fig. 4.27**). C'est l'exemple du jeu de cartes jeté sur une table, et s'étalant par arrêt progressif des cartes de la base au sommet du tas. Le cisaillement d'ensemble affecte une masse rocheuse dont la surface supérieure est libre. La dynamique du transport nécessite de tenir compte des phénomènes d'inertie intervenant à la base des différentes couches. Le transfert d'énergie à une masse moindre autorise les débris à poursuivre leurs déplacements. Les multiples zones de cisaillement concentrent les déformations, au lieu du simple niveau basal. De la chaleur est ainsi produite dans l'ensemble de la masse de débris. Un modèle plus complexe consiste en un glissement de plusieurs couches les unes sur les autres sur un plan incliné. La dissipation d'énergie intervient toujours à l'interface entre les lames de roches, par frottement et génération de chaleur. Une part de l'énergie a servi à produire la délamination, et perdure en désintégrant les lames de roches qui doivent accommoder les déformations. L'intensité des déformations est directement corrélable au confinement. Ainsi, le broyage roche sur roche est beaucoup plus intense pour la gouge en profondeur que pour les niveaux de cisaillement proches de la surface. Par contre, un plus grand nombre de surfaces peuvent jouer en cisaillement dans les zones confinées du fait de l'intensité des contraintes. Une dissipation moindre d'énergie (choc topographique) peut stopper le système en glissements multiples, occasionnant un arrêt précoce. L'absence d'impact permet au système rocheux de poursuivre son évolution, suivant la résistance du matériau, atteignant une distance de parcours plus élevée.

La partie centrale du glissement rocheux de Flims est un témoin de cette étape de transport et de transformation du matériau. Le bloc calcaire stratifié s'est délaminé le long des joints stratigraphiques, délimitant des couches de roches. A la base, tous les joints stratigraphiques ont été sollicités, du fait de l'intensité des contraintes sous l'état confiné. Vers le sommet de la colonne de roches, quelques surfaces de faiblesse séparent des paquets stratifiés dont l'épaisseur augmente avec la perte de confinement. Cette masse stratifiée a subi directement la collision contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur, sans possibilité d'expansion suivant l'axe de la vallée. Le confinement a préservé les relations entre les lames de roches, avec un broyage intense dans les zones de cisaillement.

c) le glissement-avalanche de roches

La poursuite du glissement multicouches conduit les lames de roches vers la déstructuration par un cisaillement différentiel entre leur base et leur sommet. La désintégration reprend les fractures originelles internes à ces masses rocheuses, ou en produit de nouvelles par effet de charge toujours en relation avec le confinement (**Fig. 4.27**). Les couches de roches changent

donc d'état, de roche cohérente à une masse fracturée. La charge appliquée par la colonne de roches favorise la délamination de l'ensemble des couches de roches. En remontant vers le sommet de la masse rocheuse, seules les discontinuités préférentielles les plus marquées jouent en cisaillement produisant d'épais paquets de roches.

L'intensité du cisaillement a pour conséquence la génération d'une gouge de matériaux fins, faisant évoluer les surfaces de Type-1 en couches cisaillantes facilitant la réduction granulométrique. S'ajoutent un effet de dilatance et la production de chaleur. La modélisation de cette étape de transport reste difficile du fait de la transformation des propriétés du matériau et du comportement général de la masse rocheuse depuis l'ensemble des couches rigides à un régime laminaire complexe. À l'observation macroscopique de la masse rocheuse, vient se greffer l'échelle du contact entre chaque grain. A cela s'ajoute un contraste granulométrique entre les couches de roches et les gouges de cisaillement, rendant la masse rocheuse hétérogène. Les parties profondes demeurent cohérentes sous la charge appliquée, tandis que les bordures peuvent s'épandre par suite des nombreux déplacements relatifs entre chaque particule. Un choc topographique occasionne l'arrêt de la majeure partie de la masse rocheuse. Mais les domaines latéraux en expansion peuvent accommoder, à l'échelle des grains, l'effet de l'impact en poursuivant le transport par écoulement de type avalanche de roches.

Cet état particulier de transition entre un bloc rocheux stratifié et fracturé, et une masse granulaire apparaît dans les dépôts du glissement rocheux de Flims. Certains paquets rocheux sont préservés à côté ou au sein des zones broyées. L'impact précoce contre le versant opposé de la vallée du Rhin Antérieur, ainsi que l'état de confinement, ont permis de maintenir les relations entre les fragments rocheux, en dépit d'une dilatance importante générée par le cisaillement. Sans cet impact topographique, la masse rocheuse de Flims évoluait nécesairement vers l'état d'avalanche de roches, avec une mobilité bien plus élevée que celle mesurée actuellement (H/L inférieur à 0,12, épaisseur moins importante par étalement et aire des dépôts accrue). L'état transitoire marque la limite entre un milieu rocheux cohérent et un milieu granulaire, entre un mode de transport en glissement avec surfaces caractéristiques en cisaillement et un écoulement en avalanche de roches avec interactions (frottements et collisions) entre les particules de roches.

d) l'avalanche de roches immature

Le mode de transport en glissement privilégie les déformations par cisaillement localisées principalement dans les gouges. Cependant, les lames de roches sont maintenant totalement désintégrées par le cisaillement différentiel imposé par les zones de cisaillement et le confinement au sein de la masse rocheuse (**Fig. 4.27**). Cette masse rocheuse est un édifice granulaire, avec une forte hétérogénéité granulométrique, au comportement d'avalanche de roches. Ce comportement précoce résulte directement du transport en glissement, avec cisaillement à toutes les échelles. Chaque fragment, anguleux, demeure en contact avec ces voisins et facilite le déplacement par cisaillement. Chaque contact en frottement produit un matériau se plaçant à l'interface entre les fragments rocheux, par broyage continu. La dilatance, comme résultat

du cisaillement, devient importante, notamment en bordure de la masse rocheuse avec des figures de type jigsaw.

La modélisation de cette étape doit s'appuyer sur la mécanique des milieux granulaires, pour un édifice rocheux en régime frictionnel, avec application de la loi de Mohr-Coulomb. Ce régime d'écoulement intervient à la suite du glissement rocheux, lorsque la masse rocheuse a été totalement désintégrée. Il est à noter que ce régime frictionnel n'autorise pas de mélange de la masse rocheuse par effets de ségrégation, du fait de l'angularité des grains et de l'état de confinement qui maintient les grains en relation avec leurs voisins. La dilatance, dans les parties hautes de l'édifice, perturbe cette stabilité précaire en permettant des déplacements libres dans les vides, avec effets de collision et apparition d'une turbulence. Ce gonflement dispersif anisotrope conduit à une augmentation de volume de l'ordre de 20 % et à une expansion de la masse de débris au comportement fluide. Ce mode de transport particlier, et immature, implique qu'une dissipation soudaine d'énergie fait passer l'état de contrainte sous un seuil responsable de l'arrêt soudain de l'écoulement granulaire frictionnel. Les grains anguleux sont bloqués entre eux, avec arrêt inéluctable du système de débris rocheux. Sur les bordures, les interactions en collision permettent, par déformation de l'édifice granulaire, une poursuite de l'écoulement.

L'avalanche de roches de La Madeleine témoigne de ce comportement frictionnel, avec un cœur rocheux stoppé en fond de vallée après impact contre le versant opposé de la vallée de l'Arc. Cependant, la partie supérieure des débris rocheux a pu s'écouler vers l'aval en développant une ride d'étalement. Plusieurs structures d'écoulement de débris, avec aspect fluide, caractérisent ce mode de transport particulier, responsable d'une mobilité accrue de la masse granulaire. Sans l'impact topographique, un volume de roches plus important aurait pu poursuivre le parours en écoulement, avec un accroissement de la distance de parcours. Mais cette perte soudaine d'énergie suite à la collision contre un obstacle topographique paraît moins intense que dans le cas d'une roche cohérente, du fait d'une accommodation au sein de l'édifice fragmenté.

e) l'avalanche de roches

L'étape ultime est la disparition totale de la signature glissement-cisaillement pour un écoulement généralisé de la masse rocheuse en régime collisionnel. Cet état résulte de la dilatance imposée par le cisaillement, de la perte de confinement au cours de l'étalement et de la présence de fines limitant les interactions directes et imposant une viscosité au système rocheux. La masse rocheuse devient un édifice granulaire fluide, perdant à la fois son identité macroscopique (forme générale du bloc rocheux) et ses propriétés originelles (structures et stratigraphie). Une très forte hétérogénéité granulométrique impose des phénomènes perturbateurs locaux aux contacts des éléments les plus gros (**Fig. 4.27**). Ces fragments du massif rocheux sont préservés au sommet des dépôts, initialement du fait de leur résistance par faiblesse des processus de réduction granulométrique dans les domaines de faible confinement, ensuite par flottaison sur un matériau plus fin avec déplacement différentiel par rapport à l'ensemble de la

masse rocheuse. Ce déplacement différentiel se caractérise par un granoclassement inverse à la base de ces blocs rocheux, expulsant les éléments les plus gros de la zone cisaillée.
La modélisation de cette étape finale doit s'appuyer sur la physique des milieux granulaires en régime collisionnel, avec existence de phénomènes de cisaillement et de fluidification. Trois échelles interviennent :
1° échelle microscopique : contacts granulaires intermittents par collision ;
2° échelle intermédiaire : effet cisaillant des éléments les plus gros avec le reste de la masse rocheuse ;
3° échelle macroscopique : écoulement granulaire fluide imposé par un minimum de 5 % de fines.
Le modèle de type St-Venant est une première étape vers la modélisation de ce phénomène, nécessitant cependant l'existence d'interactions locales et d'une fluidité générale. On note en particulier un gonflement dispersif isotrope avec expansion tridimensionnelle de la masse rocheuse permettant une très forte mobilité. Il paraît difficile de proposer une loi unificatrice car chaque objet de terrain nous donne une vision du phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses » sous un angle différent. On peut par contre prédire certains aspects de comportement, comme l'évolution vers l'état granulaire en avalanche de roches.
L'expansion de la masse rocheuse au sein de son environnement topographique réduit considérablement les phénomènes de confinement. L'assimilation à une coulée pyroclastique ou à une avalanche de neige en aérosol caractérise la violence du phénomène, avec un arrêt plus progressif. Dès lors, la collision contre un obstacle topographique ne permet pas de stopper cet écoulement fluidifié dans un état supercritique. La chenalisation dans une vallée de montagne préserve un confinement limité en comprimant les particules en expansion, intensifiant les interactions. Mais l'ouverture sur une plaine a un effet explosif avec étalement dans toutes les directions. La mobilité n'est plus seulement de parcours avec une réduction du H/L, mais surtout de surface avec lobe d'étalement caractéristique au débouché d'une vallée.
Les avalanches de débris volcaniques permettent d'illustrer ce processus particlier, avec un édifice granulaire hétérogène en taille se propageant sur une pente. Le gain de volume au cours de la descente se caractérise par un nuage de poussières et de particules en expansion. Les blocs sont transportés par flottaison au sein de la masse fluide et parce que la réduction granulométrique a été moins poussée dans les zones non confinées de la masse rocheuse. Des effets particuliers interviennent au contact de ces gros éléments, avec ségrégation des particules suivant leur taille. On comprend alors que l'état d'avalanche de roches résulte des déformations en cisaillement entre les fragments de roches, et qu'une rupture en écroulement ou basculement permet difficilement d'aboutir à un tel mode de transport.

Conclusions générales et Typologie des scénarios

La première étape de ce travail a consisté en la caractérisation des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses. Deux paramètres principaux doivent être retenus : le volume, supérieur au million de m^3, et la vitesse, « extrêmement rapide » au-delà de 100 $km.h^{-1}$. Ces déplacements rapides de grandes masses rocheuses mobilisent une partie importante du versant de montagne, avec des conséquences associées et induites sur le réseau hydrologique. Ces conséquences sont parfois beaucoup plus dramatiques que le mouvement gravitaire, car affectant une surface plus large entrant dans le cadre régional.

Dans un second temps, le recensement des cas produits a révélé un nombre substantiel d'événements, classés suivant leurs paramètres géométriques et le type d'environnement dans lequel ils se sont produits. Une comparaison de ces différents cas met en valeur un effet d'échelle, reflétant une réalité physique et l'existence de phénomènes particuliers de propagation. Une relation est établie entre la taille de la masse rocheuse et sa mobilité, notion faisant référence à la distance parcourue et la surface de recouvrement des dépôts. La géométrie de ces dépôts dérive de la forme du réceptacle topographique et des propriétés géologiques et géomécaniques de la masse rocheuse. La rupture des flancs de volcans occasionne de très volumineuses avalanches de débris, aux caractéristiques comparables à celles des avalanches de roches. La particularité de ces phénomènes réside dans l'adjonction de processus associés à l'activité volcanique et à effets certains sur la préparation et la mobilité des masses rocheuses. En contexte sous-marin, l'eau influe sur le déplacement du matériau, conditionnant le déclenchement et la propagation de la masse rocheuse. Cependant, la plupart des mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses doivent être considérés comme secs, en regard du volume de roches déplacé, d'où un effet limité de l'eau lors de la propagation. Plusieurs cas dans le système solaire, notamment sur Mars, ont été comparés à leurs homotypes terrestres. Il apparaît que la gravité a un effet primordial sur la mobilité de la masse rocheuse, de même que la géométrie de la zone de dépôt.

L'étude s'est localisée sur trois cas anciens, choisis pour leur intérêt géologique et géomécanique, et de par leurs excellentes conditions d'affleurement. Le glissement-avalanche de roches de La Madeleine a révélé de nombreuses figures de transport figées dans les dépôts granulaires de calcschistes broyés. Le glissement rocheux de Flims est exceptionnel de par la structure interne des dépôts calcaires, avec préservation des figures sédimentaires originelles et des processus résultant du transport. Le glissement rocheux de Köfels présente une masse gneissique aux caractéristiques très proches du matériau en place, avec peu de déformations internes. La comparaison de ces trois cas conforte les conclusions précédentes d'un effet d'échelle associé aux propriétés du matériau, en particulier les paramètres de résistance méca-

nique à la fracturation. Une structuration favorable participe à la désintégration continue et rapide de la masse rocheuse, comme processus essentiel pour la mobilité du matériau. Ceci implique une évolution nécessaire du mode de transport d'un mode en glissement vers l'état particulier d'avalanche de roches. La diversité du matériau invoqué dans les trois cas permet une généralisation du concept de déplacement proposé.

L'approche de modélisation du phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses » passe par la caractérisation des processus intervenant sur le versant, avant la rupture et jusqu'à l'arrêt des débris rocheux. L'étape de déstabilisation met en évidence une nécessaire prédisposition du versant à la rupture en grande ampleur, avec effets de processus paraglaciaires, tectoniques et sismiques, et climatiques. Ces processus entraînent une fatigue du matériau. L'ajout de phénomènes dynamiques externes, de type séisme, ou surpressions d'eau dans le versant peut conduire à une rupture irrémédiable et rapide de la masse rocheuse. Dans le cas des glissements rocheux, la modélisation de la rupture est un phénomène relativement bien compris. Ce n'est pas le cas si l'on considère une masse rocheuse composée d'une multitude de blocs de diverses tailles.
L'étude des dépôts de cas anciens a révélé l'existence de processus de réductoin granulométrique intervenant au cours du transport de la masse rocheuse. Ces processus font suite aux efforts de cisaillement, d'abord localisés à la base du ou des blocs rocheux, puis généralisés à l'ensemble des débris. Le confinement du matériau au cœur de la masse rocheuse a pour effet de maintenir ces contacts en cisaillement. Par contre, vers les bordures, le cisaillement conduit à une dilatance générale, avec éclatement des grains (gonflement dispersif). La teneur en particules de petites dimensions augmente avec la durée du parcours. Dès lors, un transport en glissement ne peut être maintenu, il faut donc envisager une évolution obligatoire vers un mode d'écoulement nommé avalanche de roches. Cette évolution comportementale du matériau au cours du mouvement est conditionnée par les propriétés mécaniques de la roche et les caractéristiques géométriques de la zone de parcours et de dépôt. La modélisation de la phase de propagation doit prendre en compte la réduction granulométrique de la roche, ses implications sur le mode de transport et les facteurs d'arrêt capables de stopper précocement les débris rocheux. Un continuum de déformation est capable de caractériser un modèle général du glissement en écoulement rocheux, étape nécessaire à la génération d'une avalanche de roches.

Trois scénarios principaux de « Mouvement gravitaires rapides de grandes masses rocheuses » peuvent être retenus, avec caractérisation de leur typologie.
L'écroulement rocheux
Ce phénomène gravitaire mobilise une masse rocheuse suivant un grand nombre de discontinuités individualisées et à relation forte avec la pente du massif. Cette prédisposition indispensable a pour effet de limiter le volume de la masse rocheuse à une gamme de 1 à 20 millions de m^3 maximum. La propagation s'effectue par collisions des différents fragments, entre eux et avec le substratum. Les déformations du matériau peuvent être importantes, mais sans

organisation préférentielle des particules de roches pouvant amener à un écoulement type avalanche de roches. Le dépôt prend la forme d'un large cône, par accumulation directe en bas de pente, avec présence de gros blocs ayant subi une très faible réduction granulométrique. L'exemple de Randa peut servir de cas-type à l'analyse du processus.

Le glissement rocheux

L'individualisation d'un bloc rocheux de grandes dimensions le long d'une discontinuité étendue et à pendage voisin de la pente du massif (joint stratigraphique, surface de foliation, faille, …) conduit à une rupture en glissement. Les contraintes exercées par le poids de la masse rocheuse en mouvement sur cette discontinuité sont à l'origine d'efforts de cisaillement qui dépassent la résistance par frottement. Il s'en suit une déformation générale de la masse rocheuse, avec broyage et délamination le long de discontinuités pré-existantes. Cependant, une géométrie défavorable de l'environnement topographique, et une résistance du matériau limitent cette transformation de la roche. Le maintien des caractéristiques de la masse rocheuse préserve ce mode de transport en glissement, jusqu'au dépôt complet par dissipation d'énergie cinétique. Ce type de mouvement gravitaire demeure relativement rare, avec une prédisposition du versant à la grande ampleur. Un tel scénario semblait courant à la fin de l'époque glaciaire, par retour aux pentes d'équilibre. Actuellement, ces processus paraglaciaires stabilisés, des glissements se produisent toujours, mais affectent des masses rocheuses ayant subi une longue période de fracturation de la roche, d'où la génération de glissements complexes.

L'avalanche de roches

Une fracturation importante du versant permet la formation d'une avalanche de roches, suite à une étape de réduction granulométrique statique et/ou dynamique. La réduction granulométrique a pour effet de transformer le matériau de type rocheux en masse granulaire hétérogène. Il s'en suit une évolution du processus de transport, du glissement vers l'avalanche de roches. Ce glissement, dans le cas d'un versant rocheux cohérent, subit une délamination et un cisaillement de l'ensemble de la colonne de roches. La réduction granulométrique des fragments rocheux permet au matériau de limiter les interactions directes, avec un mode de transport en écoulement. Une certaine fluidification intervient du fait de la teneur en particules fines. Dans le cas d'une masse rocheuse ayant subi une longue étape de fracturation, la granulométrie initiale est déjà réduite. Le plan de glissement n'est pas associé à une discontinuité structurale, mais résulte de l'évolution du massif rocheux sous l'effet des facteurs de déstabilisation. Dès lors, après rupture, le glissement rocheux évolue rapidement en avalanche de roches, avec réduction granulométrique continue jusqu'au dépôt.

Ces scénarios découlent de l'analyse bibliographique de nombreux cas dans le monde, et de l'étude de terrain de trois cas alpins. Il convient de vérifier l'application du concept de transformation du glissement en avalanche de roches à d'autres cas à travers le monde. La dissipation d'énergie par réduction granulométrique, comme processus essentiel à l'évolution comportementale du matériau, requiert une analyse mécanique précise, et un développement des méthodes de calcul. On pense en particulier à la fiabilité de la courbe blocométrique de la ro-

che en place. L'étape de modélisation de la propagation apparaît comme complexe, avec une génération en glissement et une évolution vers les modèles granulaires avec phase fine fluide. La friction est le processus fondamental à l'origine de la production de particules fines et du maintien des propriétés originelles de la masse rocheuse. Ce processus demande un développement des méthodes d'étude, dans un milieu confiné ou en dilatance, à toutes les échelles d'observation, avec et sans présence de particules fines. La caractérisation granulométrique de ces masses rocheuses fait apparaître une signature corrélable à ses propriétés mécaniques et au degré d'évolution du matériau par réduction granulométrique. Un effort devrait être apporté à la quantification de cette transformation de la roche, avec une implication directe sur la mobilité.

On peut dès à présent envisager la délimitation des zones à risque, susceptibles d'être recouvertes par les débris rocheux, sur la base d'une étude comparative avec les cas produits. Une meilleure compréhension des processus à l'origine de l'évolution de la masse rocheuse et de son comportement doit améliorer la connaissance et la prévention du phénomène « Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses ».

Références bibliographiques

A

Abele G. (1970). – Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. – *Der Aufschluss*, **21**, 345-359

Abele G. (1991). – Durch berstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte berstürzemassen. – *Jahresbericht 1989-1990 des Zweigvereins Innsbruck der Österreichischen Geographische Gesellschaft*, 33-39

Abele G. (1997). – Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, **41**, 1-20

Adushkin (1990). *Données non publiées, voir Shaller (1991a)*

Aharanov E. & Sparks D.W. (1998). – The transition between frictional and collision-dominated granular flow. – The physics of landslides and avalanches. *Spring Meeting*, S332

Aler J., du Mouza J. & Arnould M. (1996). – Measurements of the fragmentation efficiency of rock mass blasting an dits mining applications. – *International Journal of Rocks Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, **33**, 125-139

Alexander D. (1993). – Natural disasters. – *UCL Press, London*, 632p.

Anders M.H., Aharanov E. & Walsh J.J. (2000). – Stratified granular media beneath large slide blocks: implications for mode of emplacement. – *Geology*, **28**, 971-974

Anonyme (2001). – Le risque : un site sous très haute surveillance et Les parades : mieux vaut prévenir que guérir. *Dans : Prisme, le Journal des services de l'État en Isère*, **12**

Antoine P. (1992). – Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur - Aspects géologiques. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **45**, 9-24

Asanza M., Plaza-Nieto G., Yepes H., Schuster R.L. & Ribadeneira S. (1991). – Landslide blockage of the Pisque River, northern Ecuador. – *In* : Bell D.H. (ed.), Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch. *A.A.Balkema, Rotterdam,* 1229-1234

Augustinus P.C. (1995). – Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. – *Geomorphology*, **14**, 87-97

Azzoni A., Chiesa S., Frassoni A. & Govi M. (1992). – The Val Pola landslide. – *Engineering Geology*, **33**, 59-70

B

Badoux H. (1967). – Géologie abrégée de la Suisse. – *In* : Lombard A., Nahboltz W. et Trümpy R. (eds), Geologischer Führer der Schweiz. *Wepf & CO. Basel*, **Fasc. 1**, 1-44

Bagnold R.A. (1954). – Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. – *Proc. Royal Society London A*, **225**, 49-63

Ballandras S. & Jaillet S. (1996). – Chronologie Holocène des dépôts de mise en place catastrophique dans une haute vallée alpine: le cas du comblement de l'ombilic du Tour (Alpes françaises du Nord). – *Quaternaire*, **7**, 85-96

Ballantyne C.K. (2002). – Paraglacial geomorphology. – *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017

Benko B. & Stead D. (1998). – The Frank slide: a reexamination of the failure mechanism. – *Canadian Geotechnical Journal*, **35**, 299-311

Bertran P. & Texier J.-P. (1999). – Facies and microfacies of slope deposits. – *Catena*, **35**, 99-121

Besson L. (1996). – Les risques naturels en montagne. – *Artès publialp, Grenoble,* 437p

Biarez J., Hasbani N. & Montel B. (1976). – Rôle des surfaces de faiblesse et des propriétés mécaniques des roches dans les grands accidents. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, 1551-1571

Birot P. (1981). – Les processus d'érosion à la surface des continents. – *Masson, Paris*, 605p.

Blanc A., Durville J.-L., Follacci J.-P., Gaudin B. & Pincent B. (1987). – Méthodes de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **35**, 37-46

Bond F.C. (1952). – The third theory of comminution. – *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, **193**, 494-496

Bond F.C. (1955). – How does rock break? – *The Scientific Monthly*, **81**, 196-198

Brandon C.B. (1991). – Summit lake landslide, Nevada: an example of a small long run-out lanslide. – *Annual Meeting, San Diego, California*, A126

Brown R.M. & Richards J.C. (1970). – Principles of powder mechanics. – *Pergamon Press, Oxford*

Bruce I. & Cruden D.M. (1977). – The dynamics of the Hope slide. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **16**, 94-98

Burchfiel B.C. (1966). – Tin mountain landslide, southeastern California and the origin of megabreccia. – *Geological Society of America Bulletin,* **77**, 95-100

Buss E. & Heim A. (1881). – Der bergsturz von Elm den 11 September 1881. – *Wurster, Zürich*, 153p.

C

Caï Y. (1999). – Analyse et modélisation de mouvements de versant déclenchés par le plan d'eau d'une retenue de barrage. Application au barrage des Trois-Gorges (Chine). – Thèse de doctorat, *Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 366p.

Campbell C.S. (1989). – Self-lubrication for long-runout landslides. – *Journal of Geology*, **97**, 653-665

Campbell C.S. (1990). – Self-lubrication for long runout landslides. – *Journal of Geology*, **98**, 794-796

Campbell C.S., Cleary P.W. & Hopkins M. (1995). – Large-scale landslide simulations: Global deformation, velocities and basal friction. – *Journal of Geophysical Research*, **100, B5**, 8267-8283

Cannon S.H & Savage W.Z. (1988). – A mass-change model for the estimation of debris-flow runout. – *Journal of Geology*, **96**, 221-227

Cannon S.H & Savage W.Z. (1990). – A mass-change model for the estimation of debris-flow runout : a reply. – *Journal of Geology*, **98**, 792

Canuti P., Frassoni A. & Natale L. (1994). – Failure of the Rio Paute landslide dam. – *Landslide News*, **8**, 6-7

Cassie J.-W., Van Gassen W. & Cruden D.M. (1988). – A laboratory analogue of the formation of molards, cones of rock avalanche debris. – *Geology*, **16**, 735-738

Chigira M. (1985). – Minor structures formed by gravitational mass rock creep. - – *In* : Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 419-428

Chigira M. & Kiho K. (1994). – Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. – *Engineering Geology*, **38**, 221-230

Cojean R. (1994). – Role of water as a triggering factor for landslides and debris flows. – *In :* IAHR Intern. Workshop on Floods and Inundations related to large earth movements, *Trent, Italy,* **A13**, 1-19

Cojean R. (1998). – Stabilité des talus de carrières et mines à ciel ouvert. Principes de dimensionnement. – Memento des Mines et Carrières, Nouvelle Série n°4, 212-233

Cojean R. & Fleurisson J.A. (1990). – Influence de la structure géologique sur la stabilité de versants progressivement submergés par la montée d'un plan d'eau. – *In :* Price D.G. (ed.), Proc. 6th Int. Cong. International Association of Engineering Geology, Amsterdam. *A.A. Balkema, Rotterdam,* 2113-2132

Cojean R. & Laugier P. (2002). – Risques naturels et montagne : mouvements de terrain et risques hydrologiques associés et induits. Evolution des méthodes et moyens de prévention et analyse des retours d'investissement. Information préventive. – *Rapport de la Fondation MAIF, projet de recherche sur le thème : Risques naturels et prévention.*

Collins G.S. & Melosh H.J. (2003). – Acoustic fluidization and the extraordinary mobility of sturzstroms. – *Journal of Geophysical Research*, **108, B10**, 2473

Costa J.E. & Schuster R.L. (1988). – The formation and failure of natural dams. – *Geological Society of America Bulletin,* **100**, 1054-1068

Coussot P. & Ancey C. (1999). – Reophysical classification of concentrated suspensions and granular pastes. – *Physical Review E.*, **59**, 4445-4457

Couture R. (1998). – Contributions aux aspects mécaniques et physiques des écroulements rocheux. – *Rapport du Groupe de recherche en environnement et géo-ingénierie, Université de Laval, Canada*, 572p.

Couture R., Locat J., Hadjigeorgiou J., Evans S.G. & Antoine P. (1996). – Développement d'une technique de caractérisation des débris d'écroulements rocheux. – *In* : Senneset K. (ed.), Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Trondheim. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1177-1182

Couture R., Antoine P., Locat J., Hadgigeorgiou J., Evans S.G. & Brugnot G. (1997). – Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les Alpes françaises. – *Canadian Geotechnical Journal*, **34**, 102-119

Couture R., Locat J., Drapeau J.-P., Evans S.G. & Hadjigeorgiou J. (1998a). – Evaluation de la granulométrie à la surface des débris d'avalanche rocheuse par l'analyse d'images. – *In* : Moore D. & Hungr O. (eds), Proc. 8th Int Cong. International Association for Engineering Geology and the Environment, Vancouver. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1383-1390

Couture R., Locat J., Evans S.G. & Hadgigeorgiou J. (1998b). – Apport des observations de terrain sur les conditions limites d'avalanches rocheuses. – *In* : Moore D. & Hungr O. (eds), Proc. 8th Int Cong. International Association for Engineering Geology and the Environment, Vancouver. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1391-1398

Crandell D.R. (1988). – Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California and debris avalanches hazard zonation. – *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1861**, 1-29

Crozier M.J. (1986). – Classification of slope movement. – *In* : Landslides ; causes, consequences and environment. *London, Sydney, Dover, New Hampshire*, 252p.

Crozier M.J., Deimel M.S. & Simon J.S. (1995). – Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, Taranaki, New Zealand. – *Quaternary International,* **25**, 65-73

Cruden D.M. (1976). – Major rock slides in the Rockies. – *Canadian Geotechnical Journal*, **13**, 8-20

Cruden D.M. (1985). – Rock slope movements in the Canadian Cordillera. – *Canadian Geotechnical Journal*, **22**, 528-540

Cruden D.M. (1991). – A simple definition of a landslide. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **43**, 27-29

Cruden D.M. (2000). – Some forms of mountain peaks in the Canadian Rockies controlled by their rock structure. – *Quaternary International*, **68/71**, 59-65

Cruden D.M. & Hungr O. (1986). – The debris of the Frank Slide and theories of rockslide - avalanche mobility. – *Canadian Journal of Earth Science*, **23**, 425-432

Cruden D.M. & Krahn J. (1978). – Frank rockslide, Alberta, Canada. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 97-112

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996). – Landslides types and processes. – *In* : Turner A.K. & Schuster R.L. (eds), Landslides, investigation and mitigation. *National Academy Press, Washington D.C.*, 36-75

D

Dade W.B. & Huppert H.E. (1998). – Long-runout rockfalls. – *Geology*, **26**, 803-806

Davies T.R.H. (1982). – Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. – *Rock Mechanics*, **15**, 9-24

Davies T.R.H. & McSaveney M.J. (2002). – Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches. – *Canadian Geotechnical Journal*, **39**, 789-798

Davies T.R.H., McSaveney M.J. & Hodgson K.A. (1999). – A fragmentation spreading model for long-runout rock avalanches. – *Canadian Geotechnical Journal*, **36**, 1096-1110

Dent J.D. (1982). – A biviscous modified Bingham model of snow avalanche motion. PhD thesis, *Montana State University, Bozeman*, 181p.

Dercourt J. (1996). – Géologie et géodynamique de la France - Outre-mer et européenne. – *Dunod, Paris*, 324p.

Deplus C., Le Friant A., Boudon G., Komorowski J.-C., Villemant B., Harford C., Ségoufin J. & Cheminée J.-L. (2001). – Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. – *Earth and Planetary Science Letter*, **192**, 145-157

Donnadieu F., Merle O. & Besson J.-C. (2001). – Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. – *Bulletin of Volcanology*, **63**, 61-72

Douady S., Andreotti B., Daerr A. & Cladé P. (2002). – From a grain to avalanches: on the physics of granular surface flows. – *Comptes Rendus Physique*, **3**, 177-186

Doukhan J.C. & Trépied L. (1985). – Plastic deformation of quartz single crystals. – *Bulletin de Minéralogie*, **108**, 97-123

Dramis F. & Sorriso-Valvo M. (1994). – Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. – *Engineering Geology*, **38**, 231-243

Duran J. (1997). – Sables, poudres et grains - Introduction à la physique des milieux granulaires. – *Eyrolles Sciences, Paris*, 251p.

E

Eisbacher G.H. (1979). – Cliff collapse and rock avalanches (sturzstroms) in the Mackenzie Mountains, northwestern Canada. – *Canadian Geotechnical Journal,* **16**, 309-334

Eisbacher G.H. & Clague J.J. (1984). – Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. – *Geological Survey of Canada*, 230p.

Engelder J.T. (1974). - Cataclasis and the generation of fault gouge. - *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 1515-1522

Eppler D.B., Fink J. & Fletcher R. (1987). – Rheologic Properties and kinematics of emplacement of the Chaos Jumbles Rockfall Avalanche, Lassen Volcanic National Park, California. – *Journal of Geophysical Research*, **92, B5**, 3623-3633

Ericksen G.E. & Plafker G. (1970). – Preliminary report on the geologic events associated with the May 31, 1970, Peru Earthquake. – *Geological Survey Circular*, **639**, 25p.

Erismann T.H. (1979). – Mechanisms of large landslides. – *Rock Mechanics*, **12**, 15-46

Erismann T.H. (1988). – Modes and consequences of first rock fracture in landslides. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, **32, 3**, 257-272

Erisman T.H. & Abele G. (2001). – Dynamics of rockslides and rockfalls. – *Springer, Berlin*, 316p."

Erismann T.H., Heuberger H. & Preuss E. (1977). – Der bimsstein von Köfels (Tirol), ein bergsturz-"Friktionit". – *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen,* **24**, 67-119

Evans S.G. (1989a). – The 1946 Mount Colonel Foster rock avalanche and associated displacement wave, Vancouver Island, British Columbia. – *Canadian Geotechnical Journal*, **26**, 447-452

Evans S.G. (1989b). – Rock avalanche run-up record. – *Nature*, **340**, 271

Evans S.G. (1989c). – Landslides and related processes in the Canadian Cordillera. – *Landslides News*, **3**, 3-6

Evans S.G. & Clague J.J. (1988). – Catastrophic rock avalanches in glacial environments. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1153-1158

Evans S.G., Clague J.J., Woodsworth G.J. & Hungr O. (1989). – The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia. – *Canadian Geotechnical Journal*, **26**, 427-446

Evans S.G., Hungr O. & Clague J.J. (2001). – Dynamics of the 1984 rock avalanche and associated distal debris flow on Mount Cayley, British Columbia, Canada; implications for landslide hazard assessment on dissected volcanoes. – *Engineering Geology*, **61**, 29-51

Evans S.G., Hungr O. & Enegren E.G. (1994). – The Lake Rock Avalanche, McKenzie Mountains, Northwestern Territories, Canada, description and dynamics. – *Canadian Geotechnical Journal,* **31**, 749-768

Evans S.G., Hu X.-Q. & Enegren E.G. (1996). – The 1973 Attachic Slide, Peace River Valley, near Fort St.John, British Columbia, Canada: A landslide with a high-velocity flowslide component in Pleistocene sediments. – *In* : Senneset K. (ed.), Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Trondheim. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 715-720

F

Fahnestock R.K. (1978). – Little Tahoma Peak rockfalls and avalanches, Mount Rainier, Washington, USA. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 181-196

Fang Y.S. & Zhang Z.Y. (1988). – Kinematic mechanism of catastrophic landslides and prediction of their velocities and travelling distances. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 125-128

Fineberg J. (1997). – From Cinderella's dilemna to rock slides. – *Nature*, 386, 323-324

Follacci J.-P. (1987). – Les mouvements de versant de La Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes Maritimes). – *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **150/151**, 39-54

Follacci J.-P. (1999). – Seize ans de surveillance du glissement de La Clapière (Alpes Maritimes). – *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées,* **220**, 35-51

Fort M. & Peulvast J.-P. (1995). – Catastrophic mass-movements and morphogenesis in the Peri-Tibetan Ranges : examples from West Kunlun, East Pamir and Ladakh. – *In* : Slaymaker O. (ed.), Steepland Geomorphology. *John Wiley & Sons Ltd*, **Chap.10**, 171-198

Francis P. & Self S. (1987). – Éffondrements et glissements de terrain au flanc des volcans. – *Pour la Science*, **aout**, 58-66

Fudral S., Deville E., Nicoud G., Pognante U., Guillot P.L. & Jaillard E. (1994). – Lanslebourg - Mont d'Ambin – *Carte géologique de la France à 1/50 000. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans,* **776**

G

Gama C.D. (1995). – A model of rock mass fragmentation by blasting. – Proc. of the 8th International Congress on Rock Mechanics, *Tokyo*, **1**, 73-76

Glicken H. (1986). – Study of the rockslide avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano. – PhD thesis, *University of California, Santa Barbara*, 303p.

Glicken H. (1991). – Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. – *In:* Fisher R.V. & Smith G.A. (Eds), Sedimentation in volcanic settings, *SEPM Spec. Publ.*, **45**, 99-106

Goetz P. & Melosh H.J. (1980). – Experimental observation of acoustic fluidization in sand. – *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **61**, 373

Goguel J. (1969). – Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. – *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, **2**, 153-164

Goguel J. (1978). – Scale-dependant rockslidemechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporisation. - *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 693-705

Goguel J. & Pachoud A. (1972). – Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier dans le Massif de la Chartreuse, en novembre 1248. – *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **2, 3, 1**, 25-38

Goguel J. & Pachoud A. (1978). – Les mouvements de terrain du versant sud du massif de Platé (Haute Savoie, France). – *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **2, 4, 3**, 201-214

Govi M. (1988). – Mouvements de masse récents et anciens dans les Alpes italiennes. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1509-1514

Govi M. (1989). – The 1987 landslide on Mount Zandila in the Valtellina, Northern Italy. – *Landslide News*, **3**, 1-3

Grady D.E. & Kipp M.E. (1980). – Continuum modelling of explosive fracture in oil shale. – *International Journal of Rock Mechanic Mining Sciences & Geomechanical Abstracts*, **17**, 147-157

Grady D.E. & Kipp M.E. (1987). - Dynamic rock fragmentation. - *In:* B.K.Atkinson (ed.), Fracture Mechanics of rock, *Academic Press Inc., London,* 429-475

Guest J.E. (1971). – Geology of the farside crater Tsiolkovsky. – *In* : Fielder G. (ed.), Geology and Physics of the Moon. *Elsevier, Amsterdam*, 93-103

H

Habib P. (1967). – Sur un mode de glissement des massifs rocheux. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **Série A**, **264**, 151-153

Habib P. (1975). – Production of gaseous pore pressure during rock slides. – *Rock Mechanics*, **7**, 193-197

Habib P. (1986). – Conditions de formation des surfaces de glissement. - *Revue Française de Géotechnique*, **34**, 5-16

Habib P. (1988). – A propos de la vitesse terminale du glissement du Vaiont. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1415

Habib P. (1990). – Discussion : mouvements de terrain en Tarentaise. – *Revue Française de Géotechnique*, **53**, 71-74

Habib P. (1994). – Aspects géotechniques de l'accident du nouveau port de Nice. – *Revue Française de Géotechnique*, **66**, 2-15

Hadley J.B. (1978). – Madison Canyon rockslide, Montana, USA. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 167-180

Hamdi E. (2003). – Contribution à l'étude de l'intéraction énergie explosive - massif rocheux en vue de la maîtrise de la fragmentation liée aux tirs. – Thèse de Doctorat, *Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 211p.

Hamdi E., du Mouza J. & Fleurisson A. (2002). – Influence of rock mass structure on blast efficiency. – *In* : Proc. 7th Int. Symp. on Rock Fragmentation by Blasting, Beijing, China. *Beijing Metallurgical Press*, 747-754

Hammer W. (1929). – Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal (5146). *Geologische Bundesanstalt, Wien*.

Hampton M.A., Lee H.J. & Locat J. (1996). – Submarine landslides. – *Reviews of Geophysics*, **34**, 33-59

Harrison J.V. & Falcon N.L. (1938). – An ancient landslip at Saidmareh southwestern Iran. – *Journal of Geology*, **46**, 296-307

Hausbeck B.P. & Swanson D.A. (1989). – Structure and avalanche history of the north flank of Mount St. Helens, Washington. – *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **70**, 1423

Hayashi J.N. & Self F. (1992). – A Comparison of Pyroclastic Flow and Debris Avalanche Mobility. – *Journal of Geophysical Research*, **97, B6**, 9063-9071

Hazlett R.W., Buesch D., Anderson J.L., Elan R. & Scandone R. (1991). – Geology, failure conditions, and implications of seismogenic avalanches of the 1944 eruption at Vesuvius, Italy. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47**, 249-264

Heim A. (1882). – Der Bergsturz von Elm. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **34**, 74-115

Heim A. (1883). – Der alte berstürz von Flims. – *Jb. D. Schweizer Alpenclubs*, **18 Jb**, 295-309

Heim A. (1932). – Der Bergsturz und Menschenleben. – *Fretz und Wasmuth, Zurich*, 218p.

Hermanns R.L. & Strecker M.R. (1999). – Structural and lithological controls large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. – *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 934-948

Heuberger H. (1966). – Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrainund Ötztal. – *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* **20**

Heuberger H. (1975). – Das Ötztal. Bergstürze und alte gletscherstände, kulturgeographische gliederung. – *Innsbruker Geographische Studien*, **3**, 213-249

Heuberger H., Masch L., Preuss E. & Schröcker A. (1984). – Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. – *Mountain Research and Development*, **4, 4**, 345-362

Hewitt K. (1988). – Catastrophic Landslide Deposits in the Karakoram Himalaya. – *Science*, **242**, 64-67

Hewitt K. (1998). – Catastrophic Landslide and their effect on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, northern Pakistan. – *Geomorphology*, **26**, 47-80

Holland T.H. (1894). – Report on the Ghona landslip. – *Records of the Geological Survey of India*, **27**, 55-64

Howard K. (1973). – Avalanche mode of motion: implications from lunar exemples. – *Science*, **180**, 1052-1055

Hsü K.J. (1969a). – Role of Cohesive Strength in the Mechanisms of Overthrust Faulting and of Landsliding – *Geological Society of America Bulletin*, **80**, 927-952

Hsü K.J. (1969b). – Role of Cohesive Strength in the Mechanisms of Overthrust Faulting and of Landsliding: reply. – *Geological Society of America Bulletin*, **80**, 955-960

Hsü K.J. (1975). – Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. – *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 129-140

Hsü K.J. (1978). – Albert Heim: observations on landslides and relevance to modern interpretations. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 70-93

Hsü K.J. (1990). – Self-lubrication for long runout landslides: a discussion. – *Journal of Geology*, **98**, 792-794

Hugonin F. (1988). – Le quaternaire de la Haute Vallée de l'Arc. – *Thèse de 3ème cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 268p.

Hungr O. (1989). – A mass change model for the estimation of debris flow runout: a discussion. – *Journal of Geology*, **98**, 791

Hungr O. (1989). – Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches: a reply. – *Canadian Geotechnical Journal*, **27**, 628-629

Hungr O. (1990). – Mobility of Rock Avalanches. – *Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster prevention, Japan*, **46**, 11-19

Hungr O. & Evans S.G. (1996). – Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. – *In* : Senneset K. (ed.), Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Trondheim. *A.A.Balkema, Rotterdam,* 233-238

Hungr O. & Evans S.G. (1997). – A dynamic model for landslides with changing mass. – *In:* Marinos P.G., Koukis G.C., Tsiambaos G.C. & Stoumaras G.C. (eds), Engineering Geology And the Environment. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 719-724

Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J. & Hutchinson J.N. (2001). – A review of the classification of landslides of the flow type. – *Environmental & Engineering Geoscience*, **VII/3**, 221-238

Hungr O. & Morgenstern N.R. (1984). – Experiments on the flow behavior of granular materials at high velocity in an open channel. – *Geotechnique*, 34, 405-413

Hutchinson J.N. (1977). – Assessment of the effectiveness of corrective measures in relation to geological conditions and types of slope movement. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **16**, 131-155

Hutchinson J.N. (1988). – Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. on Landslides Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam,* 3-35

Hutter K. & Savage S.B. (1988). – Avalanche dynamics : the motion of a finite mass of gravel down a mountain side. - *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 691-697

I

Inokuchi T. (1985). – The Ontake rock slide and debris avalanche caused by the Maganoken-Seibu earthquake, 1984. – *In* : Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 329-338

Iverson R.M. (1985). – A constructive equation for mass-movement behavior. – *Journal of Geology*, **93**, 143-160

Iverson R.M. (1997). – The physics of debris flows. – *Reviews of Geophysics*, **35**, 245-296

Iverson R.M. et Vallance J.W. (2001). – New views of granular mass flows. – *Geology*, **29**, 115-118

Ivy-Ochs S., Heuberger H., Kubik P.W., Kerschner H., Bonani G., Frank M. & Schlüchter G. (1998). – The age of the Köfels event. Relative ^{14}C and cosmogenic isotope dating of an early holocene landslide in the Central Alps (Tyrol, Austria). – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, **34**, 57-68

J

Jaeger J.C. (1971). – Friction of rocks and stability of rock slopes. – *Géotechnique*, **21**, 97-134

Jaeger J.C. & Cook N.G.W. (1979). - Friction. - *In:* Saeger J.C. & Cook N.G.W. (eds), Fundamentals of Rock Mechaniscs. *Third Edition, Chapman and Hall, London*, 53-76

Johnson A.M. (1984). – Debris flow. – *In* : Brunsden D. & Prior D.B. (eds), Slope instability. *John Wiley & Sons, New York*, 257-361

Johnson B. (1978). – Blackhawk landslide, California, USA. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 481-504

K

Kaiser P.K. & Simmons J.V. (1990). – A reassessment of transport mechanisms of some rock avalanches in the Mackenzie Mountains, Yukon and Northwest Territories, Canada. – *Canadian Geotechnical Journal,* **27,** 129-144

Keefer D.K. (1984). – Landslides caused by earthquakes. – *Geological Society of America Bulletin,* **95**, 406-421

Keefer D.K. (1994). – The importance of earthquake-induced landslides to long term slope erosion and slope failure hazards in seismically active regions. – *Gemorphology*, **10**, 265-284

Keefer D.K. & Rogers J.D. (1991). – Seismic triggering of large landslides. – *Annual Meeting, San Diego, California,* **A126**

Kent P.E. (1966). – The transport mechanism in catastrophic rock falls. – *Journal of Geology*, **74**, 79-83

Kerle N. & van Wyk de Vries B. (2001). – The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua – investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **105**, 49-63

Kerr D.R. & Abbott P.L. (1996). – Miocene subaerial sturzstrom deposits, Split Mountain, Anza-Borrego desert State Park. – *In* : Abbott P.L. & Seymour D.C. (eds), Sturzstroms and detachments faults, Anza-Borrego desert state park, California. *South Coast Geological Society, Inc.,* 149-163

Kilburn C.R.J. & Petley D.N. (2003). – Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vaïont, Northern Italy. – *Geomorphology*, **54**, 21-32

Kilburn C.R.J. & Pasuto A. (2003). – Major risk from rapid, large-volume landslides in Europe (EU Project RUNOUT). – *Geomorphology*, **54**, 3-9

King J.P., Loveday I. & Schuster R.L. (1988). – Bairaman river landslide and natural dam, Papua New Guinea. – *Landslide News*, **2**, 10-12

King J.P., Loveday I. & Schuster R.L. (1989). – The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow, Papua New Guinea. – *Quaterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, **22**, 257-270

Klebersberg R. (1951). – Das becken von Längenfeld im Ötztal. Ein beispiel für Geologie und Kraftwerksplannung. – *SchlernSchriften, Innsbruck*, **77**, 399-422

Kobayashi Y. (1992). – Travel dynamics of large debris avalanches. – *International Symposium Interpraevent, Bern,* **2**, 275-284

Kobayashi Y. (1997). – Long runout landslides riding on a basal guided wave. – *In:* Marinos P.G., Koukis G.C., Tsiambaos G.C. & Stoumaras G.C. (eds), Enginneering Geology and the Environment. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 761-766

Kojan E. & Hutchinson J.N. (1978). – Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 315-361

Komorowski J.-C., Glicken H. & Sheridan M.F. (1991). – Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris-avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. – *Geology*, **19**, 261-264

Krieger M.H. (1977). – Large landslides, composed of megabreccia, interbedded in miocene basin deposits, southeastern Arizona. – *Geological Survey Professional Paper 1008, US Government Print Office, Washington,* 25p.

Krumdieck M.A. (1984). – On the mechanics of large landslides. – *In* : Proc. 4th Int. Symp. Landslides, Toronto. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 539-544

Kubik P.W., Ivy-Ochs S., Masarik J., Frank M. & Schlüchter C. (1998). – ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötz Valley, Austria. – *Earth and Planetary Science Letter*, **161**, 231-241

Kunlong Y. (1990). – Frictional heat in landslide process. – *In :* Price D.G. (ed.), Proc. 6th Int. Cong. International Association of Engineering Geology, Amsterdam. *A.A. Balkema, Rotterdam,* 1769-1773

L

Lambert J., Levret-Albaret A., Cushing M. & Durouchoux C. (1998). – Mille ans de séismes en France. Catalogue d'épicentre, paramètres et références. – *Ouest Edition, Presses académiques,* 80p.

Laugier P. (2002). – Contribution à l'analyse des risques naturels en montagne par l'étude géologique et géotechnique de scénarios de mouvements de versants et laves torrentielles. Application à la région de Bourg-Saint-Maurice (Savoie, France). – Thèse de Doctorat, *Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 333p.

Le Friant A., Boudon G., Komorowski J.-C. & Deplus C. (2002). – L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles. – Comptes Rendus Geoscience, **334**, 235-243

Legros F. (2001). – The mobility of long-runout landslides. – *Engineering Geology*, **63**, 301-331

Legros F., Cantagrel J.-M. & Devouard B. (2000). – Pseudotachylite (Frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru) : implications for emplacement mechanisms. – *Journal of Geology*, **108**, 601-611

Le Mignon G. & Cojean R. (2002). – Rôle de l'eau dans la remobilisation de glissements-coulées (Barcelonnette, France). – *In* : Rybar J., Stemberk J. and Wagner P. (eds), 1st European Conference on Landslides, Prague. *Balkema, Lisse*, 239-244

Leroux H. (1994). – Déformations terrestres violentes : volcanisme explosif des kimberlites et glissement de terrain de Köfels. – *Thèse de 3ème cycle, Université de Lille 1*, **Chap. 5**, 89-101

Leroux H. & Doukhan J.-C. (1993). – Dynamic deformation of quartz in the landslide of Köfels, Austria. – *European Journal of Mineralogy*, **5**, 893-902

Letourneur J., Montjuvent G. & Giraud A. (1983). – Écroulement de La Madeleine et le lac de Bessans. Contribution à l'histoire Quaternaire récente de la Haute Maurienne (Savoie). – *Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise*, **13**, 31-54

Lipman P.W., Normark W.R., Moore J.G., Wilson J.B. & Gutmacher C.E. (1988). – The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaï. – *Journal of Geophysical Research*, **93**, 4279-4299

Liu L. & Katsabanis P.D. (1997). – Development of a continuum damage model for blasting analysis. – *International Journal of Rock Mechanic Mining Sciences & Geomechanical Abstracts*, **34**, 217-231

Locat J., Norem H. & Schieldrop B. (1990). – Modélisation de la dynamique de glissements sous-marins. – *In :* Price D.G. (ed.), Proc. 6th Int. Cong. International Association of Engineering Geology, Amsterdam. *A.A. Balkema, Rotterdam,* 2849-2855

Locat J., Norem H. & Therrien P. (1991). – An approach to rock avalanche dynamics. – *GAC Special Volume on Landslides*, 30p.

Locat P., Couture R., Locat J. & Leroueil S. (2003). – Assessment of the fragmentation energy in rock avalanches. – *In :* Proc. of the 3rd Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazard. *Edmonton, Canada,* 261-268

Logan J.M., Friedman M., Higgs M., Dengo C. & Shimamoto T. (1979). – Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. – Proc. Conference VIII, Analysis of actual fault zones in bedrock, *U.S. Geological Survey, Menlo Park,* 305-343

Logan J.M., Dengo C.A., Higgs N.G. & Wang Z.Z. (1992). – Fabrics of experimental fault zones: their development and relationship to mechanical behavior. – *In* : Evans B. & Teng Fong-Wong (eds), Fault mechanics and transport properties of rocks. *Academic Press Ltd, London*, **Chap. 2,** 33-67

Lucchitta B.K. (1978). – A large landslide on Mars. – *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1601-1609

M

Mahr T. & Nemcok A. (1977). – Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of Tatry mounts. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **16**, 104-106

Makse H.A., Havlin S., King P.R. & Stanley H.E. (1997). – Spontaneous stratification in granular mixtures. – *Nature*, **386**, 379-381

Marone C. & Scholz C.H. (1989). – Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. – *Journal of Structural Geology*, **11, 7**, 799-814

Masch L., Wenk H.T. & Preuss E. (1985). – Electron microscopy study of hyalomylonites - evidence for frictional melting in landslides. – *Tectonophysics*, **115**, 131-160

Matthews W.H. & McTaggart K.C. (1978). – Hope rockslides, British Columbia, Canada. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 259-274

McConnell R.G. & Brock R.W. (1904). – Report on the great landslide at Frank, Alberta, Canada. – *Canadian Departement of the Interior, Annual Report 1902-1903*, **Part. 8**, 17p.

McEwen A.S. (1989). – Mobility of large rock avalanches: evidence from Valles Marineris, Mars. – *Geology*, **17**, 1111-1114

McSaveney M.J. (1978). – Sherman Glacier rock avalanche. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 197-258

McSaveney M.J. (1993). – Rock avalanches of 2 May and 16 September 1992, Mount Fletcher, New Zealand. – *Landslide News*, **7**, 2-4

McSaveney M.J., Chinn T.J. & Hancox G.T. (1992). – Mount Cook rock avalanche of 14 december 1991, New Zealand. – *Landslide News*, **6**, 32-34

McSaveney M.J. & Davies T.R.H. (2002). – Rapid rock-mass flow with dynamic fragmentation inferences from the morphology, and internal structure of rockslides and rock avalanches. – NATO-ARW Massive Rock Slope Failure, *Celano, Italy, 16-25 June 2002*, 4p.

Melosh H.J. (1979). – Acoustic fluidization: A new geologic process? – *Journal of Geophysical Research*, **84, B13**, 7513-7520

Melosh H.J. (1987). – The mechanics of large rock avalanches. – *In:* Costa J.E. & Wierczorek G.F. (eds), Debris flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology,* **VII**, 41-49

Melosh H.J. (1991). – Evaluation of the acoustic fluidization mechanism for giant rock avalanches. – *Annual Meeting, San Diego, California*, **A126**

Miao T., Zhonggyu L., Yonghong Niu & Ma C. (2001). – A sliding block model for the runout prediction of high-speed landslides. – *Canadian Geotechnical Journal*, **38**, 217-226

Michel R. (1953). – Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. – *Travaux du Laboratoire de Géologie et de Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont*, **Tome 1, 3-4**, 287p.

Milton D.J. (1964). – Fused rock from Köfels, Tyrol. – *Tschermaks Mineralogisch und Petrographische Mitteilungen*, **9**, 86-94

Moore D. (1969). – Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quaternary turbidite basins. – *Geological Society of America*, **SP107**, 142p.

Moore D. (1978). – Submarine slides. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 563-604

Mora S.C., Madrigal C.M. & Estrada J.B. (1993). – The Rio Toro, Costa Rica landslide-dam. – *Instituto Costarricense de Electricidad*, 23p.

Moriwaki H., Yazaki S. & Oyagi N. (1985). – A gigantic debris avalanche an dits dynamics at Mount Ontake caused by the Naganoken-Seibu earthquake, 1984. – *In* : Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 359-364

Mudge M.R. (1965). – Rockfall-avalanche and rockslide-avalanche deposits at Sawtooth Ridge, Montana. – *Geological Society of America Bulletin*, **76**, 1003-1014

Müller L. (1964). – The rock slide in the Vaiont valley. – *Felsmech. Ingenieurgeol.*, **2**, 148-212

N

Naaim M., Vial S. & Couture R. (1997). – Modèle type Saint-Venant pour les avalanches rocheuses. – *Saint Venant Symposium, Paris*, 61-69

Nabholtz W.K. (1975). – Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg. – *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. U. Ing.*, **42/101**, 38-54

Nakamura H. & Motizuki K. (1987). – Disaster of the Jizukiyama landslide (July 26, 1985, Nagano City). – *Landslide News*, **1**, 8-10

Naranjo J.A. & Francis P. (1987). – High velocities debris avalanche at Lastarria volcano in the north Chilean Andes. – *Bulletin of Volcanology*, **49**, 509-514

Nichols T.C.Jr (1980). – Rebound, its nature and effect on engineering works. – *Quaterly Journal of Engineering Geology*, **13**, 135-152

Nicoletti P.G. & Sorriso-Valvo M. (1991). – Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. – *Geological Society of America Bulletin,* **103**, 1365-1373

Noverraz F. & Bonnard Ch. (1991). – L'écroulement de Randa, près de Zermatt. – *In* : Bell D.H. (ed.), Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 165-170

O

Ochiai H., Yanase H. & Matsuura S. (1985). – Measurement of earthquake motion and pore water pressure at the Yui landslide area. – *In* : Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 203-208

Okura Y., Kitahara H. & Sammori T. (2000a). – Fluidization in dry landslides. – *Engineering Geology*, **56**, 347-360

Okura Y., Kitahara H., Sammori T. & Kawanami A. (2000b). – The effects of rockfall volume on runout distance. – *Engineering Geology*, **58**, 109-124

P

Palmquist R.C. & Bible G. (1980). – Conceptual modelling of landslide distribution in time and space. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology,* **21**, 178-186

Pariseau W.G. & Voight B. (1978). – Rockslides and avalanches : basic principles, and perspectives in the realm of civil and mining operations. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 1-92

Paul S.K., Bartarya S.K., Rautela P. & Mahajan A.K. (2000). – Catastrophic mass movement of 1998 monsoons at Malpa in Kali Valley, Kumaun Himalaya (India). – *Geomorphology*, **35**, 169-180

Philip H. & Ritz J.-F. (1999). – Gigantic paleolanslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia). – *Geology*, **27, 3**, 211-214

Pilot G. et Durville J.-L. (1988). – Les mouvements de terrain dans les Alpes françaises. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1515-1537

Pichler A. (1863). – Die vulcanischen reste von Köfels. – *Zur Geognosie Tirols, II. Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt Wien*, **13**, 591-594

Plaza-Nieto G. & Zevallos O. (1994). – The La Josephina rockslide and Rio Paute landslide dam, Ecuador. – *Landslide News*, **8**, 4-5

Pollet N. (2000). – Un exemple de sedimentation gravitaire événementielle en domaine continental : le sturzstrom Holocène de Flims (Grisons, Alpes suisses) - Faciès, fabrique interne et mécanismes. – Rapport de *DEA, Université de Lille1*, 50p.

Pollet N. (*soumis*). – Contribution à l'analyse des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur par la comparaison des matériaux sources et des dépôts. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*

Pollet N. & Cojean R. (2003). – Three giant rapid rock slope movements in the Alps: similarities and differences of the deposits. – *Geophysical Research Abstracts*, European Geophysical Society, **5**, 01550

Pollet N. & Cojean R. (2003). – L'avalanche rocheuse de La Madeleine (Savoie), et ses conséquences hydrologiques associées et induites. – *Congrès de l'Association des Sédimentologues Français*, 2p.

Pollet N., Cojean R. & Schneider J.L. (2002). – Les critères de mobilité des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur. – *In* : Rybar J., Stemberk J. and Wagner P. (eds), 1st European Conference on Landslides, Prague. *Balkema, Lisse*, 275-280

Pollet N., Cojean R., Couture R., Schneider J.-L., Strom A., Voirin-Scmitter C. & Wassmer P. (*soumis*). – A slab-on-slab model for the Flims rockslide (Swiss Alps). – *Canadian Geotechnical Journal*

Pollet N. & Schneider J.-L. (2004). - Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). – *Earth and Planetary Science Letter*, **221**, 433-448

Popescu M. (2001). – A suggested method for reporting landslide remedial measures. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **60**, 69-74

Poschinger A. (1994). – Some aspects of the "impact" of a landslide on a valley floor. – *Landslide News*, **8**, 26-28

Poschinger A. (2002). – The Flims Rockslide; New aspect of its mechanisms and impact. – NATO-ARW Massive Rock Slope Failure, *Celano, Italy, 16-25 June 2002*, 114-116

Poschinger A. & Haas V. (1997). – Der Flimser Bergstruz, doch ein warmzeitliches ereignis ? – *Bulletin für Angewandte Geologie*, **2, 1**, 35-46

Post A.S. (1967). – Effects of the March 1964 Alaska earthquake on glaciers. – *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **544-D**, 42p.

Pouliquen O. & Chevoir F. (2002). – Dense flows of dry granular material. – *Comptes Rendus Physique*, **3**, 163-175

Preuss E. (1971). – Über den Bimsstein von Köfels/Tirol. – *Fortschritte der Mineralogie*, **49**, 1-70

Preuss E. (1974). – Der bimsstein von Köfels im Ötztal, Tirol: die reibungsschmelze eines Bergsturzes. – *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere,* **39**, 85-95

R

Read S.A.L., Beetham R.D. & Riley P.B. (1991). – Lake Waikaremoana barrier - A large landslide dam in New Zealand. – *In* : Bell D.H. (ed.), Proc. 6th Int. Symp. Landslides, Christchurch. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1481-1487

Reithofer O. (1932). – Neue Untersuchungen über das Gebeit von Köfels im Ötztal. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien,* **82**, 275-342

Reynolds O. (1885). – *Philos. Mag. Ser. 5*, voir Duran 1997

Rightmer D.A. & Abbott P.L. (1996). – The Pliocene Fish Creek sturzstrom, Anza-Borrego desert state park, southern California. – *In* : Abbott P.L. & Seymour D.C. (eds), Sturzstroms and detachments faults, Anza-Borrego desert state park, California. *South Coast Geological Society, Inc.,* 185-202

Rochet-Bouzid I. (1999). – Approche d'homogénéisation "monofluide" pour des écoulements granulaires secs fortement dilatants. Application au cas des éboulements rocheux en grande masse. – *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **232**, 29-41

Rochet L. (1987). – Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. – *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **150/151**, 84-95

Rochet L., Giraud A., Antoine P. & Evrard H. (1994). – La déformation du versant du mont Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne (Isère, France). – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology*, **50**, 75-87

Rodriguez C.E., Bommer J.J. & Chandler R.J. (1999). – Earthquake-induced landslides: 1980-1997. – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **18**, 325-346

Rouiller J.-D., Jaboyedoff M. *et al.* (1998). – Pentes instables dans le Pennique valaisan. MATTEROCK : une méthodologie d'auscultation des falaises et de détection des éboulements majeurs potentiels. – *vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich*, 240p.

S

Sassa K. (1985). – The geotechnical classification of landslides. – *In:* Proc. IVth International Conference and Field Workshop on landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 31-40

Sassa K. (1987). – The Ontake debris avalanche and its interpretation. – *Landslide News*, **1**, 6-8

Savage S.B. (1984). – The mechanics of rapid granular flows. – *Advances in applied mechanics*, **24**, 289-366

Scheidegger A.E. (1973). – On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. – *Rock Mechanics*, **5**, 231-236

Scheller E. (1971). – Beitrag zum Bewegungsverhalten grosser Bergstürze. – *Eclogae Geological Helvetiae*, **64**, 195-202

Schindler C. (1988). – Zones instables en Suisse. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1293-1299

Schneider J.L. (1997). – Ecoulements pyroclastiques et avalanches de débris en domaine volcanique. – *In :* Ildefonse B., Allain C. & Coussot P. (eds), Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable. *Cemagref*, *Grenoble,* 51-70

Schneider J.-L. & Fisher R.V. (1998). – Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **83**, 141-165

Schneider J.-L., Pollet N., Wassmer P., Wessels M. & Chapron E. (*soumis*). – Signature of the Rhine River valley Holocene sturzstroms (Flims and Tamins) dams failures in the sedimentation of Lake Constance. – *Sedimentary Geology*

Schneider J.L., Wassmer P. & Ledésert B. (1999). – La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses): caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **328**, 607-613

Schneider J.L., Wassmer P., Pollet N., Voirin-Schmitter C., Chapron E. & Wessels M. (2001). – Un exemple de processus sédimentaire extrême en milieu continental : le sturzstrom holocène de Flims (Grisons, Alpes suisses). – *36ème Congrès de l'Association des Sédimentologistes Français, Orléans*, 2p.

Schramm J.-M., Weidinger J.T. & Ibetsberger H.J. (1998). – Petrologic and structural controls on geomorphology of prehistoric Tsergo Ri slope failure, Langthang Himal, Nepal. – *Geomorphology*, **26**, 107-121

Schuster R.L. (1985). – Landslide dams in the Western United States. – *In* : Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 411-418

Selli R., Trevisan L., Carloni G.C., Mazzanti R. & Ciabatti M. (1964). – La frana del Vaïont. – *Estratto dal Giornale di Geologia, Bologna,* **32**, 1-154

Semenza E. & Ghirotti M. (2000). – History of the 1963 Vaiont slide : the importance of geological factors. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **59**, 87-97

Sevilla J.H. (1994). – The Josephina landslide and its implications in the electrical service for the Republic of Ecuador. – *In*: Oliveira R., Rodrigues L.F., Coelho A.G. & Cunha A.P. (eds), Proc. 7th Int. Congr. International Association of Engineering Geology. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1801-1810

Shaller P.J. (1991a). – Analysis and implications of large Martian and terrestrial landslides. – PhD thesis, *California Institute Technology, Pasadena*, 586p.

Shaller P.J. (1991b). – Analysis of a large moist landslide, Lost River Range, Idaho, USA. – *Canadian Geotechnical Journal*, **28**, 584-600

Shaller P.J. & Smith-Shaller A.S. (1996). – Review of proposed mechanisms for struzstroms (long-runout landslides). – *In:* Abbott P.L. & Seymour D.C. (eds), Sturzstroms and detachments faults, Anza-Borrego desert state park, California. *South Coast Geological Society, Inc.,* 185-202

Sharpe C.F.S. (1938). – Landslides and related phenomena. – *Columbia University Press, New York,* 76-78

Shreve R.L. (1968). – Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches. – *Geological Society of America Bulletin,* **79**, 653-658

Shreve R.L. (1968). – The Blackhawk landslide. – *Geological Society of America*, **SP108**, 47p.

Siebe C., Komorowski J.C. & Sheridan M.F. (1992). – Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlan volcano, Central Mexico. – *Bulletin of Volcanology*, 54, 573-589

Siebert L. (1984). – Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **22**, 163-197

Skermer N.A. (1985). – Discussion on nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18th May 1980. – *Géotechnique*, **35**, 357-368

Sorensen S.-A. & Bauer B. (2003). – On the dynamics of the Köfels sturzstrom. – *Geomorphology*, **54**, 11-19

Sousa J. & Voight B. (1992). – Computational flow modeling for long-runout landslide hazard assessment, with an example from La Clapière landslide, France. – *Bulletin of the Association of Engineering Geology,* **XXIX, 2**, 131-150

Sousa J. & Voight B. (1995). – Multiple-pulsed debris avalanche emplacement at Mount St.Helens in 1980: Evidence from numerical continuum flow simulations. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **66**, 227-250

Stutzer O. (1937). – Die talweitung von Köfels im Ötztal (Tirol) als meteorkrater. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **88**, 523-525

Staub R. (1938). – Altes und neues vom Flimser bergstürz. – *Verh. Schweizer Naturforsch. Ges. Chur*, 60-85

Steinmann M. & Stille P. (1999). – Geochemical evidence for the nature of the crust beneath the eastern North Penninic basin of the Mesozoic Tethys ocean. – *Geologische Rundschau*, **87**, 633-643

Stoopes G.R. & Sheridan M.F. (1992). – Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico : implications for long runout landlides (>100 km) and hazard assessment. – *Geology*, **20**, 299-302

Straub S. (1996). – Self-organization in the rapid flow of granular material : evidence for a major flow mechanism. – *Geologische Rundschau*, **85**, 85-91

Straub S. (1997). – Predictability of long runout landslide motion: implications from granular flow mechanics. – *Geologische Rundschau*, **86**, 415-425

Strom A.L. (1994). – Mechanism of stratification and abnormal crushing of rockslide deposits. – *In*: Oliviera R., Rodrigues L.F., Coelho A.G. & Cunha A.P. (eds), Proc. 7th Cong. Int. Ass. for Eng. Geol., Lisboa. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1287-1295

Strom A.L. (1996). – Some morphological types of long-runout rockslides: Effect of the relief on their mechanism and on the rockslide deposits distribution. – *In* : Senneset K. (ed.), Proc. 7th Int. Symp. Landslides. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1977-1982

Suess F.E. (1937). – Der meteor-krater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. – *N. Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abh, 72, Beilage B and Abteilung A,* 98-155

T

Ter-Stepanian G. (1998). – Suspension force induced landslides. - *In*: Moore D.P. & Hungr O. (eds), Proc. 8th Cong. Int. Ass. For Eng. Geol. And the Environ., Vancouver. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 1905-1912

Tianchi L. (1983). – A mathematical model for predicting the extent of a major rockfall. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, **27**, 473-482

Tibaldi A., Ferrari L. & Pasquarè G. (1995). – Landslides triggered by earthquakes and their relations with fault and mountain slope geometry: an example from Ecuador. – *Geomorphology*, **11**, 215-226

Tika Th.E. & Hutchinson J.N. (1999). – Ring shear tests on soil from the Vaiont landslide slip surface. - *Géotechnique*, **49**, 59-74

Tourenq C. (1970). – Influence de l'eau sur les phénomènes d'usure et de fragmentation des roches. – Rapports du Deuxième Congrès de la Société Internationale de Mécanique des Roches, *Belgrade*, 25-41

Trauth M.H. & Strecker M.R. (1999). – Formation of landslide-dammed lakes during a wet period between 40,000 and 25,000 yr B.P. in northwestern Argentina. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **153**, 277-287

Trümpy R. & Haccard D. (1969). – Les Grisons. – *Réunion Extraordinaire de la Société Geologique de France*, **Fascicule 9**, 330-396

Tucholke B.E. (1992). – Massive submarine rockslide in the rift-valley wall of the Mid-Atlantic ridge. – *Geology*, **20**, 129-132

U

Ui T. (1983). – Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18**, 135-150

Ui T. (1985). – Debris avalanche deposits associated with volcanic activity. – *In* : Proc. 4th International Conference and Field Workshop on Landslides. *The Japan Landslide Society, Tokyo*, 405-410

Ui T. & Glicken H. (1986). – Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. – *Bulletin of Volcanology*, **48**, 189-194

Ui T., Kawachi S. & Neall V.E. (1986). – Fragmentation of debris avalanche material during flowage - evidence from the Pungarchu formation, Mount Egmont, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27**, 255-264

UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (1990). – A suggested method for reporting a landslide. – *Bulletin of the International Association for Engineering Geology,* **41**, 5-12

V

van Gassen W. & Cruden D.M. (1989). – Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches. – *Canadian Geotechnical Journal,* **26**, 623-628

van Gassen W. & Cruden D.M. (1989). – Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches: reply. – *Canadian Geotechnical Journal,* **27,** 698-699

van Vliet Lanoë B. (1985). – Apport de la microscopie en épifluorescence à l'étude de la porosité et de la fissuration des roches. – *Bulletin du Centre de Geomorphologie du CNRS de Caen,* **30**, 67-75

van Wyk de Vries B., Self S., Francis P.W. & Keszthelyi L. (2001). – A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* **105**, 225-247

Vardoulakis I. (2000). – Catastrophic landslides due to frictional heating of the failure plane. – *Mechanics of Cohesive-Frictional Materials*, **5**, 443-467

Vardoulakis I. (2002). – Dynamic thermo-poro-mechanical analysis of catastrophic landslides. – *Géotechnique*, **52**, 157-171

Varnes D.J. (1958). – Landslide types and processes. – *In* : Eckel E.B. (ed.), Landslides and Engineering Practice. *HRB Special Report 29, National Research Council, Washington D.C.*, 20-47

Varnes D.J. (1978). – Slope movements Types and Processes. – *In* : Schuster R.L. & Krizek R.J. (eds), Landslides Analysis and Control. *Transportation Research Board Special Report 176,National Research Council, Washington D.C.,* **Chap.2**, 11-33

Vibert Ch., Arnould M., Cojean R. & Le Cleac'h J.M. (1988). – Essai de prévision de rupture d'un versant montagneux à Saint-Etienne-de-Tinée, France. – *In*: Bonnard C. (ed.), Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 789-792

Voight B. (1978). – Lower Gros ventre slide, Wyoming, USA. – *In:* Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. *Elsevier*, 113-166

Voight B. (1988). – A method for prediction of volcanix eruptions. – *Nature*, **332**, 125-130

Voight B. & Faust C. (1982). – Frictional heat and strength loss in some rapid landslides. – *Geotechnique*, **32**, 43-54

Voight B. & Faust C. (1992). – Frictional heat and strength loss in some rapid landslides: error correction and affirmation of mechanism for the Vaiont landslide. – *Geotechnique*, **42**, 641-643

Voight B., Janda R.J., Glicken H. & Douglass P.M. (1983). – Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. – *Géotechnique*, **33**, 243-273

Voight B., Janda R.J., Glicken H. & Douglass P.M. (1985). – Discussion on nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18th May 1980. – *Géotechnique*, **35**, 357-368

Voight B. & Sousa J. (1994). – Lessons from Ontake-san: a comparative analysis of debris avalanche dynamics. – *Engineering Geology*, **38**, 261-297

W

Wadge G., Francis P.W. & Ramirez C.F. (1995). – The Socompa collapse and avalanche event. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* **66**, 309-336

Weidinger J.T., Schramm J.-M. & Surenian R. (1996). – On preparatory causal factors, initiating the prehistoric Tsergo Ri landslide (Langthang Himal, Nepal). – *Tectonophysics*, **260**, 95-107

Weidinger J.T., Wang J. & Ma N. (2002). – The earthquake-triggered rock avalanche of Cui Hua, Qin Ling Mountains, P.R. of China - The benefits of a lake-damming prehistoric natural disaster. – *Quaternary International*, **93-94**, 207-214

Whitehouse I.E. (1981). – A large rock avalanche in the Craigieburn Range, Canterbury. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **24**, 415-421

Wieczorek G.F. (1996). – Landslide triggering mechanisms. – *In* : Turner A.K. & Schuster R.L. (eds), Landslides, investigation and mitigation. *National Academy Press, Washington D.C.*, 36-75

X

Xu J. & Cojean R. (1990). – Simulation tridimensionnelle de la blocométrie naturelle de massifs rocheux. – *In :* Price D.G. (ed.), Proc. 6th Int. Cong. International Association of Enginnering Geology, Amsterdam. *Balkema, Rotterdam*, 797-802

Xu J. (1991). – Simulation statistique de discontinuités et évaluation de la blocométrie de massifs rocheux. – *Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 146p.

Y

Yarnold J.C. (1991). – Internal motion and deformation within large rock avalanches duing runout: insights from selected localities. – *Annual Meeting, San Diego, California*, **A125**

Yarnold J.C. (1993). – Rock-avalanche characteristics in dry climates and effect of flow into lakes: Insights from mid-Tertiary sedimentary breccias near Artillery Peak, Arizona. – *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 345-360

Z

Zhou C.H., Yue Z.Q., Lee C.F., Zhu B.Q. & Wang Z.H. (2001). – Satellite image analysis of a huge landslide at Yi Gong, Tibet, China. – *Quaterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, **34**, 325-332

Annexes

ANNEXE A : BASE DE DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES RAPIDES DE GRANDES MASSES ROCHEUSES.....III

ANNEXE B : FICHES-TYPES D'ANALYSE DE SCENARIOS PRODUITS DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES RAPIDES DE GRANDES MASSES ROCHEUSES.....XV

ANNEXE C : DONNEES ASSOCIEES AUX SITES D'ETUDES DE LA MADELEINE, FLIMS ET KÖFELS XXXV

ANNEXE D : ESTIMATION DE L'ENERGIE DE REDUCTION GRANULOMETRIQUE AU CAS DE LA MADELEINE XLVIII

Annexe A :

Base de données bibliographiques des Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses

[1]	[2]	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km³	LogV	Surface km²	Références
ML01	M1	M19	7000	119000	0,06	-1,22	17880	13,25	4716	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
SV1	E1	Nuuanu	5000	230000	0,02	-1,66	5000	12,70	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
ML02	M3	M35	7000	70000	0,10	-1,00	4880	12,69	1175	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML03	M4	M36	8400	82500	0,10	-1,00	4183	12,62	1244	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML04	M5	M18	6800	95000	0,07	-1,15	4047	12,61	2200	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML05	M6	M33	7200	76000	0,09	-1,05	3267	12,51	1287	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML06	M7	M37	8000	64000	0,13	-0,89	2960	12,47	1675	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML07	M8	M26	6800	63000	0,11	-0,96	2761	12,44	1144	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
SV3		Oahu slide	5500	180000	0,03	-1,51	1800	12,26	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
SV2	E3	Alika 1	5300	105000	0,05	-1,30	1800	12,26	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
ML08	M9	M34	8200	63000	0,13	-0,89	1282	12,11	1244	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
SV4	E2	Wallau/Molokai	5200	130000	0,04	-1,40	1100	12,04	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
ML09	M10	M24	5400	56000	0,10	-1,00	833	11,92	1075	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
S01		Storegga	1700	160000	0,01	-1,96	800	11,90	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
ML10	M11	M30	3600	45000	0,08	-1,10	688	11,84	888	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML11	M12	M25	4400	31000	0,14	-0,85	668	11,82	656	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML12	M13	M38	7600	54000	0,14	-0,85	655	11,82	470	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
S02		Blake Escarpment	3600	42000	0,09	-1,07	600	11,78	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
ML13		Sans Nom	5400	36000	0,15	-0,82	321	11,51	312	McEwen (1989)
S03		A4B	2000	400000	0,01	-2,30	320	11,51	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
SV5	E4	Alika 2	4800	95000	0,05	-1,30	300	11,48	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
S04		Rockall	330	160000	0,00	-2,70	300	11,48	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
S05		A1	1700	370000	0,01	-2,30	250	11,40	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
S06		West Brake West	1100	110000	0,01	-2,00	160	11,20	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
ML14	M15	M28	2800	33000	0,08	-1,10	157	11,20	325	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
SV6		Tristan de Cunha	3750	50000	0,08	-1,12	150	11,18	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
ML15	M14	Gangis Chasma	2000	60000	0,03	-1,52	100	11,00	-	Lucchitta (1978)
ML16	M18	M22	2000	18000	0,11	-0,96	98	10,99	175	McEwen (1989) ; Legros (2001)
S07		Grant Banks	365	110000	0,00	-2,52	76	10,88	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
V01	E5	Mt Shasta	3550	49000	0,07	-1,15	45	10,65	675	Siebert (1984) ; Crandell (1988)
SV7	E6	Ka Lae-E	5000	60000	0,08	-1,10	40	10,60	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
S08	E7	Papa'u	1350	24400	0,06	-1,22	39	10,59	-	Shaller (1991a)
ML17	M20	M66	6400	21000	0,30	-0,52	38,5	10,59	84	McEwen (1989) ; Legros (2001)
ML18	M21	M67	6200	20000	0,31	-0,51	37,1	10,57	81	McEwen (1989) ; Legros (2001)
ML19	M16	M65	3600	29000	0,12	-0,92	32	10,51	125	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
ML20	M22	M68	6200	19000	0,33	-0,48	30,1	10,48	66	McEwen (1989) ; Legros (2001)

[1]	[2]	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
ML21	M17	M97	4000	20000	0,20	-0,70	29	10,46	350	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
V02		Popocatepetl	4000	33000	0,12	-0,92	28	10,45	-	Hayashi et Self (1992)
S09		A4A	1300	130000	0,01	-2,00	27	10,43	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
ML22	M23	M69	5000	16000	0,31	-0,51	23,1	10,36	50	McEwen (1989) ; Legros (2001)
S10		A2	1500	160000	0,01	-2,05	22	10,34	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
V03	E11	Socompa	2950	40000	0,07	-1,15	20	10,30	500	Wadge et al. (1995), van Wyk de Vries et al. (2001)
C01	E8	Saidmarreh	1200	15000	0,08	-1,10	20	10,30	166	Harrison and Falcon (1938)
V04		Peteroa	3900	85000	0,05	-1,30	16	10,20	-	Hayashi et Self (1992)
V05	E10	Meru	3900	50000	0,08	-1,10	15	10,18	1400	Siebert (1984)
Gn01	E9	Langtang	3400	30000	0,11	-0,96	15	10,18	14	Heuberger et al. (1984)
S11		East Brake East	1150	70000	0,02	-1,80	13	10,11	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
C02	**E13**	**Flims**	**2080**	**16500**	**0,13**	**-0,89**	**12**	**10,08**	**60**	**Voir Chapitre III**
ML23	M19	M64	1200	8000	0,15	-0,82	11	10,04	44	McEwen (1989) ; Shaller (1991a)
V06	E12	Colima	4000	120000	0,03	-1,52	10	10,00	2200	Siebert (1992) ; Stoopes et Sheridan (1992)
S12	E14	Sur	750	70000	0,01	-2,00	10	10,00	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
ML24	M25	M70	6200	17000	0,36	-0,44	9,8	9,99	22	McEwen (1989) ; Legros (2001)
V07	E15	Yatsugatake-A	2600	50000	0,05	-1,30	9	9,95	-	Ui (1983) ; Siebert (1984)
S13		A3	1400	140000	0,01	-2,00	8,5	9,93	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
V08		Chimborazo	3600	35000	0,10	-1,00	8,1	9,91	-	Hayashi et Self (1992)
S14		Kidnappers	50	11000	0,01	-2,30	8	9,90	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
V09	E16/17	Egmont-A/Pungarahu	2600	31000	0,08	-1,10	7,5	9,88	250	Ui et al. (1986) ; Siebert (1984)
V10	E18	Mawenzi	4500	60000	0,08	-1,10	7,1	9,85	1150	Siebert (1984)
ML25	M26	M71	2200	7000	0,31	-0,51	6,3	9,80	13	McEwen (1989) ; Legros (2001)
S15		Navarin Canyon	175	6000	0,03	-1,54	5	9,70	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
?01		Pamir	1650	6800	0,24	-0,62	4,8	9,68	-	Lucchitta (1978)
V11	E19	Akagi	2400	19000	0,13	-0,89	4	9,60	-	Siebert (1984)
V12		Chokai	2200	25000	0,09	-1,05	3,5	9,54	-	Hayashi et Self (1992)
Gn02	**E20**	**Köfels**	**600**	**5400**	**0,11**	**-0,96**	**3**	**9,48**	**13,5**	**Voir Chapitre III**
V13	E21	Galunggung	1900	25000	0,08	-1,10	2,9	9,46	175	Siebert (1984)
V15		Jocotitlan	1150	12000	0,11	-0,96	2,8	9,45	80	Siebe et al. (1992) ; Legros (2001)
V14	E22	Mt. St. Helens 1980	2550	24000	0,11	-0,96	2,8	9,45	60	Voight et al. (1983) ; Siebert (1984)
?02	E24	Engelberg	1650	7500	0,22	-0,66	2,75	9,44	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)
F01		Waikaremoana	600	5000	0,12	-0,92	2,2	9,34	12	Read et al. (1991)
ML26	M29	M72	2200	6000	0,37	-0,43	2,1	9,32	4	McEwen (1989) ; Legros (2001)
V16	E25	Asama	2250	20000	0,11	-0,96	2	9,30	90	Siebert (1984)
?03	E26	Usoy	1650	6800	0,24	-0,62	2	9,30	-	Shaller (1991a)

1	2	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
V17		Fuji	2500	24000	0,10	-1,00	1,8	9,26	-	Hayashi et Self (1992)
C03	E27	Tin Mountain	620	5900	0,11	-0,96	1,8	9,26	19	Burchfiel (1966)
C04	E33	Tamins	1280	13500	0,09	-1,05	1,6	9,20	17	Hsü (1975) ; Abele (1997)
V20	E31	Sheveluch	2000	12000	0,17	-0,77	1,5	9,18	98	Siebert (1984)
V19	E29	Bandaï	1200	11000	0,11	-0,96	1,5	9,18	34	Siebert (1984)
V18	E28	Iriga Volcano	1050	11000	0,10	-1,00	1,5	9,18	65	Siebert (1984)
ML27	M24	M109	1800	15000	0,12	-0,92	1,5	9,18	-	Shaller (1991a)
?04	E30	Siders	2450	17500	0,14	-0,85	1,5	9,18	-	Hsü (1975) ; Lucchitta (1978)
V21	E32	Iwaki	1600	14000	0,11	-0,96	1,3	9,11	-	Hayashi et Self (1992)
V26		Mt St-Helens	1750	16000	0,11	-0,96	1	9,00	-	Siebert (1984)
V25		Taunshits	1200	17000	0,07	-1,15	1	9,00	-	Siebert (1984)
V24	E38	Mombacho	1300	12000	0,11	-0,96	1	9,00	45	Siebert (1984)
V23	E36	Bezymianny	2400	18000	0,13	-0,89	1	9,00	30	Siebert (1984)
V22	E34	Egmont-B	2400	21000	0,11	-0,96	1	9,00	-	Siebert (1984)
F02	E39	Mayunmarca	1870	8250	0,23	-0,64	1	9,00	-	Kojan et Hutchinson (1978)
C05	E37	Fernpass	1400	15500	0,09	-1,05	1	9,00	15	Hsü (1975) ; Abele (1997)
?06	E40	Ircht	1000	4000	0,25	-0,60	1	9,00	-	Shaller (1991a)
?05	E35	Camen	2700	23000	0,12	-0,92	1	9,00	-	Shaller (1991a)
V27	E41	Papandajan	1150	12000	0,10	-1,00	0,9	8,95	60	Siebert (1984)
V29		Popa	1200	11000	0,11	-0,96	0,8	8,90	-	Hayashi et Self (1992)
V28	E43	Myoko-A	2000	19000	0,11	-0,96	0,8	8,90	-	Siebert (1984)
ML28	M27	M133	1900	10000	0,19	-0,72	0,8	8,90	-	Shaller (1991a)
?07	E42	Glarnisch Guppen	1875	7500	0,25	-0,60	0,8	8,90	-	Heim (1932) ; Hsü (1975)
?08	E44	Glamisch Gleiter	2460	8000	0,31	-0,51	0,77	8,89	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)
ML29	M34	M73	4200	7500	0,56	-0,25	0,7	8,85	3	McEwen (1989) ; Legros (2001)
G01		Haldi	1600	7000	0,23	-0,64	0,6	8,78	25	Hewitt (1998)
?09	E45	Deyen	740	6600	0,11	-0,96	0,6	8,78	-	Hsü (1975)
V30		Tashiro	700	8800	0,08	-1,10	0,55	8,74	-	Hayashi et Self (1992)
V32		Sierra Velluda	3400	25000	0,14	-0,85	0,5	8,70	-	Hayashi et Self (1992)
V31	E47	Soufrière	1350	9500	0,14	-0,85	0,5	8,70	25	Siebert (1984)
ML30	M28	M101	1600	6600	0,24	-0,62	0,5	8,70	-	Shaller (1991a)
F03		Craigieburn	300	4500	0,07	-1,15	0,5	8,70	4	Whitehouse (1981)
C06	E46	Mt. Granier	1600	7500	0,21	-0,68	0,5	8,70	20	Goguel et Pachoud (1972)
F04	E48	Maligne Lake	920	5470	0,17	-0,77	0,498	8,70	4,66	Cruden (1976)
V33	E49	Unzen	850	5700	0,15	-0,82	0,48	8,68	12	Siebert (1984)
C07	E50	Rockslide Pass	750	5500	0,14	-0,85	0,45	8,65	-	Eisbacher (1979)

1	2	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
V34		Ovalnaya Zimina	2400	17000	0,14	-0,85	0,4	8,60	-	Hayashi et Self (1992)
G02		Satpara	1700	9000	0,19	-0,72	0,4	8,60	22	Hewitt (1998)
?10	E52	Khait	1500	8700	0,17	-0,77	0,4	8,60	-	Shaller (1991a)
V35		Sierra de Hualfin Villa Vil III	400	2500	0,16	-0,80	0,375	8,57	-	Hermanns et Strecker (1999)
C08	E53	Sawtooth 1	910	3700	0,25	-0,60	0,37	8,57	11,6	Mudge (1965)
V37		Tateshina	1400	12500	0,11	-0,96	0,35	8,54	-	Hayashi et Self (1992)
V36	E54	Egmont-C	2500	27000	0,09	-1,05	0,35	8,54	120	Siebert (1984)
V38	E56	Usu	750	6500	0,12	-0,92	0,3	8,48	-	Siebert (1984)
S16		Magdalena	1400	24000	0,06	-1,24	0,3	8,48	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
G03		Fish Creek	1200	11000	0,11	-0,96	0,3	8,48	-	Rightmer et Abbott (1996)
F05	E55	Blackhawk	1200	9000	0,13	-0,89	0,3	8,48	-	Shreve (1968b) ; Johnson (1978)
C09		Yi Gong	3500	8000	0,44	-0,36	0,3	8,48	12,9	Zhou et al. (2001)
?11	E57	Gohna	1520	3050	0,50	-0,30	0,29	8,46	-	Holland (1894) ; Lucchitta (1978)
C10	E58	Sawtooth 2	670	1570	0,43	-0,37	0,275	8,44	-	Mudge (1965)
V39	E59	Yatsugatake-B	1400	12500	0,11	-0,96	0,27	8,43	-	Siebert (1984)
F06		Sierra Laguna Blanca VIII	1600	15000	0,11	-0,96	0,264	8,42	-	Hermanns et Strecker (1999)
V40	E60	Komagatake	1200	12000	0,10	-1,00	0,25	8,40	-	Siebert (1984)
ML31	M30	M108	900	5700	0,16	-0,80	0,25	8,40	-	Shaller (1991a)
C11	E62	Vaïont	540	1600	0,34	-0,47	0,25	8,40	-	Shaller (1991a) ; Azzoni et al. (1992)
V41		Sierra de Hualfin Villa Vil II	350	2250	0,16	-0,80	0,247	8,39	-	Hermanns et Strecker (1999)
V42		Sierra de Hualfin Villa Vil IV	400	2750	0,15	-0,82	0,243	8,39	-	Hermanns et Strecker (1999)
?12	E63	Martinez Mountain	1555	7900	0,20	-0,70	0,24	8,38	-	Shaller (1991a)
V43	E64	Myoko-C	1400	8000	0,18	-0,74	0,23	8,36	10	Siebert (1984)
C12	E65	Silver Reef	900	7000	0,13	-0,89	0,23	8,36	-	Shreve (1968b)
F07		Cerro Zorrito El Paso II	700	2850	0,25	-0,60	0,225	8,35	-	Hermanns et Strecker (1999)
F08		Cerro Zorrito El Paso I	1100	4750	0,23	-0,64	0,21	8,32	-	Hermanns et Strecker (1999)
S17		Kitimat slide	200	6000	0,03	-1,48	0,2	8,30	-	Lipman et al. (1988) ; Legros (2001)
ML34	M32	M141	2500	5500	0,45	-0,35	0,2	8,30	-	Shaller (1991a)
ML33	M31	M74	1100	4800	0,23	-0,64	0,2	8,30	-	Shaller (1991a)
ML32	L2	Apollo 17	1900	9000	0,21	-0,68	0,2	8,30	21	Howard (1973)
G04		Katzarah	2400	11000	0,22	-0,66	0,2	8,30	20	Hewitt (1998)
C13		Tschirgant	1500?	15000?	0,16	-0,80	0,2	8,30	13,2	Abele (1997)
?13	E66	Rarz	675	2400	0,28	-0,55	0,2	8,30	-	Shaller (1991a)
V44		Sierra de Hualfin Villa Vil I	300	2500	0,12	-0,92	0,184	8,26	-	Hermanns et Strecker (1999)
C14		Bairaman	720	3500	0,21	-0,68	0,18	8,26	-	King et al. (1989)
?14	E67	Bormio	1620	5140	0,32	-0,49	0,18	8,26	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)

[1]	[2]	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
F09		Cerro Zorrito Casa de los Loros I	1100	3500	0,31	-0,51	0,163	8,21	-	Hermanns et Strecker (1999)
C15	E51	Avalanche Lake	1220	3460	0,35	-0,46	0,155	8,19	-	Eisbacher (1979) ; Evans et al. (1994)
G05		Sierra Laguna Blanca Boulder B	400	4000	0,10	-1,00	0,152	8,18	-	Hermanns et Strecker (1999)
V46		Callaqui	3100	15000	0,21	-0,68	0,15	8,18	-	Hayashi et Self (1992)
V45		Chaos Crags	650	5000	0,13	-0,89	0,15	8,18	6,8	Siebert (1984) ; Eppler et al. (1987)
ML35	M33	M118	2000	4900	0,41	-0,39	0,15	8,18	-	Shaller (1991a)
G06	E68	Huascaran (PreColumb)	4200	20000	0,21	-0,68	0,15	8,18	30	Ericksen et Plafker (1978)
?16	E70	Parpan	1560	5800	0,27	-0,57	0,15	8,18	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)
?15	E69	Poschivo	1450	4000	0,36	-0,44	0,15	8,18	-	Heim (1932) ; Hsü (1975)
F10		Sierra Carahuasi I	700	3750	0,19	-0,72	0,143	8,16	-	Hermanns et Strecker (1999)
C16	E71	Kandertal	1890	9910	0,19	-0,72	0,14	8,15	6,8	Heim (1932) ; Hsü (1975) ; Abele (1997)
?17	E72	Upper Kananaskis	650	2560	0,25	-0,60	0,13	8,11	-	Shaller (1991a)
F11		**La Madeleine**	**1300**	**4700**	**0,28**	**-0,55**	**0,125**	**8,10**	**2**	**Voir Chapitre III**
V47	E73	Kurohime	800	6000	0,13	-0,89	0,12	8,08	-	Siebert (1984)
D1		Ghoro Choh	1300	7000	0,19	-0,72	0,12	8,08	14	Hewitt (1998)
?18	E74	Obersee	1785	4950	0,36	-0,44	0,12	8,08	-	Heim (1932) ; Hsü (1975)
D2	E77	Carlson	750	4700	0,16	-0,80	0,1	8,00	5,2	Shaller (1991b)
?20	E76	Ainy	725	2970	0,24	-0,62	0,1	8,00	-	Shaller (1991a)
?19	E75	Magian	708	2340	0,30	-0,52	0,1	8,00	-	Shaller (1991a)
V48		Lastarria	1000	6700	0,15	-0,82	0,091	7,96	9,3	Naranjo et Francis (1987)
V49		Mageik	800	9000	0,09	-1,05	0,09	7,95	-	Hayashi et Self (1992)
C17	E78	Medecine Lake	320	1220	0,26	-0,59	0,086	7,93	1,55	Cruden (1976)
A01	E80	USSR Artificial 1	750	2200	0,34	-0,47	0,08	7,90	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?21	E79	Scima di Saosoa	1450	5500	0,26	-0,59	0,08	7,90	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)
S18		Valdez	168	1280	0,13	-0,88	0,075	7,88	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
G07	E81	Huascaran (70)	3850	18000	0,22	-0,66	0,075	7,88	22,5	Ericksen et Plafker (1978)
F12		Tonco Syncline I	650	2300	0,28	-0,55	0,07	7,85	-	Hermanns et Strecker (1999)
V50	E82	Loma Redonda	1000	7000	0,14	-0,85	0,065	7,81	-	Hermanns et Strecker (1999)
C18	E83	U-turn	550	3200	0,17	-0,77	0,065	7,81	-	Eisbacher (1979)
V51	E110	Loma d. Aspereza	1000	7000	0,14	-0,85	0,062	7,79	-	Hermanns et Strecker (1999)
F13		Sierra Carahuasi II	700	3100	0,23	-0,64	0,054	7,73	-	Hermanns et Strecker (1999)
?22	E84	Magsik	800	6500	0,12	-0,92	0,054	7,73	-	Shaller (1991a)
G08	E85	Chaos Jumbles 2	651	3476	0,19	-0,72	0,05	7,70	-	Eppler et al. (1987)
F14		Atjailau	1100	2900	0,38	-0,42	0,05	7,70	-	Strom (1996)
C19	E86	Nozzle	850	4500	0,19	-0,72	0,05	7,70	-	Eisbacher (1979)
G09		Sierra Chango Real Rincon Ruins	800	5500	0,15	-0,82	0,049	7,69	-	Hermanns et Strecker (1999)

1	2	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
C20		Queen Elizabeth	950	2645	0,37	-0,43	0,0484	7,68	0,93	Couture (1998)
F15	E88	Hope	730	3000	0,24	-0,62	0,047	7,67	2,65	Mathews et McTaggart (1978)
G10	E89	Chaos Jumbles 1	770	5040	0,15	-0,82	0,044	7,64	-	Eppler et al. (1987)
F16	E87	Sale Mountain	300	1050	0,29	-0,54	0,042	7,62	1,5	Miao et al. (2001)
V52		Asakusa	1000	6500	0,15	-0,82	0,04	7,60	-	Hayashi et Self (1992)
G12		Kolsay	600	7700	0,08	-1,10	0,04	7,60	-	Strom (1996)
G11		Val Pola	1390	3950	0,35	-0,46	0,04	7,60	1,75	Govi (1989) ; Azzoni et al. (1992)
C21	E90	El Capitan	1300	6800	0,19	-0,72	0,04	7,60	2,8	Krieger (1977)
?23	E91	Stalk Lakes	700	3000	0,23	-0,64	0,04	7,60	-	Shaller (1991a)
C22	E92	Mount Kitchener	660	3220	0,20	-0,70	0,0391	7,59	3,63	Cruden (1976)
F17	E93	Gros Ventre	590	3450	0,17	-0,77	0,038	7,58	9	Voight (1978)
G13	E94	Aval. d. Zarzo I	900	6500	0,14	-0,85	0,037	7,57	-	Hermanns et Strecker (1999)
C23	E95	Frank	830	3000	0,28	-0,55	0,0365	7,56	2,67	Cruden et Krahn (1978) ; Cruden et Hungr (1986)
D3		Ontake	1900	10000	0,19	-0,72	0,036	7,56	-	Inokuchi (1985) ; Sassa (1987)
C25	E97	Triple	450	2660	0,17	-0,77	0,035	7,54	-	Eisbacher (1979)
C24	E96	Goldau	1265	6025	0,21	-0,68	0,035	7,54	-	Heim (1932) ; Hsü (1975) ; Abele (1997)
V53		Sierra de Hualfin Villa Vil V	400	1500	0,27	-0,57	0,034	7,53	-	Hermanns et Strecker (1999)
?24	E98	Panum	183	2515	0,07	-1,15	0,033	7,52	-	Shaller (1991a)
F18		Cerro Paranilla II	700	3500	0,20	-0,70	0,032	7,51	-	Hermanns et Strecker (1999)
F19		Cerros La Laguna Brealito	700	2250	0,31	-0,51	0,03	7,48	-	Hermanns et Strecker (1999)
C27	E99	North Arm	950	4100	0,23	-0,64	0,03	7,48	-	Eisbacher (1979)
C26	E100	Diablerets 2	1900	5450	0,35	-0,46	0,03	7,48	-	Heim (1932) ; Eisbacher et Clague (1984)
?25	E101	Voralpsee	1120	3390	0,33	-0,48	0,03	7,48	-	Heim (1932) ; Hsü (1975)
C28	E103	Madison	340	1300	0,26	-0,59	0,028	7,45	-	Hadley (1978)
?26	E104	Schwan	1550	6100	0,25	-0,60	0,027	7,43	-	Post (1967) ; Lucchitta (1978)
G14	E105	Chaos Jumbles 3	430	2040	0,21	-0,68	0,026	7,41	-	Eppler et al. (1987)
?27	E106	Fairweather	3350	10500	0,32	-0,49	0,026	7,41	-	Post (1967) ; Lucchitta (1978)
F20	E102	Sherman	1100	6000	0,18	-0,74	0,0256	7,41	8,25	McSaveney (1978)
S19		Orkdalsfjord	500	22500	0,02	-1,66	0,025	7,40	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
?29	E108	Rubble Creek	1035	6900	0,15	-0,82	0,025	7,40	-	Shaller (1991a)
?28	E107	Cadomin	400	1000	0,40	-0,40	0,025	7,40	-	Shaller (1991a)
G15		Cerro Paranilla I	500	2200	0,23	-0,64	0,023	7,36	-	Hermanns et Strecker (1999)
?30	E109	Allen 4	1300	7700	0,17	-0,77	0,023	7,36	-	Post (1967) ; Lucchitta (1978)
?31	E111	Stanley	800	2666	0,30	-0,52	0,021	7,32	-	Shaller (1991a)
S20		Santa Barbara	120	2300	0,05	-1,28	0,02	7,30	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
G16		Southern Karakungey	825	10850	0,08	-1,10	0,02	7,30	-	Strom (1996)

1	2	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
C29	E112	Damocles	290	2850	0,10	-1,00	0,02	7,30	-	Eisbacher (1979)
?34	E115	Pasayatan	790	3600	0,22	-0,66	0,02	7,30	-	Shaller (1991a)
?33	E114	Steller	1200	6700	0,18	-0,74	0,02	7,30	-	Post (1967) ; Lucchitta (1978)
?32	E113	Corno di Dosdé	1180	3690	0,32	-0,49	0,02	7,30	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)
V54		Sierra de Hualfin Villa Vil VI	250	1000	0,25	-0,60	0,015	7,18	-	Hermanns et Strecker (1999)
Gn03	E116	Biasca	1900	3333	0,57	-0,24	0,015	7,18	-	Eisbacher et Clague (1984)
G18		Seit	1100	3300	0,33	-0,48	0,015	7,18	-	Strom (1996)
G17	E134	Aval. d. Zarzo II	650	4000	0,16	-0,80	0,015	7,18	-	Hermanns et Strecker (1999)
?35	E117	Disentis	765	2120	0,36	-0,44	0,015	7,18	-	Heim (1932) ; Hsü (1975) ; Abele (1997)
F21		Mount Cook	2720	7500	0,36	-0,44	0,014	7,15	7	McSaveney et al. (1992)
G19	E118	Huascaran (62)	4200	19000	0,22	-0,66	0,013	7,11	6	Ericksen et Plafker (1978)
Gn04	E120	Antronapiana	1600	3704	0,43	-0,37	0,012	7,08	-	Eisbacher et Clague (1984)
F22		Attachic	204	1514	0,13	-0,89	0,012	7,08	0,835	Evans et al. (1996)
D4		Devastation Glacier	1170	7000	0,17	-0,77	0,012	7,08	-	Evans et Clague (1988)
?36	E119	Angarakan	500	1700	0,29	-0,54	0,012	7,08	-	Shaller (1991a)
V55		Little Tahoma	1900	6900	0,27	-0,57	0,011	7,04	2,5	Krieger (1977)
F23	E121	Jonas Creek South	920	2490	0,37	-0,43	0,0102	7,01	2,06	Cruden (1976)
G20		Northern Karakungey	800	2100	0,38	-0,42	0,01	7,00	-	Strom (1996)
F25		Slide Mountain	420	1650	0,25	-0,60	0,01	7,00	1,28	Couture (1998)
F24	E124	Elm	613	2017	0,30	-0,52	0,01	7,00	0,6	Buss et Heim (1881) ; Heim (1932) ; Hsü (1978)
C34		Shaky Slide	100	1800	0,06	-1,22	0,01	7,00	-	Eisbacher (1979)
C33	E126	Twin Slides 2	900	3600	0,25	-0,60	0,01	7,00	-	Eisbacher (1979)
C32	E125	Twin Slides 1	950	4500	0,21	-0,68	0,01	7,00	-	Eisbacher (1979)
C31	E123	Bualtar 1	1490	4800	0,31	-0,51	0,01	7,00	4,1	Hewitt (1988)
C30	E122	Corbeyrier-Yvorne	800	3400	0,24	-0,62	0,01	7,00	-	Eisbacher et Clague (1984)
A02	E127	USSR Artificial 2	600	1500	0,40	-0,40	0,008	6,90	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
F26		Mount Fletcher	1440	3800	0,38	-0,42	0,0075	6,88	-	McSaveney (1993)
C36	E129	North Nahanni	400	1550	0,26	-0,59	0,007	6,85	-	Evans (1989) ; Shaller (1991a)
C35	E128	Bualtar 2	1430	3700	0,39	-0,41	0,007	6,85	3,3	Hewitt (1988)
G21		Chongsu	950	10000	0,10	-1,00	0,006	6,78	-	Strom (1996)
A03	E130	Chibins 9	650	3000	0,22	-0,66	0,006	6,78	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?37	E131	Sioux	1400	4500	0,31	-0,51	0,006	6,78	-	Post (1967) ; Shaller (1991a)
Gn05		Pandemonium	2000	8600	0,23	-0,64	0,0055	6,74	-	Evans et al. (1989)
?38	E132	Wengen 2	590	1400	0,42	-0,38	0,0055	6,74	-	Hsü, 1975
F27	E133	Jonas Creek North	880	3250	0,27	-0,57	0,0054	6,73	1,08	Cruden (1976)
S21		Sandnesjoen	180	1200	0,15	-0,82	0,005	6,70	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)

1	2	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
Gn06	E136	Simplon	2300	5200	0,44	-0,36	0,005	6,70	-	Eisbacher et Clague (1984)
F29		Mount Fletcher B	1440	3800	0,38	-0,42	0,005	6,70	-	McSaveney (1993)
F28		Jizukiyama	480	700	0,69	-0,16	0,005	6,70	0,25	Nakamura et Motizuki (1987)
C37	E135	Antelao	750	2350	0,32	-0,49	0,005	6,70	-	Eisbacher et Clague (1984)
?39	E137	Ennetbühl	300	1700	0,18	-0,74	0,005	6,70	-	Heim (1932) ; Shaller (1991a)
C38	E138	Beaver Flats South	300	1220	0,25	-0,60	0,00482	6,68	0,3	Cruden (1976)
?40	E139	Beatty	427	1113	0,38	-0,42	0,0046	6,66	-	Shaller (1991a)
C40	E141	Brazeau Lake	884	2720	0,32	-0,49	0,0045	6,65	0,9	Couture (1998)
C39	E140	Altels	1100	3850	0,29	-0,54	0,0045	6,65	-	Heim (1932) ; Eisbacher et Clague (1984)
C41	E142	Beaver Flats North	350	1100	0,32	-0,49	0,00413	6,62	0,3	Cruden (1976)
A04	E143	Chibins 17	500	1600	0,31	-0,51	0,004	6,60	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
V56	E144	Pisque River	500	1125	0,44	-0,36	0,0036	6,56	0,12	Asanza et al. (1991)
Gn07	E145	Piuro - Plurs	950	2000	0,48	-0,32	0,0035	6,54	-	Heim (1932) ; Eisbacher et Clague (1984)
F30	E147	Clavans	700	1200	0,58	-0,24	0,003	6,48	-	Eisbacher et Clague (1984)
C42	E146	Bualtar 3	1300	2400	0,54	-0,27	0,003	6,48	1,2	Hewitt (1988)
S22		Seward	200	3000	0,07	-1,17	0,0027	6,43	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
A05	E148	Chibins 8	370	900	0,41	-0,39	0,0026	6,41	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?41	E149	Wengen 1	500	1100	0,45	-0,35	0,0025	6,40	-	Hsü (1975)
A06	E150	Chibins 6	400	1100	0,36	-0,44	0,0024	6,38	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
C43		Whitehorse	310	790	0,39	-0,41	0,0023	6,36	-	Couture (1998)
C44		Claps de Luc	370	800	0,46	-0,34	0,002	6,30	-	Couture et al. (1997)
A08	E152	USSR Artificial 4	500	800	0,63	-0,20	0,002	6,30	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
A07	E151	Chibins 1	400	1100	0,36	-0,44	0,002	6,30	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?42	E153	Puget Peak	1215	2130	0,57	-0,24	0,0018	6,26	-	Shaller (1991a)
V57		Mount Colonel	1110	1750	0,63	-0,20	0,0015	6,18	-	Evans (1989a)
G22		North Creek	745	2850	0,26	-0,59	0,0015	6,18	-	Evans et Clague (1988)
A09	E154	Chibins 4	400	1000	0,40	-0,40	0,0015	6,18	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?43	E155	Kootenay 1	300	1600	0,19	-0,72	0,0014	6,15	-	Shaller (1991a)
A10	E156	Chibins 5	250	500	0,50	-0,30	0,0013	6,11	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
V58	E157	Vesuvius 7	0,41	0,82	0,50	-0,30	0,00116	6,06	0,161	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
V59	E159	Vesuvius 6	0,36	0,68	0,53	-0,28	0,0011	6,04	0,145	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
A11	E158	Chibins 3	350	700	0,50	-0,30	0,0011	6,04	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
V60		Mount Cayley	1190	3460	0,32	-0,49	0,00108	6,03	-	Evans et al. (2001)
V62		Nebukawa	650	4000	0,16	-0,79	0,001	6,00	-	Kobayashi (1992)
V61	E161	Vesuvius 5	0,636	1,24	0,51	-0,29	0,001	6,00	0,136	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
Gn08		Randa	1000	1500	0,67	-0,17	0,001	6,00	0,6	Noverraz and Bonnard (1991)

[1]	[2]	Nom[3]	H[4] m	L[5] m	H/L[6]	LogH/L	V km^3	LogV	Surface km^2	Références
D5		Mount Meager	1340	3680	0,36	-0,44	0,001	6,00	-	Evans et Clague (1988)
A12	E160	USSR Artificial 3	750	1400	0,54	-0,27	0,001	6,00	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
V63	E163	Vesuvius 2	0,505	0,94	0,54	-0,27	0,0009	5,95	0,113	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
A13	E162	Chibins 14	200	400	0,50	-0,30	0,0009	5,95	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
A14	E164	Chibins 10	250	450	0,56	-0,25	0,0008	5,90	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
V64	E165	Vesuvius 4	0,47	0,96	0,49	-0,31	0,00079	5,90	0,126	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
A15	E167	Chibins 2	250	400	0,63	-0,20	0,0007	5,85	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
Gn09	E169	Zarera	1200	2700	0,44	-0,36	0,00065	5,81	-	Eisbacher et Clague (1984)
?44	E168	Val Lagone	1050	2400	0,44	-0,36	0,00065	5,81	-	Hsü, 1975
A16	E170	Chibins 13	300	550	0,55	-0,26	0,0006	5,78	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
V65	E171	Vesuvius 3	0,285	0,5	0,57	-0,24	0,00055	5,74	0,099	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
S23		Sokkelvik	120	2500	0,05	-1,32	0,0005	5,70	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)
Gn10	E173	Airolo	820	1290	0,64	-0,19	0,0005	5,70	-	Heim (1932) ; Eisbacher et Clague (1984)
F31	E172	Altdorf-Spiringen	1300	2100	0,62	-0,21	0,0005	5,70	-	Eisbacher et Clague (1984)
A17	E175	Chibins 7	240	500	0,48	-0,32	0,0005	5,70	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?45	E174	Schachental	1600	2800	0,58	-0,24	0,0005	5,70	-	Hsü (1975)
A18	E176	Chibins 15	170	240	0,71	-0,15	0,0003	5,48	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
?46	E177	Summit Lake	745	5800	0,13	-0,89	0,00025	5,40	-	Shaller (1991a)
V66		Casita	700	6000?	0,33	-0,48	0,0002	5,30	-	Kerle et van Wyk de Vries (2001)
V67	E178	Vesuvius 1	0,575	0,64	0,90	-0,05	0,00018	5,25	0,022	Hazlett et al. (1991) ; Legros (2001)
Gn11		Charmonétier	520	600	0,87	-0,06	0,00013	5,11	-	Couture et al. (1997)
?47	E179	Kootenay 2	213	700	0,30	-0,52	0,00013	5,11	-	Shaller (1991a)
?48	E180	Kootenay 3	190	530	0,36	-0,44	0,00012	5,08	-	Shaller (1991a)
?49	E181	Kootenay 4	125	310	0,40	-0,40	0,00011	5,04	-	Shaller (1991a)
A19	E182	USSR Artificial 5	425	925	0,46	-0,34	0,0001	5,00	-	Adushkin (1990), voir Shaller (1991a)
C45		Combe Noire	535	600	0,69	-0,16	0,00008	4,90	-	Couture et al. (1997)
C46	E166	Monbiel	400	1300	0,31	-0,51	0,00007	4,85	-	Heim (1932) ; Eisbacher et Clague (1984)
S24		Helsinki	11	400	0,03	-1,55	6E-06	3,78	-	Hampton et al. (1996) ; Legros (2001)

[1] Indice en rapport avec le type de matériau. A: artificiel (essais russes), C: calcaires, D: volcaniques résistantes type basalte, F: sédimentaires ou métamorphiques type schistes, argiles ou marnes, G: granite, Gn: gneiss, ML: Mars et Lune, S: sous-marines, Sv: sous-marines volcaniques, V: volcaniques, ?: matériau non

[2] Indice base de données Shaller (1991a)

[3] Nom donné par l'auteur au dépôt ou par défaut au lieu

[4] Hauteur apparente de chute (entre le point le plus haut de la zone source et le point le plus éloigné des dépôts)

[5] Distance horizontale apparente de parcours (entre le point le plus haut de la zone source et le point le plus éloigné des dépôts)

[6] Coefficient de frottement apparent de parcours

Les valeurs des paramètres pour chaque cas sont celles données par les auteurs, ou estimées à partir des cartes et coupes disponibles.

Annexe B :

Fiches-types d'analyse de scénarios produits de Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses.

Fiche-type d'analyse de scénarios d'événements produits : Mouvement gravitaire rapide de grandes masses rocheuses (d'après Cojean *et al.* 2002, Laugier 2002)

Fiche-type d'analyse du glissement-avalanche de roches de La Madeleine (Savoie, France)

Fiche-type d'analyse du glissement rocheux de Flims (Grisons, Suisse)

Fiche-type d'analyse du glissement rocheux de Köfels (Tyrol, Autriche)

Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses
Fiche-type d'analyse de scénarios d'événements produits

(d'après Cojean *et al*. 2002, Laugier 2002)

LE VERSANT

Localisation

Ville et village le plus proche
Rivière, Vallée, Massif montagneux
Département, Région, Pays
Aménagements existants

Coordonnées géographiques du site

Climat actuel

Type de climat
Station météorologique la plus proche
Précipitations
Températures
Période de persistance du gel
Importance et durée de la couverture neigeuse

Morphologie et géologie

Type de profil du versant
Pente globale
Altitudes extrêmes
Dénivellation
Exposition
Nature pétrographique
Etat d'altération
Cadre tectonique régional

Structures du massif rocheux

Eléments structuraux

Attitudes des éléments structuraux

Formations superficielles
Epaisseur des formations superficielles

Hydrologie et hydrogéologie

Réseau de drainage du versant
Types d'écoulement
Nappes de versant et typologie
Activité de la rivière de fond de vallée
Plan d'eau à la base du versant

Couverture végétale actuelle

Formations végétales
Pourcentage du versant

LA ZONE SOURCE

Caractéristiques morphologiques

Altitudes maximale et minimale
Pente moyenne
Dimensions (H, L, l)
Aire de la zone de rupture
Volume estimé
Position du centre de gravité
Aspects morphologiques particuliers

Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales

Nature pétrographique
Etat du matériau
Densité de fracturation
Décompression
Propriétés des familles de discontinuités

Discontinuités jouant un rôle sur la rupture

Caractéristiques mécaniques

Résistance à la compression simple
Angles de frottement
Densité
Propriétés des discontinuités

Propriétés mécaniques du massif

Déformations et ruptures antérieures

Niche d'arrachement ancienne
Fissures de traction
Ouvertures de discontinuités
Surfaces de cisaillement récentes
Changements morphologiques
Basculement de blocs
Chutes de blocs

Hydrologie et hydrogéologie à l'échelle de la zone source

Localisation et débit des sources
Type et densité du réseau de drainage
Surface englacée
Nappes de versant et typologie

Couverture végétale au niveau de la zone source

Formations végétales
Pourcentage de la superficie de la zone source

LES PENTES INFERIEURES

Profils topographiques

Dénivelé, Extension horizontale
Angles de pente moyenne et par sections
Forme en coupe verticale
Forme en plan

Formations du substratum, formations superficielles et couverture végétale

Nature pétrographique du substratum
Etat d'altération du substratum
Etat de fracturation du substratum
Type de formations superficielles
Epaisseur
Propriétés des formations superficielles
Pourcentage de couverture végétale

LE SCENARIO DE RUPTURE

Caractéristiques générales

Date
Durée estimée
Conditions climatiques
Facteurs déclenchants ou aggravants

Processus de déstabilisation et de rupture au niveau de la zone source

Rupture, réactivation ou accélération
Type de rupture
Angle de frottement
Direction moyenne du vecteur déplacement
Nombre de phases de rupture

Le déplacement et la masse déplacée

Hauteurs de chute (apparente H, réelle H')
Distances de parcours (apparente L, réelle L')
Coefficients de frottement (apparent H/L, réel H'/L')
Distance excessive de parcours Le
Volume estimé V
Energie potentielle initiale Ep
Mouvement principal et trajectoires
Transitions de comportement
Directions de propagation
Vitesses estimées v
Comportement
Evolution de l'état de fracturation
Teneur en eau
Degré de saturation
Paramètres rhéologiques
Phénomènes particuliers
Interface avec substratum
Pertes d'énergie
Phénomènes associés (poussière, souffle, …)

Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts

Largeur
Longueur
Epaisseurs moyenne et maximale
Aire des dépôts A
Position du centre de gravité
Vitesse d'impact à la base du versant v_{max}
Altitude maximale sur le versant opposé
Remontée topographique estimée h
Forme des dépôts
Obstacles sur le parcours
Etat final de stabilité
Angles de repos
Granularité
Granoclassement
Structuration
Nature de la matrice
Pourcentage de matrice
Angles de frottement
Porosité et perméabilité
Présence d'éléments arrachés à la pente

LES CONSEQUENCES HYDROLOGIQUES ASSOCIEES ET INDUITES

Le Barrage

Type
Longueur
Largeur
Hauteur
Côte maximale

Le Lac de barrage

Type
Longueur
Surface inondée
Profondeur maximale
Volume
Côte maximale
Type de rupture
Durée de subsistance du lac
Distance parcourue par la vague

INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES

Fiche-type d'analyse
du glissement-avalanche de roches de La Madeleine (Savoie, France)

LE VERSANT

Localisation

Ville et village le plus proche	Lanslevillard (aval) et Bessans (amont)
Rivière, Vallée, Massif montagneux	Arc, Maurienne, Vanoise
Département, Région, Pays	Savoie, Rhône-Alpes, France
Aménagements existants	Départementale 902
	Ancienne route du Collet
Coordonnées géographiques du site	Chemin privé du Petit-Bonheur

Climat actuel

Aucun impact sur cet événement ancien

Type de climat	Alpin sec
Station météorologique la plus proche	?
Précipitations	865 mm
Températures	-6 à +14°C
Période de persistance du gel	?
Importance et durée de la couverture neigeuse	?

Morphologie et géologie

Type de profil du versant	Vallée en U à pentes d'éboulis et substratum
Pente globale	25 à 28°
Altitudes extrêmes	3612 m (Pointe de Ronce)
Dénivellation	2200 m
Exposition	NNW (Ubac)
Nature pétrographique	Calcschistes marmoréens à gréseux
Etat d'altération	Modéré
Cadre tectonique régional	Chevauchement de l'Unité briançonnaise
	par la nappe des schistes lustrés
	appartenant à l'Unité liguro-piémontaise
Structures du massif rocheux	Anisotrope
	Détachement de nombreux blocs
Eléments structuraux	Stratification et schistosité confondues
	Fractures
Attitudes des éléments structuraux	Surfaces étendues en escalier
	Escarpements sub-verticaux (70 à 80°)
Formations superficielles	Dépôts de pente (avalanches et éboulis)
Epaisseur des formations superficielles	De 0 à plusieurs mètres

Hydrologie et hydrogéologie

Réseau de drainage du versant	Torrents de Sétive, de Resec et de Sallanche
Types d'écoulement	Superficiel, fonte des neiges et précipitations
Nappes de versant et typologie	Nappes superficielles dans les éboulis
Activité de la rivière de fond de vallée	Action érosive nulle sur le versant
Plan d'eau à la base du versant	Aucun plan d'eau en bas de versant

Couverture végétale actuelle

Formations végétales	Prairies alpines et résineux
Pourcentage du versant	60 %

LA ZONE SOURCE

Caractéristiques morphologiques

Altitudes maximale et minimale	3061 m et 2200 m
Pente moyenne	Paroi, puis pente à 35°
Dimensions (H, L, l)	150 m, 1000 m, 750 m
Aire de la zone de rupture	~ 0,75 km^2
Volume estimé	~ 100 millions de m^3
Position du centre de gravité	~ 2400 m
Aspects morphologiques particuliers	Glaciers de l'Arcelle Neuve et des Pignes

Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales

Nature pétrographique	Schistes, marbres et grès calcaires
Etat du matériau	Altération modérée, sauf le long de la schistosité
Densité de fracturation	RQD de 83 à 100%
Décompression	D'origine glaciaire après le Würm
Propriétés des familles de discontinuités	**S1 :** schistosité, 28°/N010 surfaces discontinues, forte densité **S2 :** fractures (failles ?), 65°/N210 parois étendues, faible densité **S3 :** fractures, N000/90° murs de 5 m de hauteur max., forte densité **S4 :** fractures, N060/90° parois de 20 m de hauteur, densité modérée
Discontinuités jouant un rôle sur la rupture	S1 : relais de plans de schistosité S2 et S3

Caractéristiques mécaniques

Résistance à la compression simple	σ_c = 49±40 MPa
Angles de frottement	humide : 28°, sec : 36° (Couture 1998)
Densité	2630 $kg.m^{-3}$
Propriétés des discontinuités	S1 : altérées et rugueuses S2 : ?, S3 et S4 : propres et lisses
Propriétés mécaniques du massif	

Déformations et ruptures antérieures

Niche d'arrachement ancienne	?
Fissures de traction	?
Ouvertures de discontinuités	Par décompression et cycles gel-dégel
Surfaces de cisaillement récentes	Stries
Changements morphologiques	Écroulement de Sallanche et d'Arseis (NE)
Basculement de blocs	Détachement de dièdres rocheux
Chutes de blocs	Détachement de dièdres rocheux

Hydrologie et hydrogéologie à l'échelle de la zone source

Localisation et débit des sources	Rares infiltrations le long des fractures
Type et densité du réseau de drainage	Torrents de printemps du Resec et de Sétive
Surface englacée	Glacier des Pignes au-dessus de la zone source
Nappes de versant et typologie	Fracturation, très faibles débits

Couverture végétale au niveau de la zone source

Formations végétales	Prairies alpines
Pourcentage de la superficie de la zone source	~ 30 %

LES PENTES INFERIEURES

Profils topographiques

Dénivelé, Extension horizontale	600 m, 1250 m
Angles de pente moyenne et par sections	22°
Forme en coupe verticale	Légèrement concave
Forme en plan	Concave

Formations du substratum, formations superficielles et couverture végétale

Nature pétrographique du substratum	Schistes, marbres et grès calcaires
Etat d'altération du substratum	Modéré
Etat de fracturation du substratum	?
Type de formations superficielles	Dépôts de pente (éboulis et avalanches)
Epaisseur	0 à plusieurs mètres
Propriétés des formations superficielles	Teneur en eau variable, blocs volumineux
Pourcentage de couverture végétale	80 %

LE SCENARIO DE RUPTURE

Caractéristiques générales

Date	> 7625±65 ^{14}C ans BP*
Durée estimée	Quelques minutes max.
Conditions climatiques	Période plus froide après l'Alerod ?
Facteurs déclenchants ou aggravants	Perte ou apport d'une surcharge glaciaire ? Séisme ?, Période pluvieuse ?

Processus de déstabilisation et de rupture au niveau de la zone source

Rupture, réactivation ou accélération	Rupture brutale
Type de rupture	Glissement d'un dièdre
Angle de frottement	~ 24°
Direction moyenne du vecteur déplacement	N310
Nombre de phases de rupture	1

Le déplacement et la masse déplacée

Hauteurs de chute (apparente H, réelle H')	1300 m et 800 m
Distances de parcours (apparente L, réelle L')	4700 m et ~ 2500 m
Coefficients de frottement (apparent H/L, réel H'/L')	0,28 et ~ 0,32
Distance excessive de parcours Le	2733 m
Volume estimé V	125 millions de m^3
Energie potentielle initiale Ep	$2{,}63.10^{15}$ J
Mouvement principal et trajectoires	Avalanche de roches vers NW
Transitions de comportement	Glissement à avalanche de roches
Directions de propagation	Amont vers NE et aval vers SW
Vitesses estimées v	~ 90 $m.s^{-1}$
Comportement	Confiné par vallée glaciaire, puis étalement
Evolution de l'état de fracturation	Réduction granulométrique intense
Teneur en eau	Très faible
Degré de saturation	?
Paramètres rhéologiques	50 % de matrice, 50 % de blocs
Phénomènes particuliers	Cisaillement, jigsaw, dilatance, frottements
Interface avec substratum	Absence d'indices
Pertes d'énergie	Frottements et collisions
Phénomènes associés (poussière, souffle, …)	?

Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts

Largeur	500 à 750 m
Longueur	3000 m
Epaisseur maximale	~ 170 m
Aire des dépôts A	2 km^2
Position du centre de gravité	~ 1600 m
Vitesse d'impact à la base du versant v_{max}	~ 100 $m.s^{-1}$
Altitude maximale sur le versant opposé	1752 m
Remontée topographique estimée h	~ 100 m
Forme des dépôts	Lobe confiné par la vallée
Obstacles sur le parcours	Fond et versant opposé de la vallée
Etat final de stabilité	Modéré à mauvais près de la gorge de l'Arc
Angles de repos	90° après cimentation calcaire
Granularité	Très anguleux
Granoclassement	Pas de granoclassement, gros blocs en surface
Structuration	Stratification, jigsaw, imbrications
Nature de la matrice	Calcite, quartz, illite
Pourcentage de matrice	50 %, silto-sableuse
Angles de frottement	Humide : 20 à 30°
Porosité et perméabilité	Porosité de fracturation après cimentation
Présence d'éléments arrachés à la pente	Non observés

LES CONSEQUENCES HYDROLOGIQUES ASSOCIEES ET INDUITES

Le Barrage

Type	Barrière
Longueur	750 m
Largeur	1250 m
Hauteur	~ 110 m
Côte maximale	> 1752 m

Le Lac de barrage

Type	Vallée principale
Longueur	> 8 km
Surface inondée	~ 7,5 km^2
Profondeur maximale	~ 130 m
Volume	< 300 millions de m^3
Côte maximale	1750 m
Type de rupture	Débordement
Durée de subsistance du lac	Plusieurs dizaines d'années
Distance parcourue par la vague	?

INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES

* Datation réalisée sur un morceau de bois découvert dans les dépôts lacustres (Couture et al. 1997)

Letourneur et al. (1983), Hugonin (1988), Fudral et al. 1994, Couture et al. (1997), Couture (1998)

Fiche-type d'analyse
du glissement rocheux de Flims (Grisons, Suisse)

LE VERSANT

Localisation	
Ville et village le plus proche	Flims
Rivière, Vallée, Massif montagneux	Voderrhein (Rhin Antérieur), Flimserstein
Département, Région, Pays	Graubünden, Canton des Grisons, Suisse
Aménagements existants	Nationale 19, Route reliant Bonaduz à Ilanz
	Pistes, ligne ferroviaire Chur-Andermatt
Coordonnées géographiques du site	46°50'N, 9°17'E

Climat actuel	Aucun impact sur cet événement ancien
Type de climat	Alpin
Station météorologique la plus proche	?
Précipitations	?
Températures	?
Période de persistance du gel	?
Importance et durée de la couverture neigeuse	?

Morphologie et géologie	
Type de profil du versant	Large vallée glaciaire en U
Pente globale	18°
Altitudes extrêmes	3099 m (Piz Segnas)
Dénivellation	2500 m
Exposition	SSE (Adret)
Nature pétrographique	Calcaires marmoréens et roches détritiques
Etat d'altération	Modéré, par karstification
Cadre tectonique régional	Massif de Calanda
	Domaines externes
	Couverture de la zone helvétique (= dauphinoise)
Structures du massif rocheux	Anisotrope
	Ecroulements et basculements de blocs
Eléments structuraux	Stratification
	Fractures
Attitudes des éléments structuraux	Stratification favorable
	Fractures sub-verticales
Formations superficielles	Peu importantes, éboulis
Epaisseur des formations superficielles	? (faible)

Hydrologie et hydrogéologie	
Réseau de drainage du versant	Torrents de Flem, Mulin et Turnigla
Types d'écoulement	Superficiel, fonte des neiges
Nappes de versant et typologie	?
Activité de la rivière de fond de vallée	Aucune action sur la stabilité du versant
Plan d'eau à la base du versant	? (lac de barrage de Tamins)

Couverture végétale actuelle	
Formations végétales	Prairies alpines, quelques résineux
Pourcentage du versant	50 %

LA ZONE SOURCE

Caractéristiques morphologiques

Altitudes maximale et minimale	2634 m et 1200 m
Pente moyenne	22°
Dimensions (H, L, l)	500 m, 5000 m, 2000 m
Aire de la zone de rupture	> 10 km^2
Volume estimé	~ 9,3 km^3 (9 300 millions de m^3)
Position du centre de gravité	~ 2000 m
Aspects morphologiques particuliers	Glacier de Segnas

Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales

Nature pétrographique	Marbres calcaires, schistes et roches détritiques
Etat du matériau	Modérée par karstification et cycles gel-dégel
Densité de fracturation	?
Décompression	Glaciaire
Propriétés des familles de discontinuités	**S0 :** stratification, 18-30°/N170 Surfaces étendues, denses, concaves **F1 :** fractures (failles ?), N155/80°E Parois étendues, espacées de plusieurs mètres **F2 :** fractures, N165/90° Faible extension, denses, ouvertes
Discontinuités jouant un rôle sur la rupture	S0 : Stratification F1 : Faille ?

Caractéristiques mécaniques

Résistance à la compression simple	σ_c = 58±20 MPa
Angles de frottement	25 à 50° suivant la roche et les conditions
Densité	~ 2700 $kg.m^{-3}$
Propriétés des discontinuités	Stratification lisse à soyeuse Fractures nettes et ouvertes
Propriétés mécaniques du massif	?

Déformations et ruptures antérieures

Niche d'arrachement ancienne	?
Fissures de traction	?
Ouvertures de discontinuités	Par décompression et cycles gel-dégel
Surfaces de cisaillement récentes	Stries
Changements morphologiques	Ecroulement de Fidaz
Basculement de blocs	Non
Chutes de blocs	Ecroulements

Hydrologie et hydrogéologie à l'échelle de la zone source

Localisation et débit des sources	Fracturation, faible
Type et densité du réseau de drainage	Torrent de Flem, faible
Surface englacée	Glacier de Segnas en arrière de Cassons
Nappes de versant et typologie	?

Couverture végétale au niveau de la zone source

Formations végétales	Prairies alpines
Pourcentage de la superficie de la zone source	~ 40 %

LES PENTES INFERIEURES

Profils topographiques

Dénivelé, Extension horizontale	~ 600 m, ~ 4000 m
Angles de pente moyenne et par sections	~ 9°
Forme en coupe verticale	Concave
Forme en plan	Rectiligne

Formations du substratum, formations superficielles et couverture végétale

Nature pétrographique du substratum	Calcaires marmoréens
Etat d'altération du substratum	Modéré
Etat de fracturation du substratum	?
Type de formations superficielles	Eboulis
Epaisseur	? (faible)
Propriétés des formations superficielles	Blocs anguleux et volumineux
Pourcentage de couverture végétale	~ 60 %

LE SCENARIO DE RUPTURE

Caractéristiques générales

Date	9500 ans cal. ?*
Durée estimée	Quelques minutes max.
Conditions climatiques	Fin de l'Alerod, période froide ?
Facteurs déclenchants ou aggravants	Séisme ?, Karstification et précipitations ?
	Perte ou apport de surcharge glaciaire ?

Processus de déstabilisation et de rupture au niveau de la zone source

Rupture, réactivation ou accélération	Rupture brutale
Type de rupture	Glissement plan à courbe
Angle de frottement	25°
Direction moyenne du vecteur déplacement	N170
Nombre de phases de rupture	1

Le déplacement et la masse déplacée

Hauteurs de chute (apparente H, réelle H')	2080 m et 1100 m
Distances de parcours (apparente L, réelle L')	16500 m et ~ 6000 m
Coefficients de frottement (apparent H/L, réel H'/L')	0,12 et 0,18
Distance excessive de parcours Le	13350 m
Volume estimé V	12 km^3 (12 000 millions de m^3)
Energie potentielle initiale Ep	$3{,}56.10^{17}$ J
Mouvement principal et trajectoires	Glissement vers SSE
Transitions de comportement	Glissement en avalanche de roches
Directions de propagation	SW (Amont), NE (aval), SE (dans deux vallons)
Vitesses estimées v	135 $m.s^{-1}$
Comportement	Confiné par la vallée glaciaire et étalement
Evolution de l'état de fracturation	Réduction granulométrique intense
Teneur en eau	Très faible
Degré de saturation	?
Paramètres rhéologiques	Peu de blocs (20 à 30 % estimés)
Phénomènes particuliers	Cisaillement, jigsaw, dilatance, frottement
Interface avec substratum	Erosif (assimilation et poussée frontale)
Pertes d'énergie	Frottements et collisions
Phénomènes associés (poussière, souffle, …)	?

Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts

Largeur	1500 à 7500 m
Longueur	~ 11500 m
Epaisseur maximale	~ 500 m (min.)
Aire des dépôts A	~ 60 km^2
Position du centre de gravité	~ 850 m
Vitesse d'impact à la base du versant v_{max}	~ 150 $m.s^{-1}$
Altitude maximale sur le versant opposé	1150 m
Remontée topographique estimée h	50 m
Forme des dépôts	Masse glissée avec faible étalement confiné
Obstacles sur le parcours	Fond et versant opposé de la vallée
Etat final de stabilité	Mauvais (altération facile du matériau calcaire)
Angles de repos	90° après cimentation calcaire
Granularité	Grains très anguleux
Granoclassement	Aucun granoclassement, gros blocs en surface
Structuration	Stratification, jigsaw
Nature de la matrice	Calcite
Pourcentage de matrice	?
Angles de frottement	?
Porosité et perméabilité	?
Présence d'éléments arrachés à la pente	Blocs de schistes, alluvions fluvio-glaciaires

LES CONSEQUENCES HYDROLOGIQUES ASSOCIEES ET INDUITES

Le Barrage

Type	Barrière
Longueur	5000 m
Largeur	5000 m
Hauteur	~ 450 m
Côte maximale	< 1150 m

Les Lacs de barrage

Type	Vallée principale et dépressions en surface
Longueur	~ 30 km
Surface inondée	> 92 km^2
Profondeur maximale	~ 450 m
Volume	~ 25 km^3
Côte maximale	< 1150 m
Type de rupture	Débordement (effondrement ?)
Durée de subsistance du lac	Quelques mois à quelques années
Distance parcourue par la vague	160 km (lac de Constance)

INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES

* Datation réalisée à partir d'un morceau de bois découvert sous les dépôts (Schneider et al. 2001)

Heim (1883, 1932), Abele (1970, 1997), Nabholz (1975), Erismann (1979), Poschinger et Haas (1997), Schneider et al. (1999), Pollet (2000), Erismann et Abele (2001), Schneider et al. (2001)

Fiche-type d'analyse
du glissement rocheux de Köfels (Tyrol, Autriche)

LE VERSANT

Localisation

Ville et village le plus proche	Köfels
Rivière, Vallée, Massif montagneux	Ötztal, Ötztal
Département, Région, Pays	Tyrol, Autriche
Aménagements existants	Route 186, Routes de Köfels et de Niederthai Piste du refuge de Wurzbergalm
Coordonnées géographiques du site	47°17'N, 10°55'E

Climat actuel

Aucun impact sur cet événement ancien

Type de climat	Alpin
Station météorologique la plus proche	?
Précipitations	?
Températures	?
Période de persistance du gel	?
Importance et durée de la couverture neigeuse	?

Morphologie et géologie

Type de profil du versant	Vallée glaciaire en U
Pente globale	25° à 70°
Altitudes extrêmes	3097 m (Blockkogel)
Dénivellation	2000 m
Exposition	Est
Nature pétrographique	Gneiss, schistes et micaschistes
Etat d'altération	Faible
Cadre tectonique régional	Substratum en place de la zone austro-alpine Âge Paléozoïque
Structures du massif rocheux	Anisotrope Nombreuses parois sub-verticales
Eléments structuraux	Foliation Fractures
Attitudes des éléments structuraux	Foliation à pendage variable (25 à 50°) Fractures sub-verticales
Formations superficielles	Eboulis et moraines
Epaisseur des formations superficielles	? (0 à plusieurs mètres)

Hydrologie et hydrogéologie

Réseau de drainage du versant	Aucun torrent
Types d'écoulement	Souterrain
Nappes de versant et typologie	?
Activité de la rivière de fond de vallée	Aucune action sur la stabilité du versant
Plan d'eau à la base du versant	?

Couverture végétale actuelle

Formations végétales	Prairies alpines et résineux
Pourcentage du versant	~ 80 %

LA ZONE SOURCE

Caractéristiques morphologiques

Altitudes maximale et minimale	~ 2400 m et 1000 m
Pente moyenne	23°
Dimensions (H, L, l)	250 m, 3500 m, 3000 m
Aire de la zone de rupture	~ 9,5 km^2
Volume estimé	~ 2,5 km^3 (2 500 millions de m^3)
Position du centre de gravité	1700 m
Aspects morphologiques particuliers	Cirque glaciaire en arrière de la crête de Fundus

Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales

Nature pétrographique	Orthogneiss et micaschistes
Etat du matériau	Altération faible
Densité de fracturation	?
Décompression	Glaciaire
Propriétés des familles de discontinuités	F : foliation, 25 à 50° vers Est (NE à SE) Surfaces étendues, espacées de plusieurs dm Fractures subverticales Faible extension, denses, ouvertes
Discontinuités jouant un rôle sur la rupture	F : foliation Fractures

Caractéristiques mécaniques

Résistance à la compression simple	?
Angles de frottement	?
Densité	~ 2250 $kg.m^{-3}$
Propriétés des discontinuités	Foliation rugueuse (gros minéraux) Fractures nettes et ouvertes
Propriétés mécaniques du massif	?

Déformations et ruptures antérieures

Niche d'arrachement ancienne	?
Fissures de traction	?
Ouvertures de discontinuités	Décompression et cycles gel-dégel
Surfaces de cisaillement récentes	0
Changements morphologiques	Aucun
Basculement de blocs	Quelques basculements de blocs
Chutes de blocs	Vers le vallon de Fundus

Hydrologie et hydrogéologie à l'échelle de la zone source

Localisation et débit des sources	Fracturation ?
Type et densité du réseau de drainage	Aucun torrent
Surface englacée	Glaciers autour du Blockkogel
Nappes de versant et typologie	?

Couverture végétale au niveau de la zone source

Formations végétales	Prairies alpines et résineux
Pourcentage de la superficie de la zone source	~ 50 %

LES PENTES INFERIEURES

Profils topographiques	Pas de pente inférieure
Dénivelé, Extension horizontale	
Angles de pente moyenne et par sections	
Forme en coupe verticale	
Forme en plan	

Formations du substratum, formations superficielles et couverture végétale	
Nature pétrographique du substratum	
Etat d'altération du substratum	
Etat de fracturation du substratum	
Type de formations superficielles	
Epaisseur	
Propriétés des formations superficielles	
Pourcentage de couverture végétale	

LE SCENARIO DE RUPTURE

Caractéristiques générales	
Date	> 9800±100 ^{14}C ans cal. BP*
Durée estimée	Quelques minutes (max.)
Conditions climatiques	Fin de l'Alerod, période froide ?
Facteurs déclenchants ou aggravants	Séisme ?, Précipitations ?
	Perte ou apport de surcharge glaciaire

Processus de déstabilisation et de rupture au niveau de la zone source	
Rupture, réactivation ou accélération	Rupture brutale
Type de rupture	Glissement selon une surface incurvée
Angle de frottement	?
Direction moyenne du vecteur déplacement	N080
Nombre de phases de rupture	1

Le déplacement et la masse déplacée	
Hauteurs de chute (apparente H, réelle H')	600 m et 500 m
Distances de parcours (apparente L, réelle L')	5400 m et ~ 2400 m
Coefficients de frottement (apparent H/L, réel H'/L')	0,11 et 0,21
Distance excessive de parcours Le	4500 m
Volume estimé V	~ 3 km^3
Energie potentielle initiale Ep	3,37.10^{16} J
Mouvement principal et trajectoires	Glissement vers Est
Transitions de comportement	Aucun
Directions de propagation	Vers l'Est
Vitesses estimées v	100 m.s^{-1}
Comportement	Confiné et sans étalement dans la vallée glaciaire
Evolution de l'état de fracturation	Réduction granulométrique
Teneur en eau	Très faible
Degré de saturation	?
Paramètres rhéologiques	Peu de matrice (10 % max.)
Phénomènes particuliers	Cisaillement, frottement, jigsaw
Interface avec substratum	Erosif (poussée frontale)
Pertes d'énergie	Frottements (chaleur) et collisions
Phénomènes associés (poussière, souffle, …)	Fusion de la roche

Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts

Largeur	3600 m
Longueur	4200 m
Epaisseur maximale	> 500 m
Aire des dépôts A	13,5 km^2
Position du centre de gravité	1250 m
Vitesse d'impact à la base du versant v_{max}	130 $m.s^{-1}$
Altitude maximale sur le versant opposé	1640 m
Remontée topographique estimée h	?
Forme des dépôts	Massive
Obstacles sur le parcours	Versant opposé de la vallée de l'Ötztal
Etat final de stabilité	Mauvais dans la gorge de Maurach
Angles de repos	90° dans le cas de la roche foliée
Granularité	Grains très anguleux
Granoclassement	Aucun granoclassement, gros blocs distaux
Structuration	Foliation, jigsaw
Nature de la matrice	Sable et graviers de gneiss
Pourcentage de matrice	< 10 %
Angles de frottement	?
Porosité et perméabilité	Très élevées
Présence d'éléments arrachés à la pente	Alluvions torrentielles

LES CONSEQUENCES HYDROLOGIQUES ASSOCIEES ET INDUITES

Le Barrage

Type	Barrière
Longueur	3000 m
Largeur	1500 m
Hauteur	~ 400 m
Côte maximale	~ 1450 m

Le Lac de barrage

Type	Vallée principale et vallée secondaire
Longueur	~ 4000 m
Surface inondée	~ 5,85 km^2
Profondeur maximale	> 100 m
Volume	> 0,585 km^3
Côte maximale	> 1200 m
Type de rupture	Infiltrations (effondrement)
Durée de subsistance du lac	Plusieurs dizaines d'années
Distance parcourue par la vague	?

INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES

* Datation réalisée à partir d'un morceau de bois découvert sous les dépôts (Heuberger et al. 1984, Ivy-Ochs et al. 1998, Kubik et al. 1998)

Pischler (1863), Hammer (1924, 1929), Reithofer (1932), Suess (1937), Statzer (1937), Klebersberg (1951), Milton (1964), Heuberger (1966, 1975), Preuss (1971, 1974), Erismann et al. (1977), Eisbacher et Clague (1984), Heuberger et al. (1984), Masch et al. (1985), Leroux et Doukhan (1993), Leroux (1994), Ivy-Ochs et al. (1998), Kubik et al. (1998), Erismann et Abele (2001), Sorensen et Bauer (2003)

Annexe C :

Données associées aux sites d'études de La Madeleine, Flims et Köfels

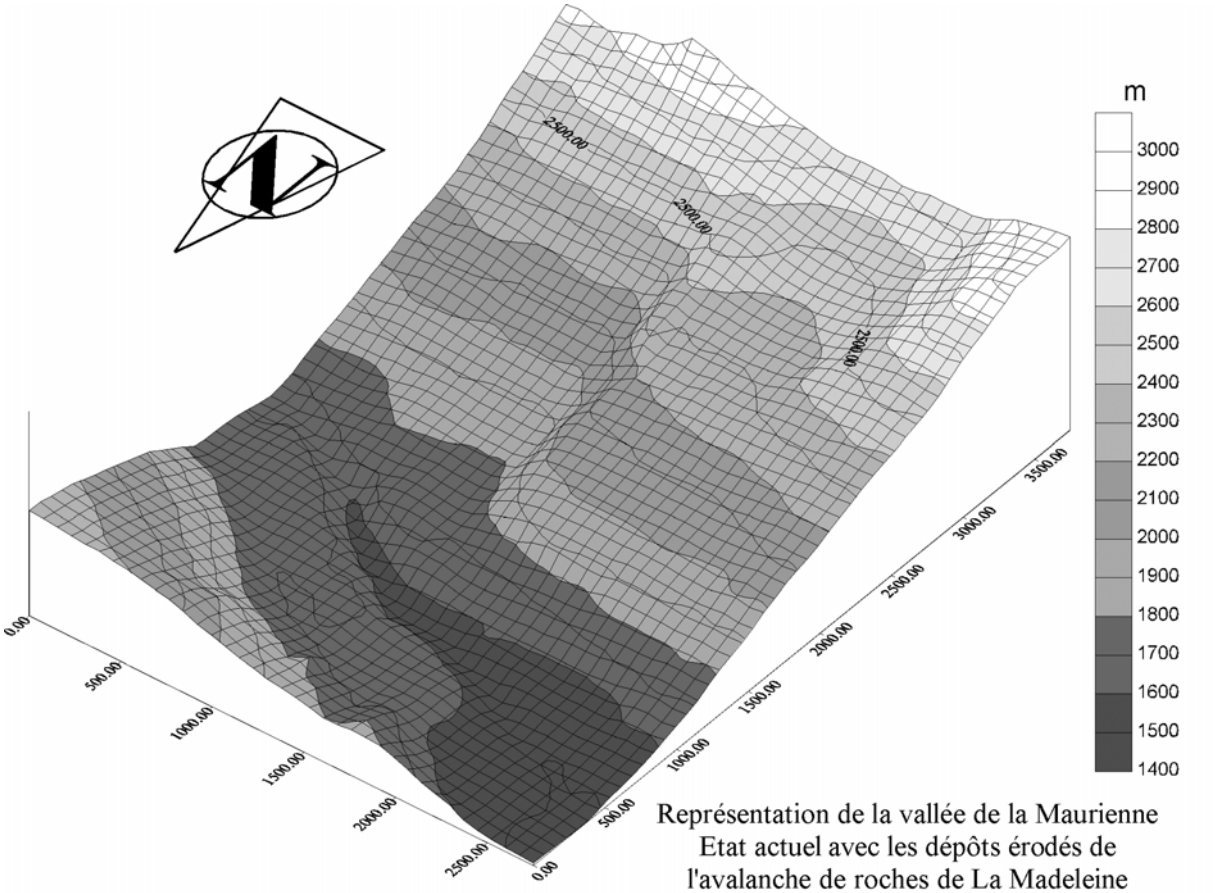
Modèles Numériques de Terrain des sites de La Madeleine et de Flims

Résultats des tests de résistance à la compression simple, site de La Madeleine

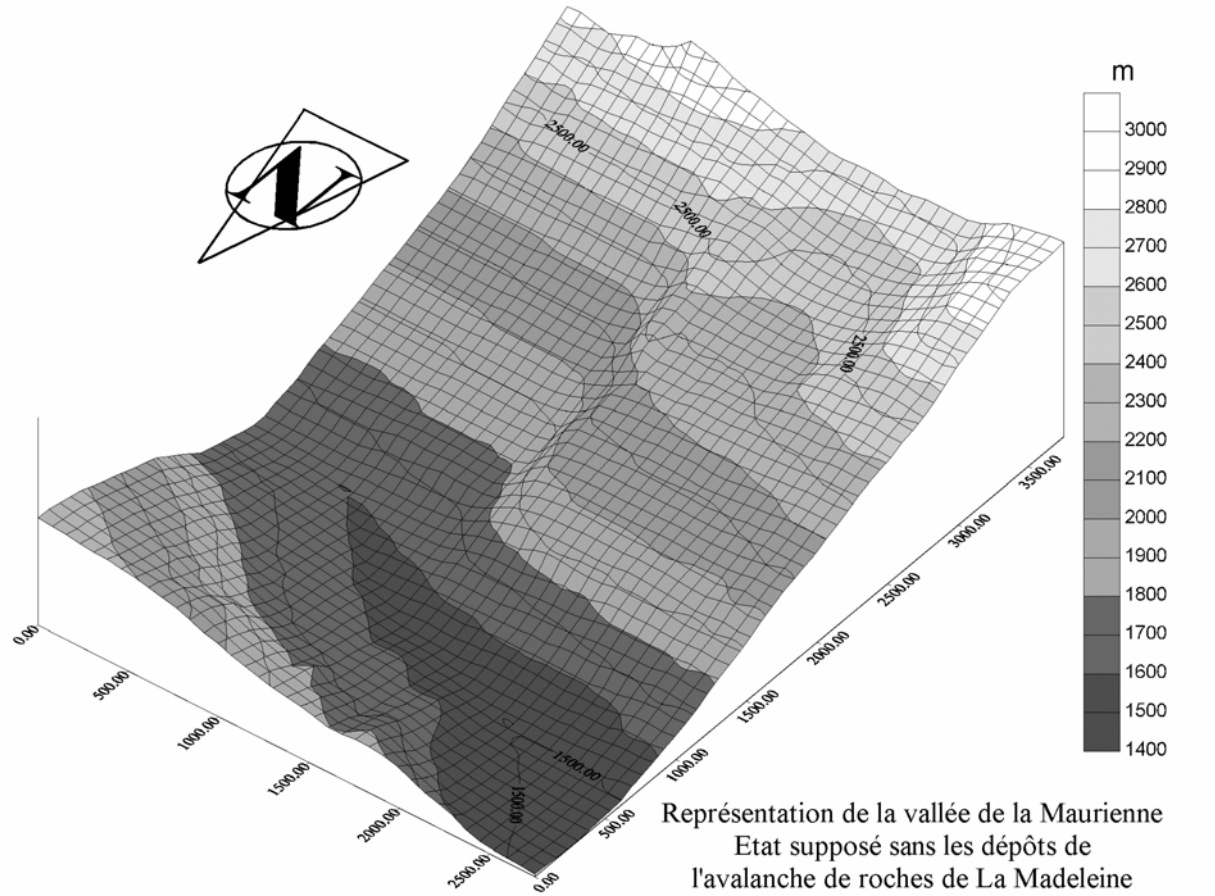
Données de fracturation du massif des Pignes, site de La Madeleine

Courbes blocométriques et granulométriques au site de La Madeleine

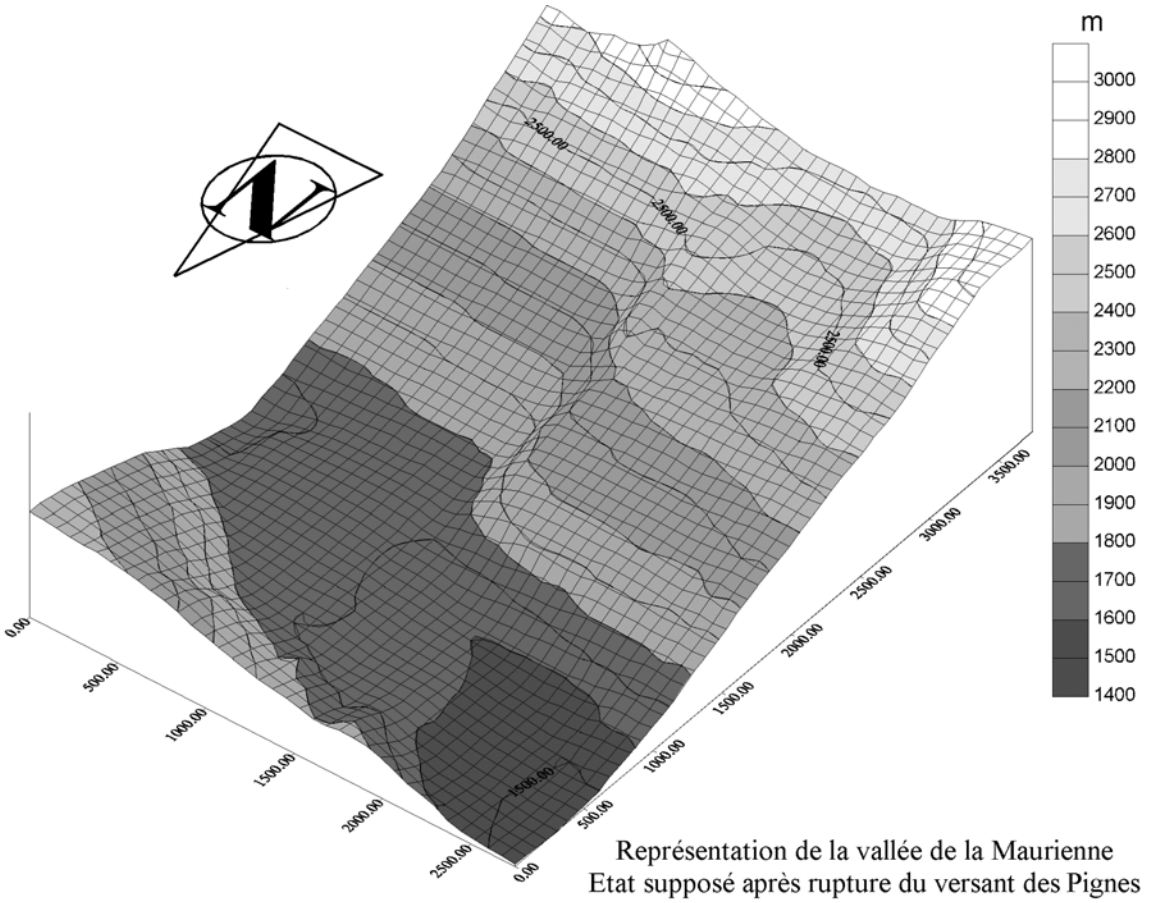
Résultats granulométrie laser aux 3 sites d'étude



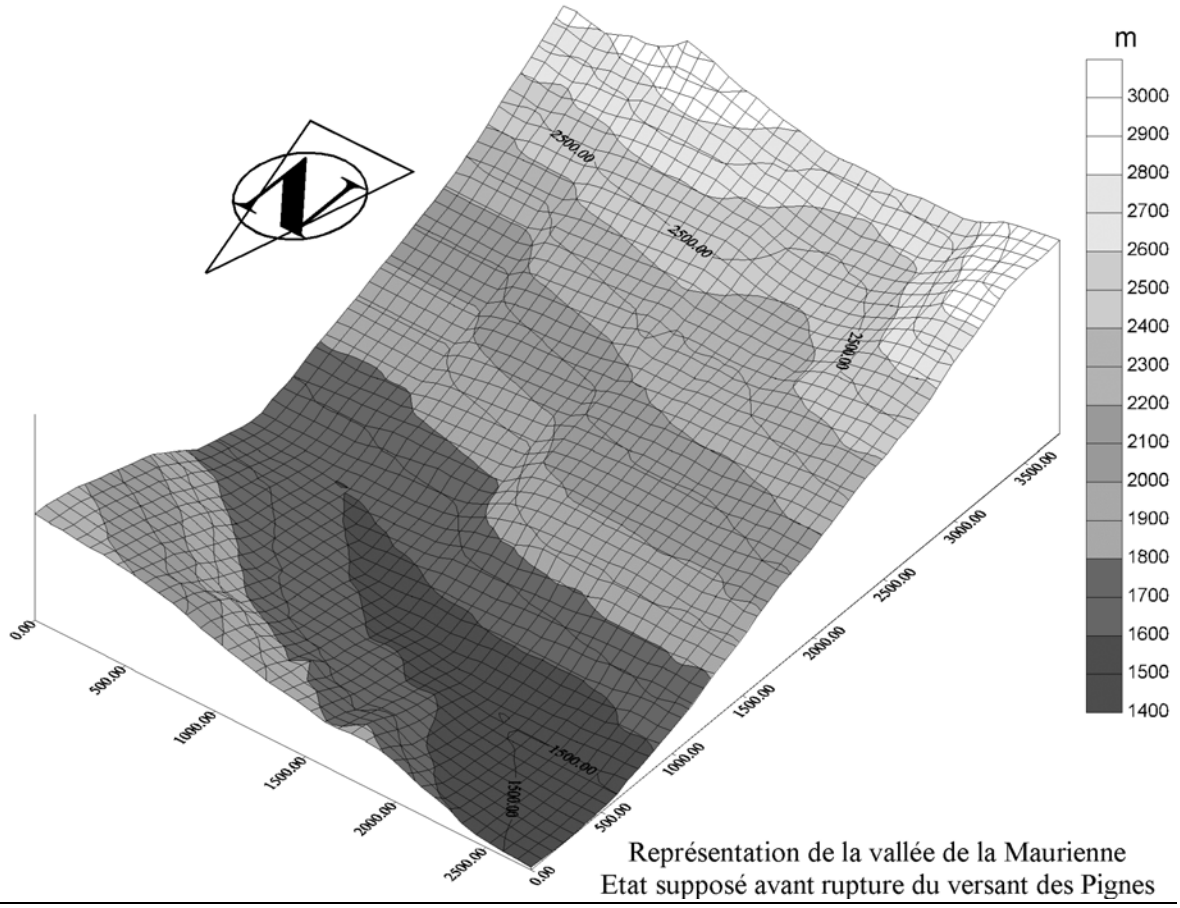
Représentation de la vallée de la Maurienne
Etat actuel avec les dépôts érodés de
l'avalanche de roches de La Madeleine



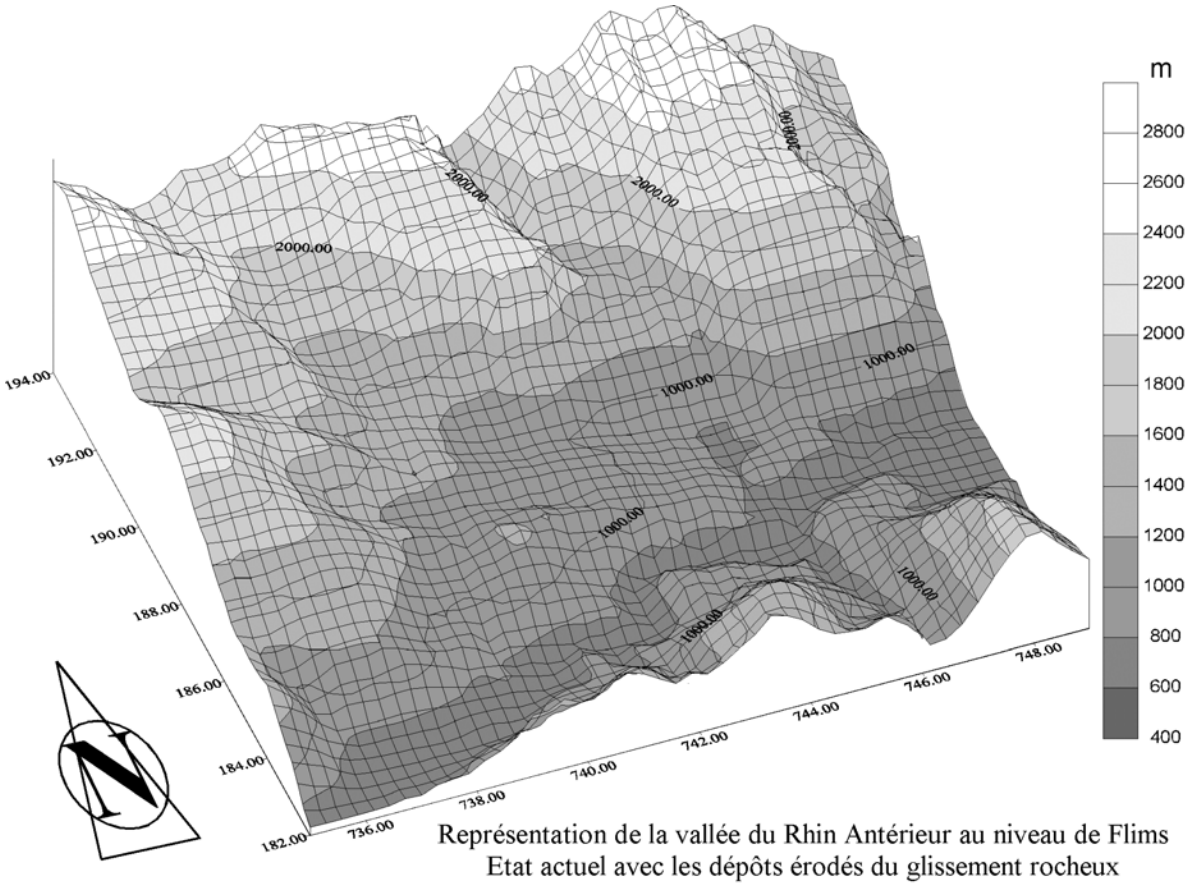
Représentation de la vallée de la Maurienne
Etat supposé sans les dépôts de
l'avalanche de roches de La Madeleine



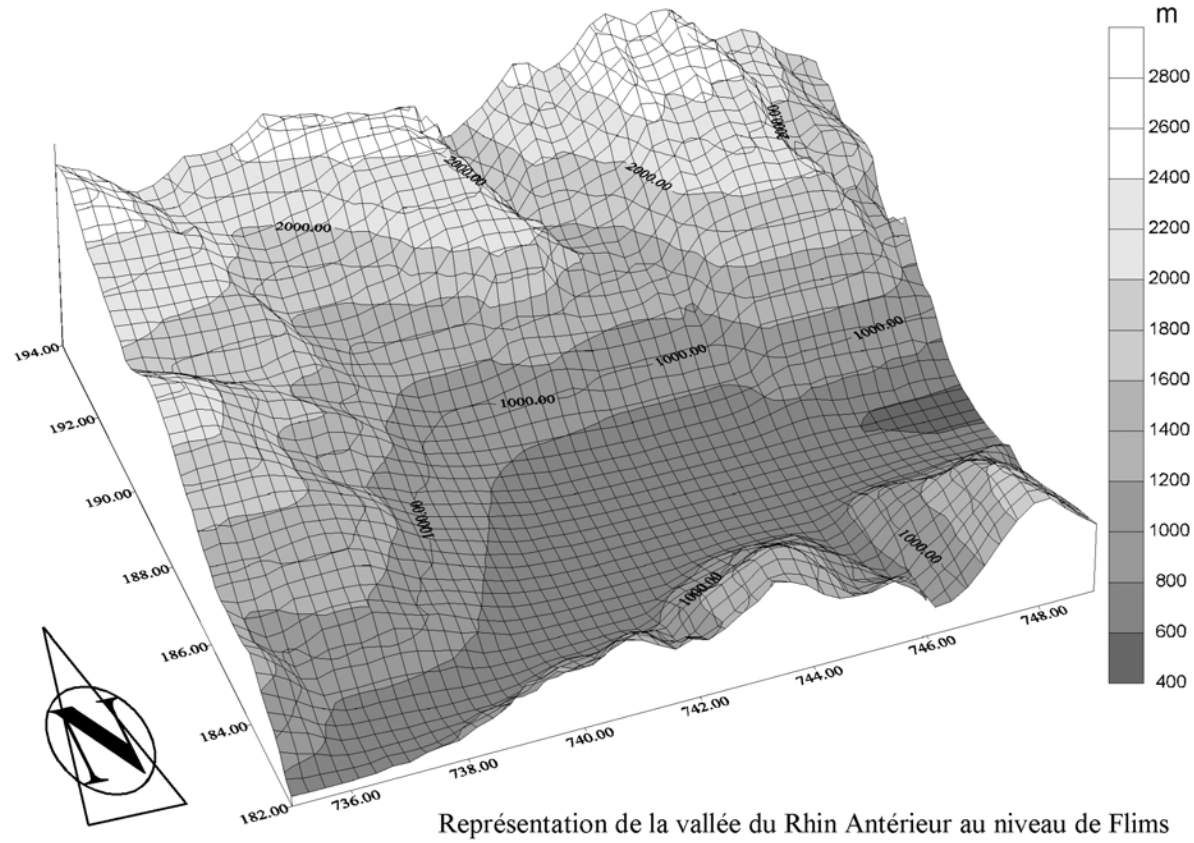
Représentation de la vallée de la Maurienne
Etat supposé après rupture du versant des Pignes



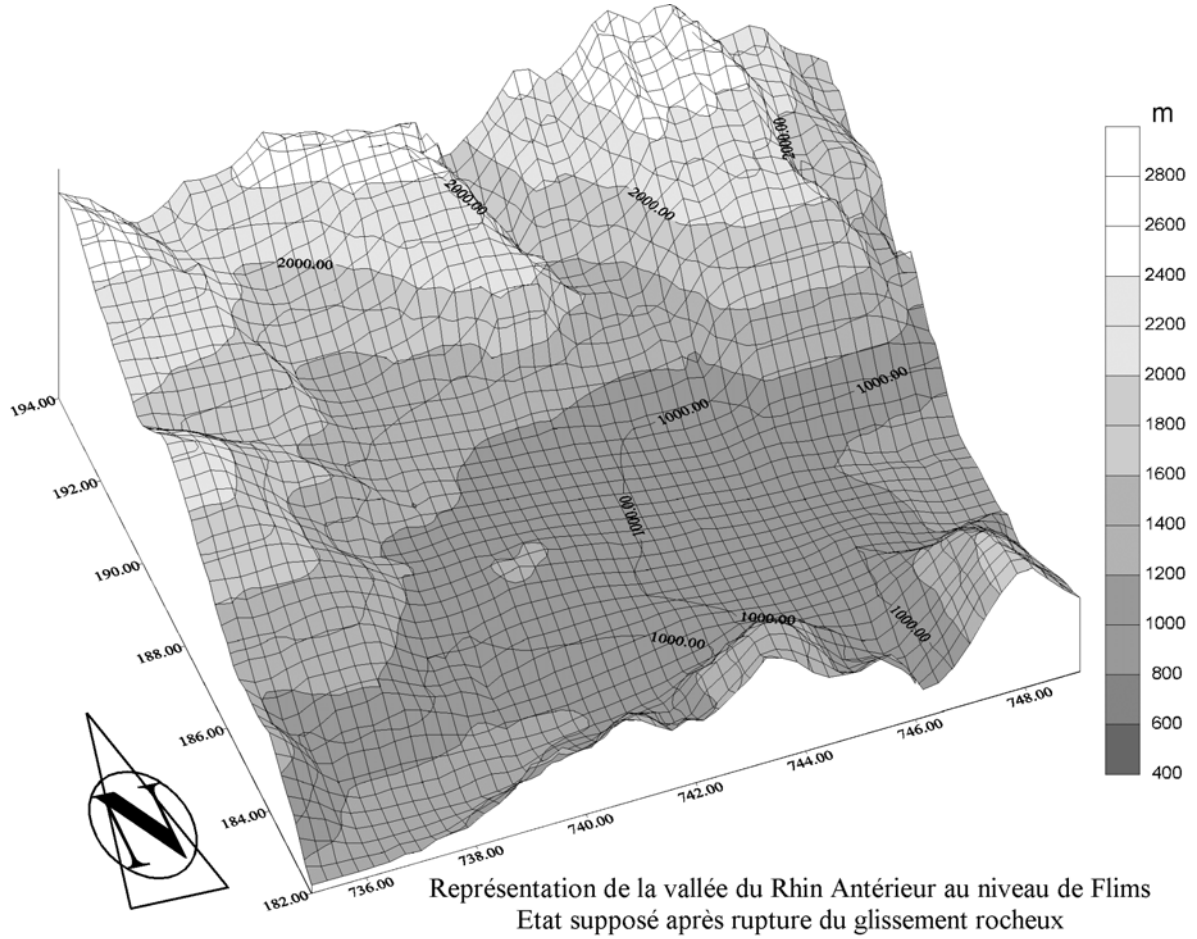
Représentation de la vallée de la Maurienne
Etat supposé avant rupture du versant des Pignes



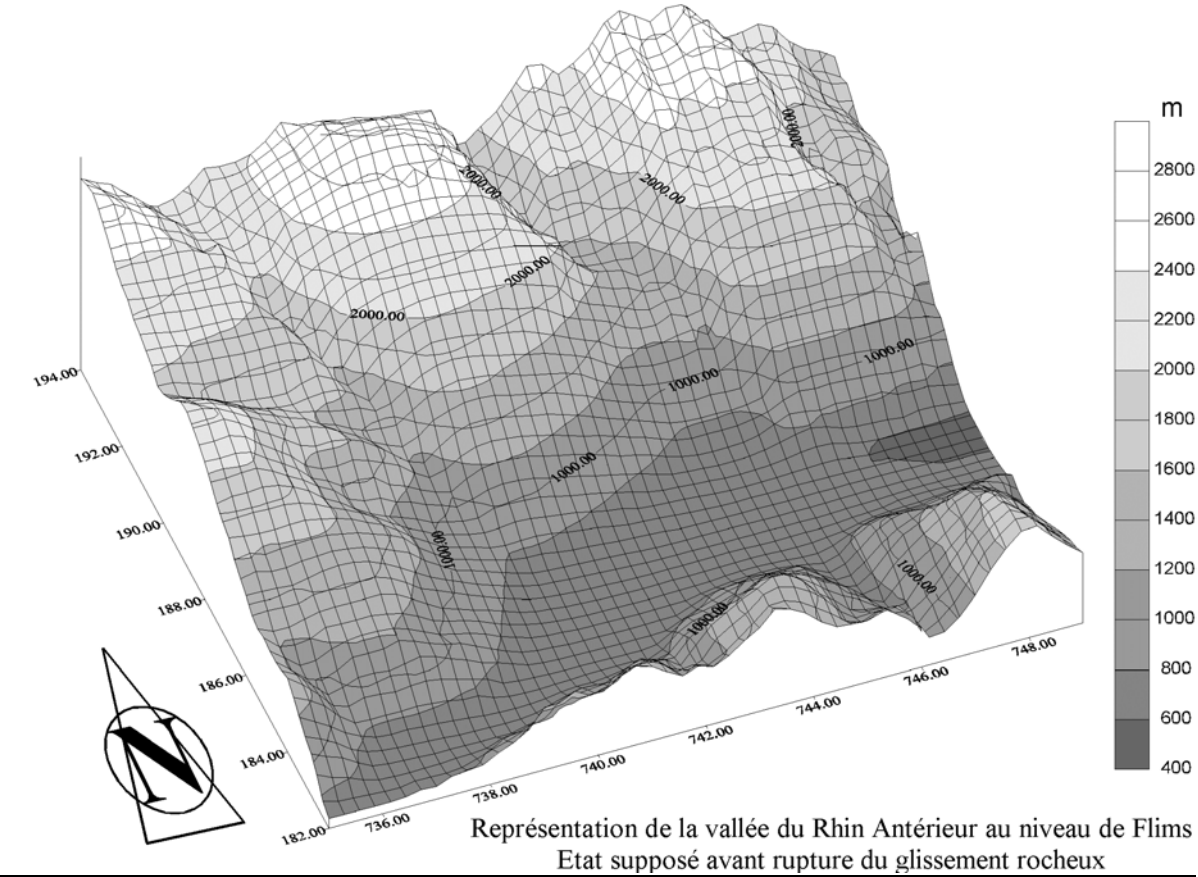
Représentation de la vallée du Rhin Antérieur au niveau de Flims
Etat actuel avec les dépôts érodés du glissement rocheux



Représentation de la vallée du Rhin Antérieur au niveau de Flims
Etat supposé sans les dépôts du glissement rocheux



Représentation de la vallée du Rhin Antérieur au niveau de Flims
Etat supposé après rupture du glissement rocheux



Représentation de la vallée du Rhin Antérieur au niveau de Flims
Etat supposé avant rupture du glissement rocheux

Résultats des tests de résistance à la compression simple, site de La Madeleine

N°	Echantillon	δ °	D cm	L cm	E	A cm^2	V cm^3	m g	ρ $g.cm^{-3}$	P kN	Rc MPa	Commentaires
P_X1	NP01-06	90	2,5	5,45	2,18	4,91	26,75	69,2	2,59	31	63,15	Encoche au sommet - Calcite suivant S1 - Flambage
P_Y1	NP01-06	0	2,5	5,45	2,18	4,91	26,75	69,5	2,60	25	50,93	Veine résistante de Calcite de 2 mm suivant S1 - Colonnes
P_Y2	NP01-06	0	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	69,4	2,57	21	42,78	Quelques micro-veines de Calcite - Colonnes
P_Z1	NP01-06	60	2,5	4,90	1,96	4,91	24,05	62,4	2,59	15	30,56	Eléments de Calcite diffus - Colonnes
P_Z2	NP01-06	55	2,5	4,55	1,82	4,91	22,33	57,8	2,59	18	36,67	Encoche au sommet - Large veine de Calcite résistante - Colonnes
G_Y1	NP01-06	0	4	8,60	2,15	12,57	108,07	285,6	2,64	80	63,66	Petites encoches - Veine résistante oblique de Calcite - Flambage
P_Y3	NP01-07	0	2,5	5,45	2,18	4,91	26,75	71,3	2,67	29	59,08	Petites encohes - Veine de Calcite oxydée - Colonnes
P_Y4	NP01-07	0	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	71,3	2,64	39	79,45	Encoche au sommet - Calcite suivant S1 - Colonnes
P_Z3	NP01-07	55	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	71,6	2,65	17,8	36,26	Veines de Calcite suivant S1 - Colonnes
P_Z4	NP01-07	45	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	71,6	2,65	15	30,56	Encoche au sommet suivant S1 - Rupture oblique S1
G_X2	NP01-07	90	4	7,90	1,98	12,57	99,27	270,8	2,73	106	84,35	Encoche au sommet suivant S1 - Rupture oblique relais de S1
G_Y2	NP01-07	0	4	8,55	2,14	12,57	107,44	292,7	2,72	75	59,68	Veine de Calcite de 2 mm suivant S1 - Encoche base - Désintégration
G_Z2	NP01-07	50	4	7,50	1,88	12,57	94,25	253,7	2,69	8	6,37	Coin de Calcite à la base - Rupture oblique S1
P_Y5	NP01-11	0	2,5	4,90	1,96	4,91	24,05	62,8	2,61	18	36,67	Fracture remplie suivant S1 - Fracture courbe au sommet
P_Y6	NP01-11	0	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	69,7	2,58	17,2	35,04	Fracture de Calcite oxydée - Rupture oblique S1
P_Y7	NP01-11	0	2,5	5,45	2,18	4,91	26,75	69,5	2,60	13	26,48	Schistosité à tendance courbe - Désintégration
P_Y8	NP01-11	0	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	69,6	2,58	14,2	28,93	Veine de calcite suivant S1 - Encoche au sommet - Rupture oblique relais de S1
P_Z5	NP01-11	55	2,5	5,50	2,20	4,91	27,00	69,7	2,58	24	48,89	Petite fracture de Calcite au sommet - Cône
P_Z6	NP01-11	60	2,5	5,20	2,08	4,91	25,53	66,5	2,61	24	48,89	Fracture en relais de S1 - Fracture oblique
P_Z7	NP01-11	60	2,5	4,20	1,68	4,91	20,62	53,7	2,60	30	61,12	Large veine de Calcite - Cône
P_Z8	NP01-11	60	2,5	4,45	1,78	4,91	21,84	56,8	2,60	26,2	53,37	Quelques veines de Calcite suivant S1 - Fracture oblique
G_X1	NP01-11	90	4	7,40	1,85	12,57	92,99	247,6	2,66	97	77,19	Quelques éléments de Calcite - Colonnes
G_X3	NP01-11	90	4	8,10	2,03	12,57	101,79	269,7	2,65	106	84,35	Fracture de Calcite coupant la schistosité - Colonnes
G_Y3	NP01-11	0	4	8,55	2,14	12,57	107,44	285,5	2,66	37,5	29,84	Sigmoïdes de Calcite - Rupture oblique en relais de S1
G_Z1	NP01-11	60	4	8,65	2,16	12,57	108,70	290,7	2,67	71	56,50	Veines de Calcite suivant S1 - Pyrite amorphe - Oblique S1
G_Z3	NP01-11	55	4	7,30	1,83	12,57	91,73	245,3	2,67	45	35,81	Fractures de Calcite - Fracture oblique

δ : angle entre l'axe de la carotte et la schistosité

D : diamètre de la carotte

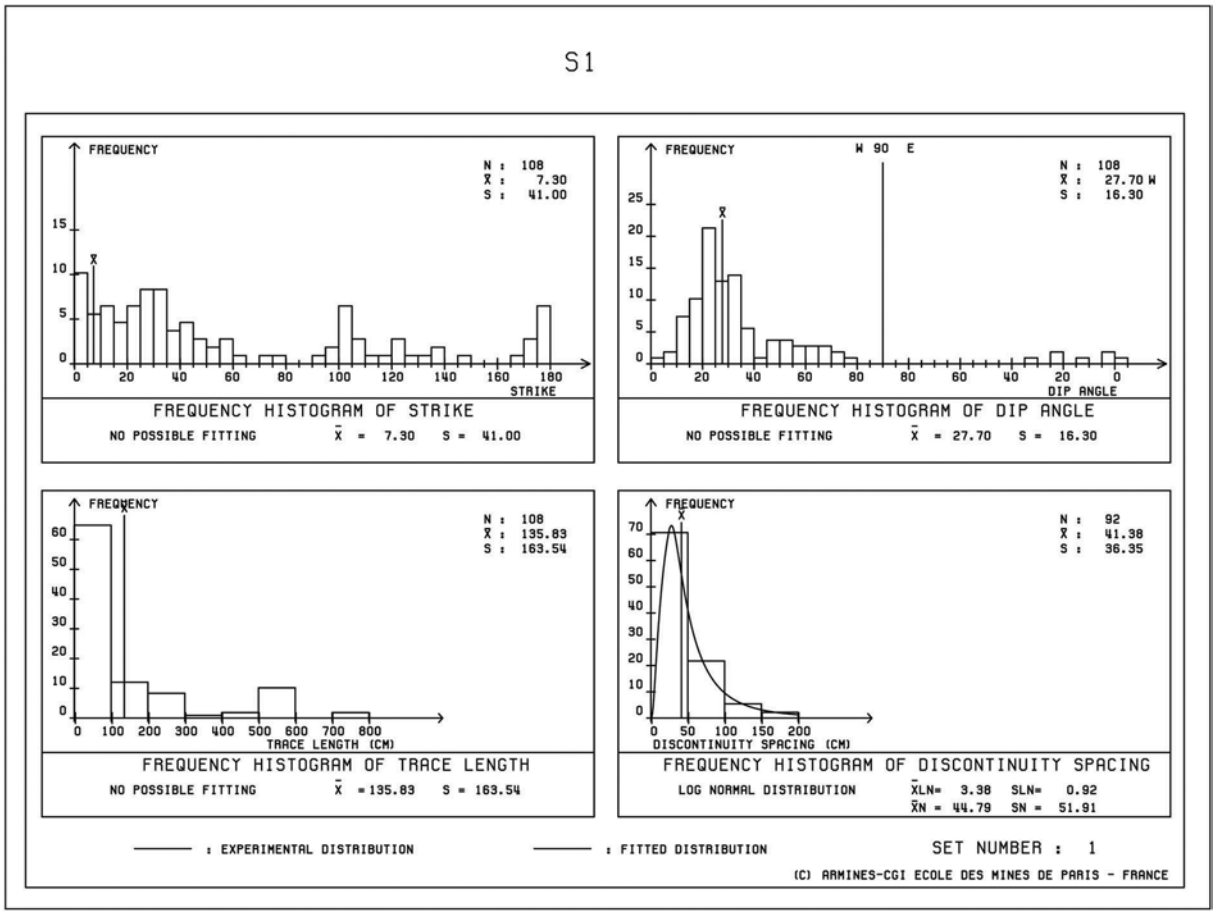
L : longueur de la carotte

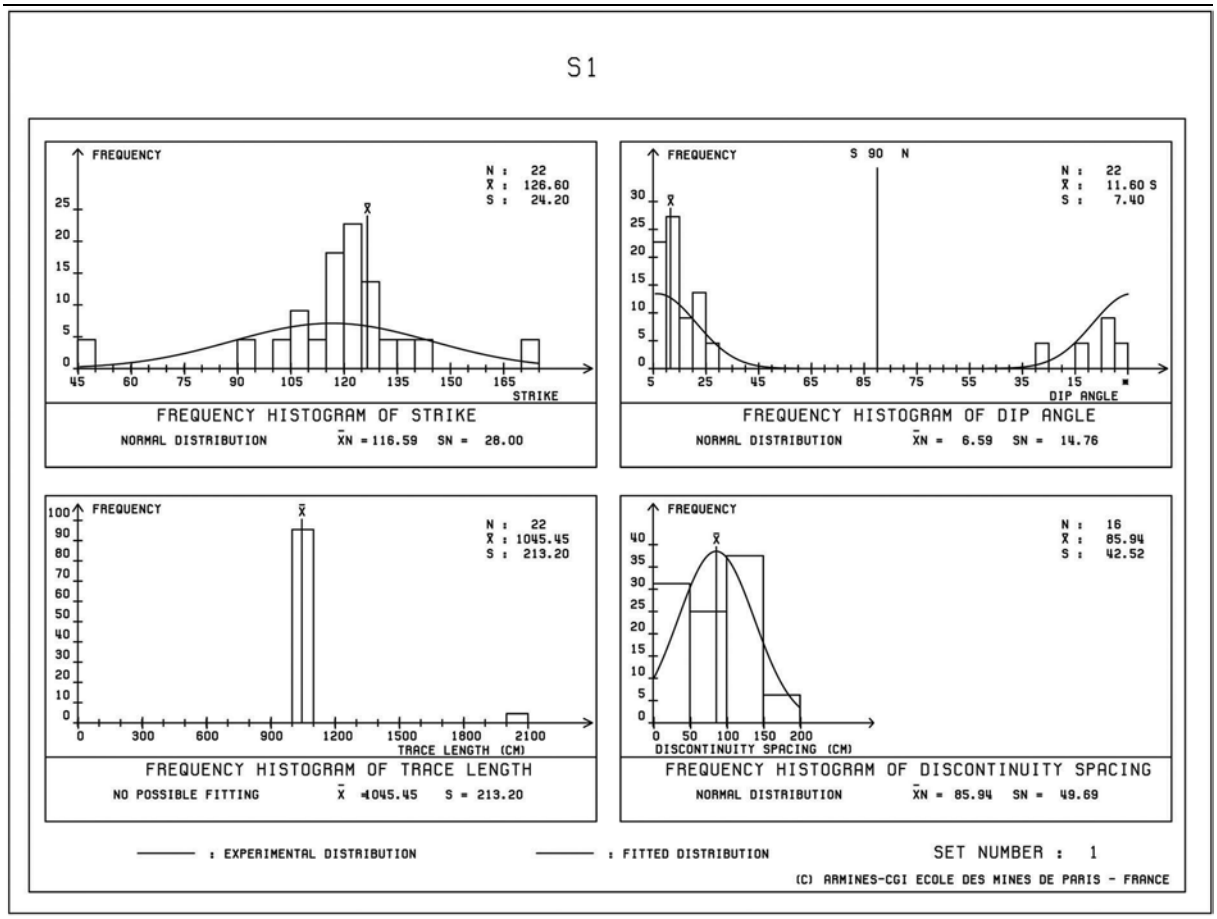
E : élancement (L/D)

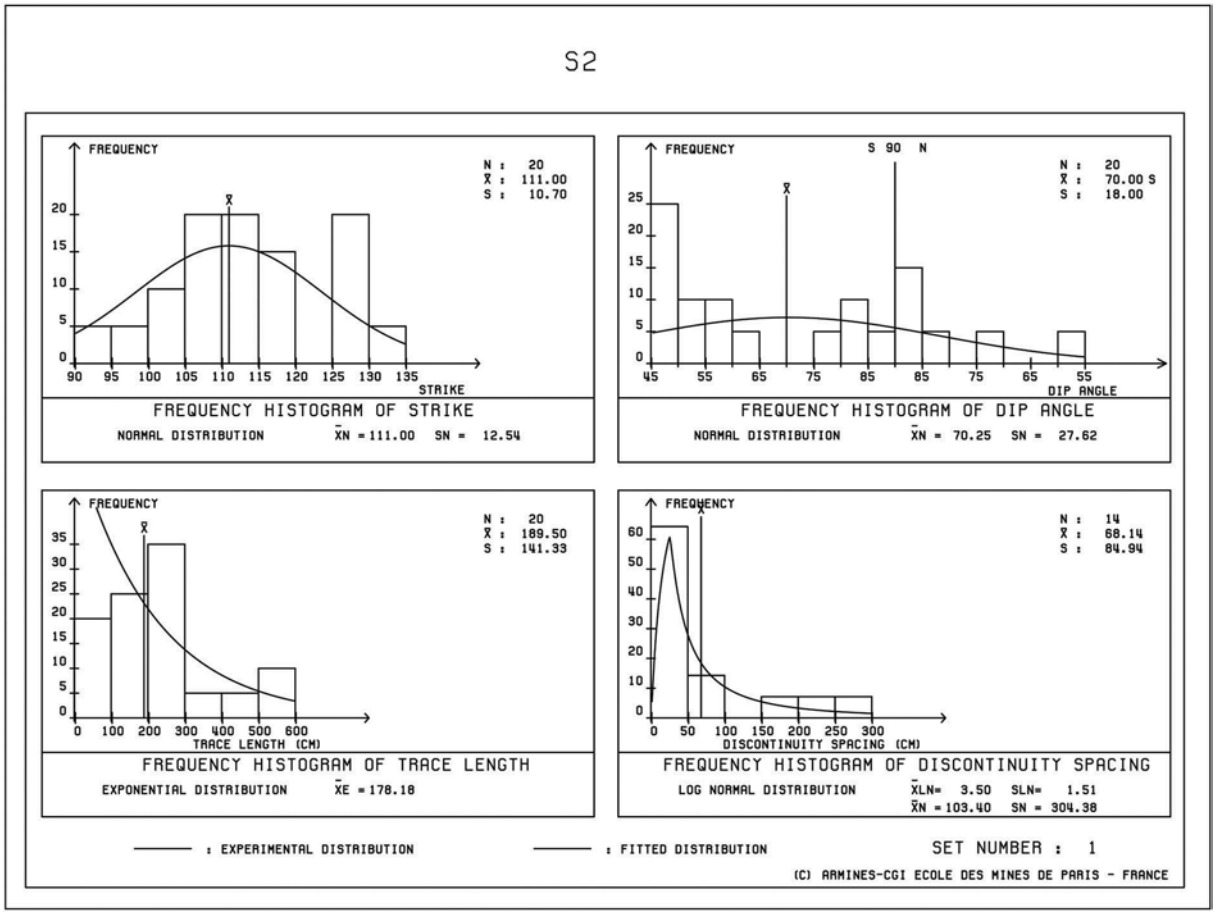
A, V : aire des faces et volume de la carotte

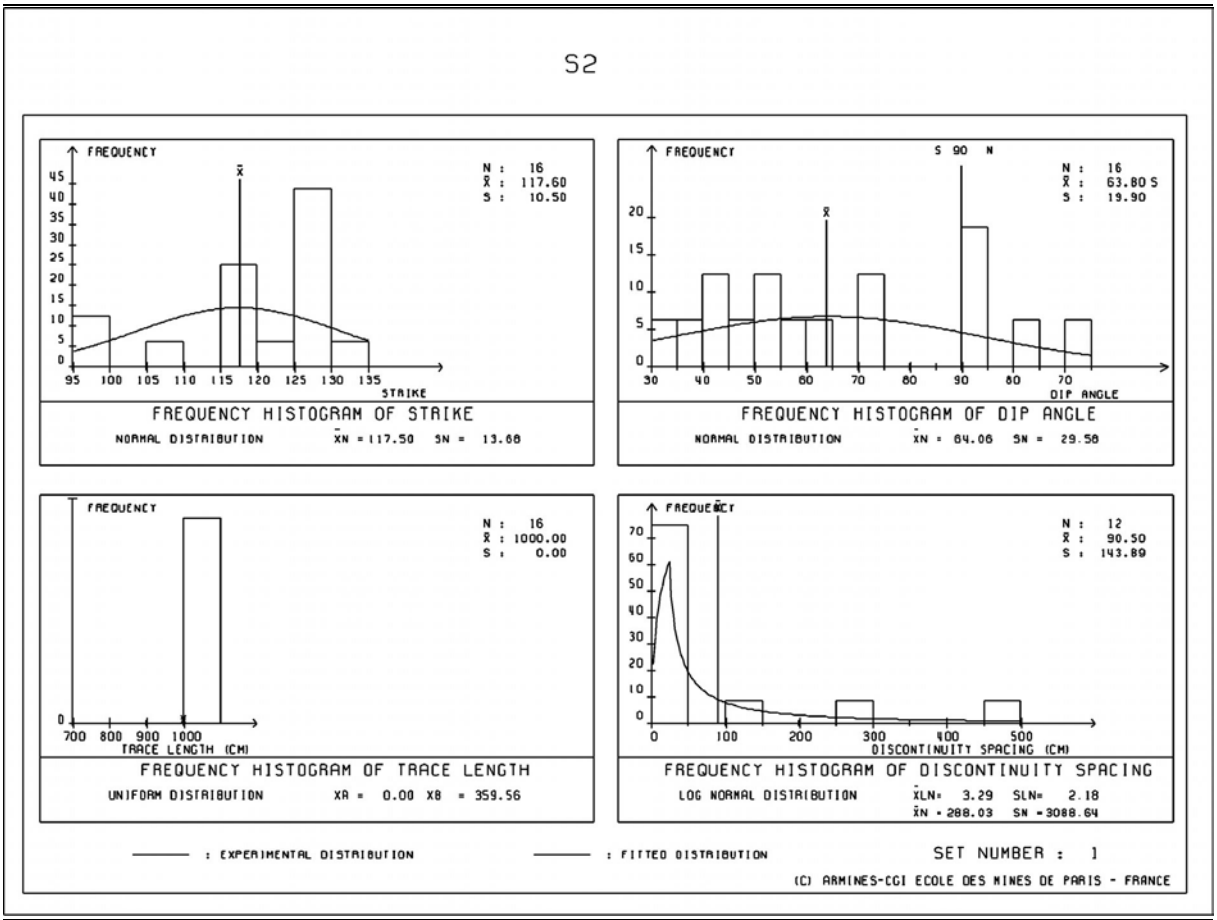
m, ρ : masse et poids volumique de la carotte

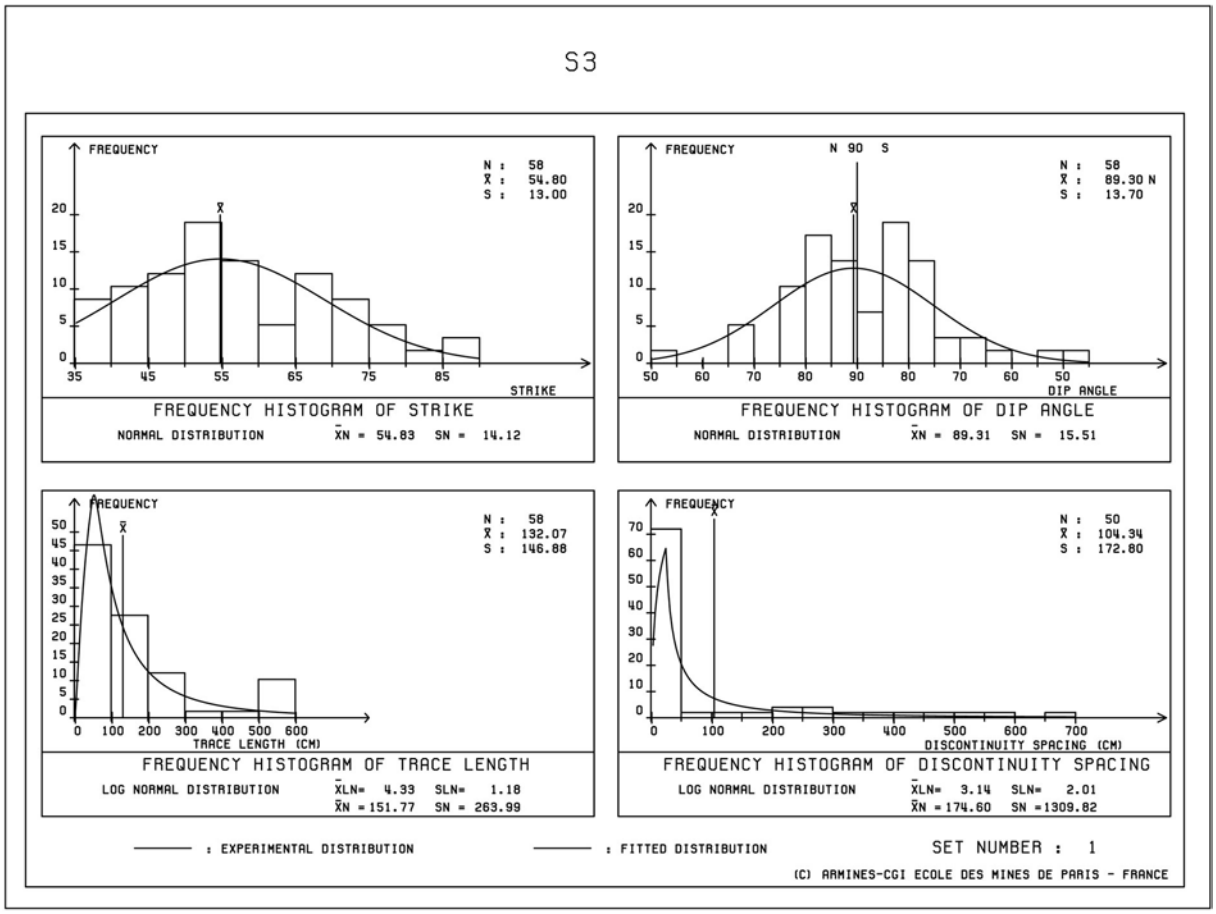
P, Rc : pression et contrainte normales mesurées au moment de la rupture

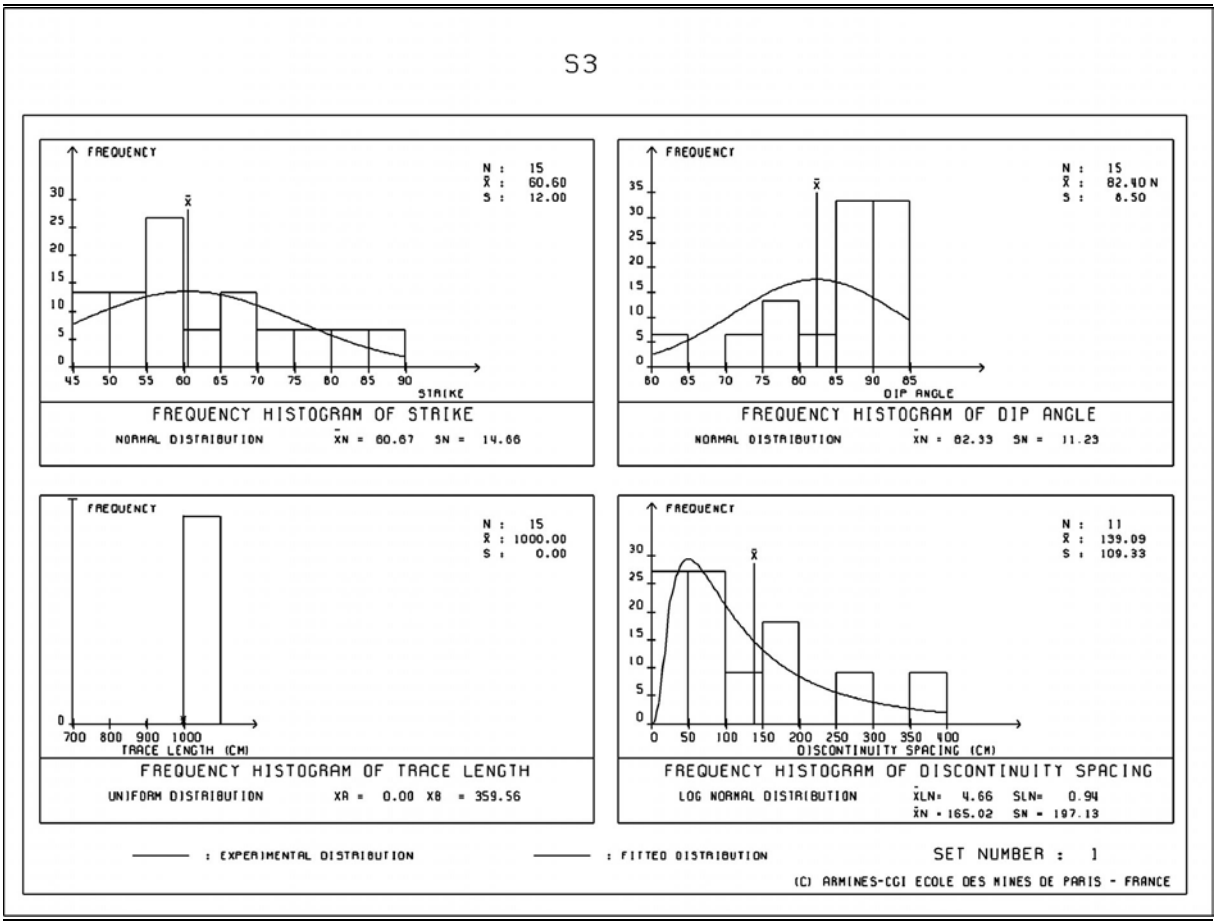

S1
FREQUENCY
N : 108
X̄ : 7.30
S : 41.00
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NO POSSIBLE FITTING X̄ = 7.30 S = 41.00
FREQUENCY
W 90 E
N : 108
X̄ : 27.70 W
S : 16.30
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NO POSSIBLE FITTING X̄ = 27.70 S = 16.30
FREQUENCY
N : 108
X̄ : 135.83
S : 163.54
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
NO POSSIBLE FITTING X̄ = 135.83 S = 163.54
FREQUENCY
N : 92
X̄ : 41.38
S : 36.35
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 3.38 SLN= 0.92
X̄N = 44.79 SN = 51.91
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE

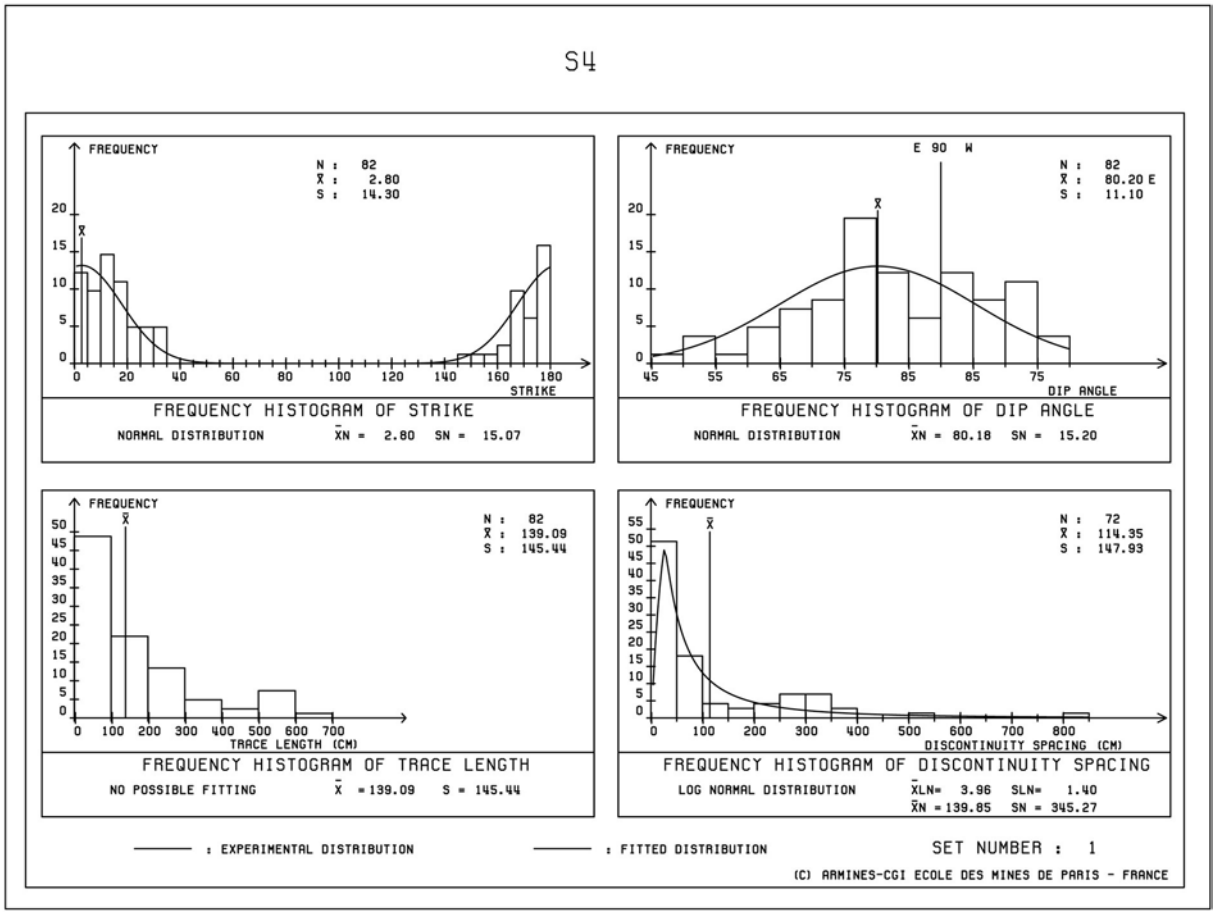

S1
FREQUENCY
N : 22
X̄ : 126.60
S : 24.20
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 116.59 SN = 28.00
FREQUENCY
S 90 N
N : 22
X̄ : 11.60 S
S : 7.40
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 6.59 SN = 14.76
FREQUENCY
N : 22
X̄ : 1045.45
S : 213.20
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
NO POSSIBLE FITTING X̄ = 1045.45 S = 213.20
FREQUENCY
N : 16
X̄ : 85.94
S : 42.52
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 85.94 SN = 49.69
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE

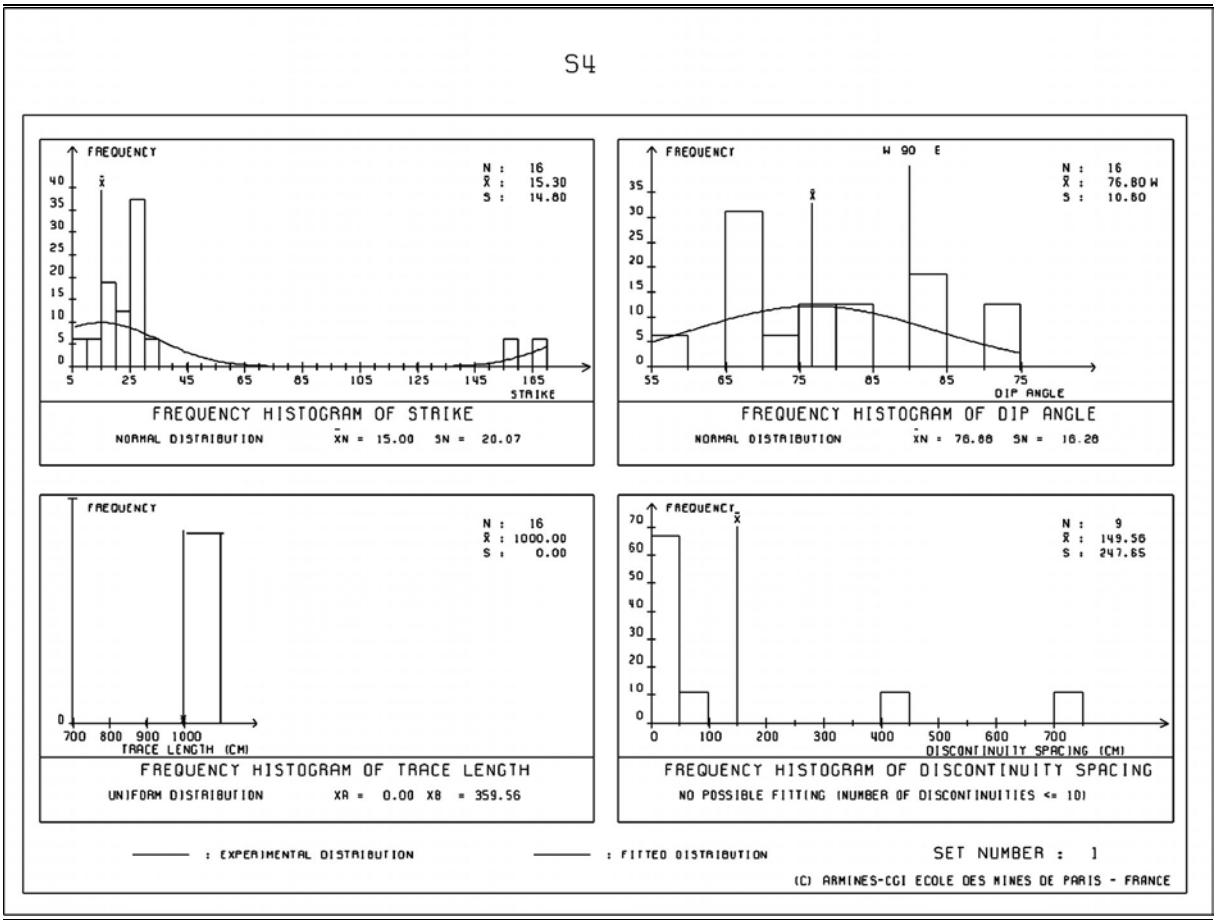

S2
FREQUENCY
N : 20
X̄ : 111.00
S : 10.70
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 111.00 SN = 12.54
FREQUENCY
S 90 N
N : 20
X̄ : 70.00 S
S : 18.00
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 70.25 SN = 27.62
FREQUENCY
N : 20
X̄ : 189.50
S : 141.33
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
EXPONENTIAL DISTRIBUTION X̄E = 178.18
FREQUENCY
N : 14
X̄ : 68.14
S : 84.94
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 3.50 SLN= 1.51
X̄N = 103.40 SN = 304.38
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE

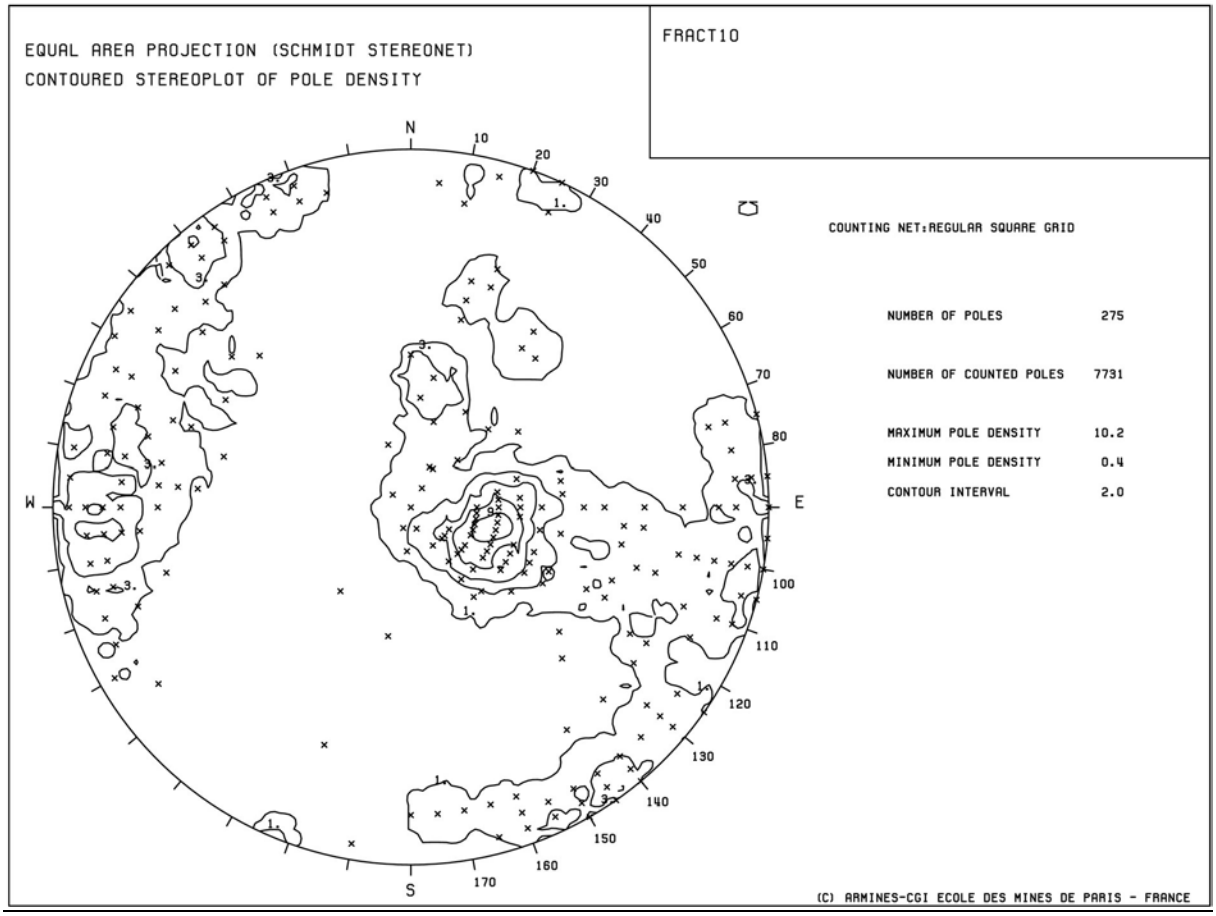

S2
FREQUENCY
N : 16
X̄ : 117.60
S : 10.50
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 117.50 SN = 13.68
FREQUENCY
S 90 N
N : 16
X̄ : 63.80 S
S : 19.90
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 64.06 SN = 29.58
FREQUENCY
N : 16
X̄ : 1000.00
S : 0.00
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
UNIFORM DISTRIBUTION XA = 0.00 XB = 359.56
FREQUENCY
N : 12
X̄ : 90.50
S : 143.89
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 3.29 SLN= 2.18
X̄N = 288.03 SN = 3088.64
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE

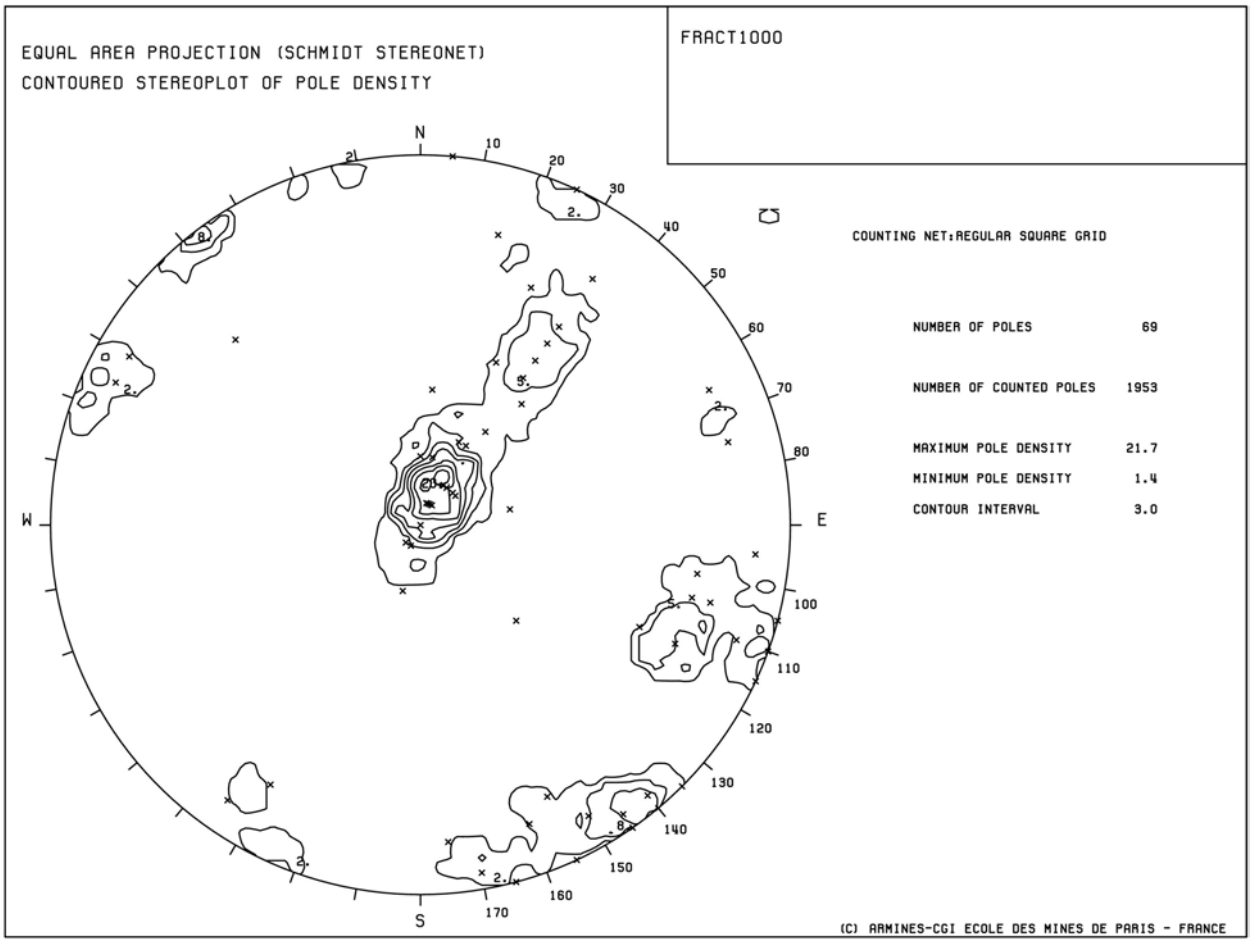

S3
FREQUENCY
N : 58
X̄ : 54.80
S : 13.00
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 54.83 SN = 14.12
FREQUENCY
N 90 S
N : 58
X̄ : 89.30 N
S : 13.70
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 89.31 SN = 15.51
FREQUENCY
N : 58
X̄ : 132.07
S : 146.88
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 4.33 SLN= 1.18
X̄N = 151.77 SN = 263.99
FREQUENCY
N : 50
X̄ : 104.34
S : 172.80
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 3.14 SLN= 2.01
X̄N = 174.60 SN =1309.82
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE

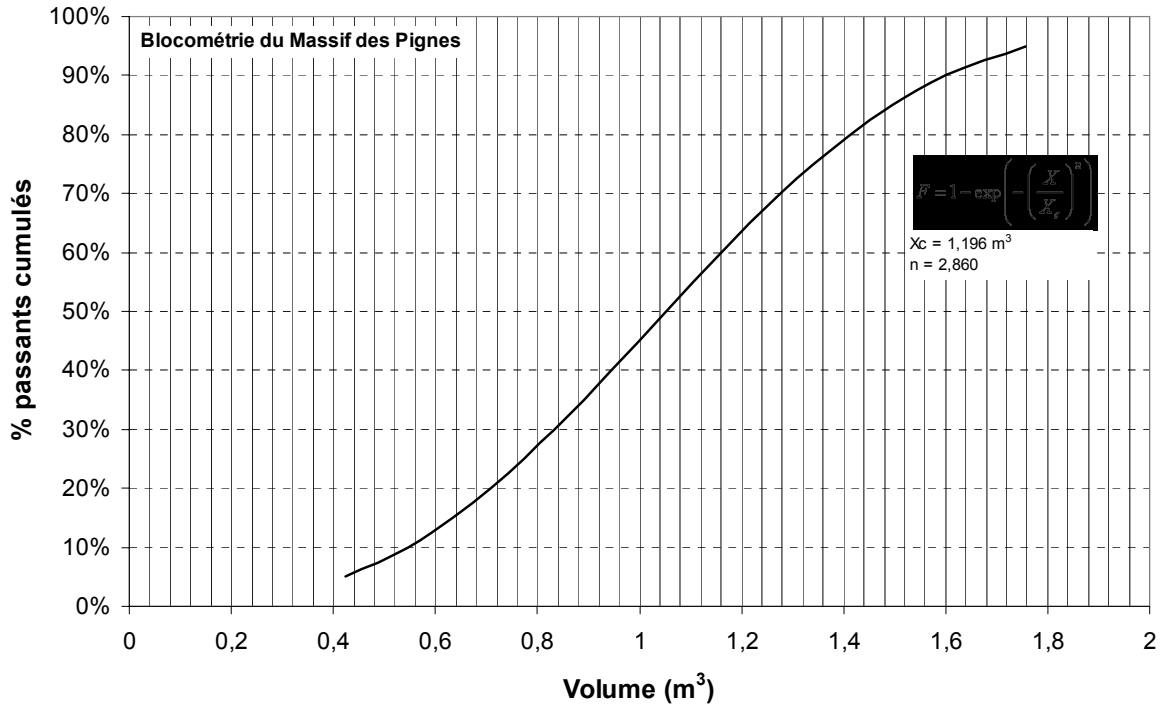

S3
FREQUENCY
N : 15
X̄ : 60.60
S : 12.00
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 60.67 SN = 14.66
FREQUENCY
N : 15
X̄ : 82.40 N
S : 8.50
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 82.33 SN = 11.23
FREQUENCY
N : 15
X̄ : 1000.00
S : 0.00
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
UNIFORM DISTRIBUTION XA = 0.00 XB = 359.56
FREQUENCY
N : 11
X̄ : 139.09
S : 109.33
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 4.66 SLN= 0.94
X̄N = 165.02 SN = 197.13
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE

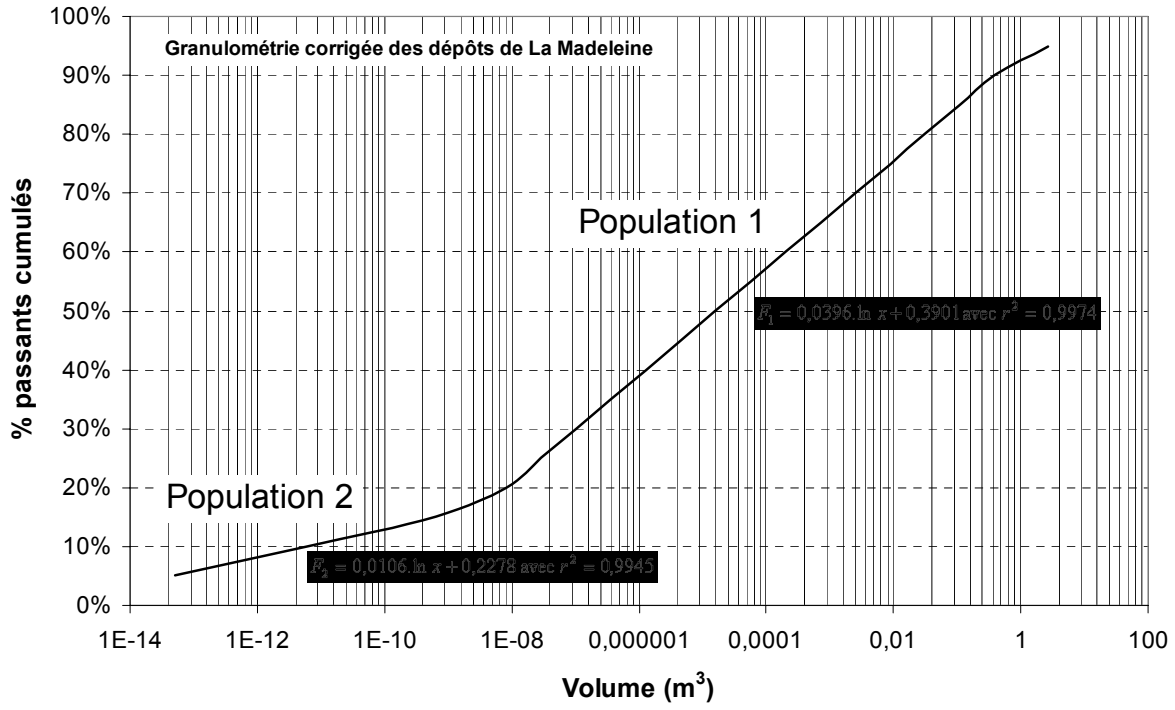

S4
FREQUENCY
N : 82
X̄ : 2.80
S : 14.30
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 2.80 SN = 15.07
FREQUENCY
E 90 W
N : 82
X̄ : 80.20 E
S : 11.10
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 80.18 SN = 15.20
FREQUENCY
N : 82
X̄ : 139.09
S : 145.44
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
NO POSSIBLE FITTING X̄ = 139.09 S = 145.44
FREQUENCY
N : 72
X̄ : 114.35
S : 147.93
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
LOG NORMAL DISTRIBUTION X̄LN= 3.96 SLN= 1.40
X̄N = 139.85 SN = 345.27
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE


S4
FREQUENCY
N : 16
X̄ : 15.30
S : 14.80
STRIKE
FREQUENCY HISTOGRAM OF STRIKE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 15.00 SN = 20.07
FREQUENCY
W 90 E
N : 16
X̄ : 76.80 W
S : 10.80
DIP ANGLE
FREQUENCY HISTOGRAM OF DIP ANGLE
NORMAL DISTRIBUTION X̄N = 76.88 SN = 18.28
FREQUENCY
N : 16
X̄ : 1000.00
S : 0.00
TRACE LENGTH (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF TRACE LENGTH
UNIFORM DISTRIBUTION XA = 0.00 XB = 359.56
FREQUENCY
N : 9
X̄ : 149.56
S : 247.65
DISCONTINUITY SPACING (CM)
FREQUENCY HISTOGRAM OF DISCONTINUITY SPACING
NO POSSIBLE FITTING (NUMBER OF DISCONTINUITIES <= 10)
: EXPERIMENTAL DISTRIBUTION
: FITTED DISTRIBUTION
SET NUMBER : 1
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE


EQUAL AREA PROJECTION (SCHMIDT STEREONET)
CONTOURED STEREOPLOT OF POLE DENSITY
FRACT10
COUNTING NET:REGULAR SQUARE GRID
NUMBER OF POLES 275
NUMBER OF COUNTED POLES 7731
MAXIMUM POLE DENSITY 10.2
MINIMUM POLE DENSITY 0.4
CONTOUR INTERVAL 2.0
N
S
W
E
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE


EQUAL AREA PROJECTION (SCHMIDT STEREONET)
CONTOURED STEREOPLOT OF POLE DENSITY
FRACT1000
COUNTING NET:REGULAR SQUARE GRID
NUMBER OF POLES 69
NUMBER OF COUNTED POLES 1953
MAXIMUM POLE DENSITY 21.7
MINIMUM POLE DENSITY 1.4
CONTOUR INTERVAL 3.0
N
S
W
E
(C) ARMINES-CGI ECOLE DES MINES DE PARIS - FRANCE


Blocométrie du Massif des Pignes
% passants cumulés
Volume (m3)
Xc = 1,196 m3
n = 2,860


Granulométrie corrigée des dépôts de La Madeleine
% passants cumulés
Volume (m3)
Population 1
Population 2
F1 = 0,0396.ln x + 0,3901 avec r2 = 0,9974
F2 = 0,0106.ln x + 0,2278 avec r2 = 0,9945

Granulométrie Laser au site de La Madeleine

Granulo. Laser		NP01-03	NP01-04	NP01-05	NP01-08	NP01-09	NP01-12	NP01-20	NP01-31
Moyenne	µm	20,160	19,020	19,957	14,780	25,737	20,077	17,793	19,113
Médiane	µm	15,773	16,963	17,990	12,547	22,647	17,300	13,587	17,003
Mode	µm	23,810	23,810	23,810	21,690	34,580	23,810	23,810	23,810
Classement	-	1,108	0,800	0,757	1,229	1,393	0,869	1,339	1,287
Asymétrie	-	1,278	1,121	1,109	1,178	1,136	1,161	1,310	1,124
Kurtosis	µm	0,851	0,419	0,167	2,403	3,481	0,463	2,081	2,909
D10	µm	3,608	4,669	5,443	3,163	6,288	3,884	3,273	4,177
D25	µm	7,612	9,898	10,647	5,668	12,470	8,975	5,618	9,685
D50	µm	15,773	16,963	17,990	12,547	22,647	17,300	13,587	17,003
D75	µm	29,010	26,363	27,380	21,180	35,327	28,947	25,257	26,103
D90	µm	43,020	35,823	36,797	29,763	47,920	39,903	38,790	35,497
Silts	%	88,33	93,56	95,89	85,47	96,41	90,11	85,73	91,39
Argiles (<3,9 µm)	%	11,67	6,44	4,11	14,53	3,59	9,89	14,27	8,61

Granulométrie Laser au site de Flims

Granulo. Laser		NP98-100	NP98-102	NP98-109	NP99-01	NP99-04	NP99-07	NP99-08	NP99-12	NP99-13	NP99-15	NP99-17
Moyenne	µm	16,170	15,770	16,477	17,697	16,183	17,327	13,303	15,457	14,007	20,753	16,787
Médiane	µm	12,537	11,627	12,807	15,430	13,227	14,490	10,637	12,520	10,118	13,707	11,920
Mode	µm	18,997	23,810	23,810	23,810	22,397	23,810	12,400	13,610	12,400	13,610	13,610
Classement	-	4,455	2,377	1,238	0,674	1,648	1,142	2,687	1,697	3,731	2,886	2,600
Asymétrie	-	1,290	1,356	1,287	1,147	1,224	1,196	1,251	1,235	1,384	1,514	1,408
Kurtosis	µm	30,793	9,663	2,081	-0,088	4,440	1,613	13,446	4,891	21,188	9,578	8,968
D10	µm	1,214	1,131	1,183	2,858	1,964	3,913	2,988	3,289	2,915	3,278	2,013
D25	µm	4,786	4,457	4,596	6,739	5,567	7,940	5,043	5,822	4,582	7,804	5,028
D50	µm	12,537	11,627	12,807	15,430	13,227	14,490	10,637	12,520	10,118	13,707	11,920
D75	µm	21,697	21,893	24,590	26,417	22,867	24,270	17,517	21,483	17,390	22,057	20,137
D90	µm	31,527	32,307	36,060	36,263	33,010	34,677	24,753	31,223	26,877	36,960	30,883
Silts	%	82,07	80,63	81,40	85,50	84,40	90,33	83,63	86,03	82,27	87,07	82,03
Argiles (<3,9 µm)	%	17,93	19,37	18,60	14,50	15,60	9,67	16,37	13,97	17,73	12,93	17,97

		NP99-18	NP99-19	NP99-20	NP99-23	NP99-24	NP99-26	NP99-38	NP00-01	NP00-02	NP00-03
Moyenne	µm	16,353	16,333	11,853	14,413	19,343	19,060	26,120	27,467	31,983	26,390
Médiane	µm	14,130	13,287	9,722	8,913	15,477	14,953	21,473	17,390	18,640	16,597
Mode	µm	23,103	21,690	10,381	4,047	37,960	23,810	28,937	23,810	23,810	23,810
Classement	-	0,930	1,437	1,210	4,315	1,122	3,109	2,766	2,911	2,459	3,092
Asymétrie	-	1,157	1,229	1,219	1,617	1,250	1,275	1,216	1,579	1,716	1,590
Kurtosis	µm	0,865	2,948	1,226	24,950	1,734	16,960	11,292	9,481	6,312	11,454
D10	µm	3,096	3,566	2,064	0,737	3,129	2,036	3,648	2,933	3,160	2,485
D25	µm	7,059	6,736	4,371	3,526	6,996	6,292	10,657	7,665	8,404	7,257
D50	µm	14,130	13,287	9,722	8,913	15,477	14,953	21,473	17,390	18,640	16,597
D75	µm	23,440	22,750	16,493	18,483	28,960	25,787	32,820	30,110	32,817	28,883
D90	µm	33,180	33,373	24,487	29,647	40,670	38,417	44,090	54,897	97,293	51,850
Silts	%	85,90	85,27	80,63	70,63	86,50	84,97	88,97	85,63	86,47	85,30
Argiles (<3,9 µm)	%	14,10	12,07	19,37	29,37	13,50	15,03	11,03	14,37	13,53	14,70

Granulométrie Laser au site de Köfels

Granulo. Laser		NP02-05	NP02-06
Moyenne	µm	16,783	19,117
Médiane	µm	13,087	15,140
Mode	µm	23,810	23,810
Classement	-	0,916	0,918
Asymétrie	-	1,282	1,263
Kurtosis	µm	0,073	0,221
D10	µm	1,330	1,583
D25	µm	4,533	5,115
D50	µm	13,087	15,140
D75	µm	24,913	28,543
D90	µm	38,003	41,617
Silts	%	81,23	83,80
Argiles (<3,9 µ	%	18,77	16,20

Annexe D :

Estimation de l'énergie de réduction granulométrique au cas de La Madeleine

La réduction granulométrique n'obéit pas à un modèle fractal idéalisé de réduction en taille des grains, tel qu'à chaque pas de temps, un grain se divise en deux particules de mêmes dimensions. L'incertitude existe à la fois sur le nombre de divisions et les dimensions des différentes particules produites. Ce concept chaotique ne permet pas une quantification précise du nombre de grains produits, et de leur influence sur le mode de transport. Une solution consiste à quantifier directement l'énergie de réduction granulométrique à partir de la production de surfaces spécifiques des fragments, sachant qu'une connaissance approfondie du matériau et de sa réponse à l'application d'une certaine quantité d'énergie permettrait de développer des modèles prédictifs de la taille des fragments rocheux produits. Les techniques de calcul utilisées par l'industrie minière permettent de réaliser une estimation de l'énergie de fragmentation (Bond 1952, Gama 1995, Hamdi *et al.* 2002, Hamdi 2003, Locat *et al.* 2003). Le travail nécessaire pour fracturer une roche est initialement proportionnel au volume total, mais devient proportionnel à la surface spécifique de tous les grains formés.

- comparaison des fractiles

Assmilant l'avalanche de roches à un broyeur géant (Locat *et al.* 2003), il est possible d'utiliser les équations de Bond (1952) et de Gama (1995).

Bond (1952) part du principe que le travail nécessaire pour casser les particules d'une certaine taille est initialement proportionnel à leurs volumes mais devient proportionnel à l'aire des surfaces nouvellement créées. L'énergie nécessaire pour la fragmentation par un broyeur s'écrit :

$$E_{DW} = 10 W_i \left(\frac{1}{\sqrt{d_{80}}} - \frac{1}{\sqrt{D80}} \right) \qquad [4\text{-}10]$$

où E_{DW} est le travail en kWh/tonne de roches, pour broyer un matériau de diamètre initial D_{80} (en μm) en des particules de diamètre final d_{80}. W_i est l'indice de Bond dépendant du type de matériau (**Tableau 4.05**).

Tableau 4.05 Indice de Bond correspondant au travail nécessaire pour fracturer différents types de roches (modifié d'après Bond 1955, par Locat *et al.* 2003).

Matériau	W_i en kWh/tonne de roches
Marne	6,3
Calcaire	12,5
Quartzite	13,6
Granite	15,1
Schiste bitumineux	15,8
Silex	26

Gama (1995) a défini la fragmentabilité K comme « la moyenne de l'énergie explosive spécifique requise pour séparer des blocs le long de leurs joints fragiles, sans induire de fragmentation supplémentaire ». L'énergie explosive E_{DK} dissipée par la roche (en kWh/tonne de roches) s'écrit donc :

$$E_{DK} = K \sqrt{\left(D_d / D_i \right)} \qquad [4\text{-}11]$$

où D_i et D_d sont respectivement la taille des blocs avant et après l'explosion. K est un facteur propre au matériau, emprunté à l'industrie minière, à savoir l'énergie explosive à satisfaire pour fabriquer une nouvelle fracture. Les valeurs moyennes de K oscillent entre 0,128 pour un basalte, 0,112 pour un granite et 0,092 pour un calcaire (en KWh/tonne de roches).
Sur la base des données obtenues par Couture (1998) pour des cas canadiens (Frank, Slide Mountain, Queen Elizabeth et Jonas Creek) et français (Claps de Luc, La Madeleine et Charmonétier), les calculs réalisés par Locat *et al.* (2003) montrent une dissipation par la réduction granulométrique de 1 à 33 % l'énergie totale mise en jeu (12 % pour La Madeleine, soit environ 3.10^{14} J). Le choix de Locat *et al.* (2003) a été d'utiliser les fractiles à 50 % de passant plutôt qu'à 80 %. Que cela soit à 50 ou à 80 % de passant, cette méthode n'est valable que dans le cas où les courbes de distribution en taille de grains pour la blocométrie et la granulométrie sont parallèles, soit un taux de fragmentation constant. Ce postulat s'applique aux résultats de Couture (1998), les fines n'ayant pas été prises en compte. Par contre, nos résultats présentent une très grande divergence des deux courbes blocométrie et granulométrie vers les éléments de petite taille. Dès lors, cette méthode de calcul de l'énergie de réduction granulométrique n'est plus applicable. Il devient indispensable de tenir compte de l'ensemble de la courbe, à partir d'une loi de corrélation.

- lois de corrélation

La méthodologie est directement appliquée au cas de La Madeleine. Il faut dans un premier temps estimer une loi de corrélation la plus juste possible des deux courbes blocométrique et granulométrique.

- courbe blocométrique

La courbe blocométrique de la zone source de La Madeleine, obtenue par simulation sous SIMBLOC, présente une corrélation de type Rosin-Rammler :

$$F = 1 - \exp\left(-\left(\frac{X}{X_c}\right)^n\right) \qquad [4\text{-}12]$$

F est la fréquence cumulée, comprise entre 0 et 1. X_c est la taille caractéristique des blocs à 63,2 % de passant, et n l'indice de forme des grains. Les résultats de La Madeleine présentent une taille moyenne de 1,196 m^3, un indice de forme de 2,860 pour une corrélation de 99,73 %.

- courbe granulométrique

La courbe granulométrique des dépôts nécessite un long travail d'assemblage à partir des techniques d'analyse d'images (taille des gros blocs et proportion de matrice), granulométrie par tamisage et granulométrie laser. La courbe globale est réalisée sur la base du volume des fragments rocheux, par simple raccord des courbes obtenues par les différentes méthodes.
La courbe granulométrique obtenue pour les dépôts de La Madeleine présente une teneur totale en grains de taille inférieure à 10 cm^3 de l'ordre de 50 %, en adéquation avec les observations de terrain. On note également la présence d'une inflexion. Cette inflexion n'est pas le résultat du raccord entre deux courbes obtenues par deux techniques granulométriques différentes. Ce point

d'inflexion apparaît au niveau de la granulométrie par tamisage, pour les particules fines, à 17,63 % de passant pour un grain de taille inférieure à 3,4 cm^3. Par conséquent, deux corrélations doivent être établies de part et d'autre du point d'inflexion pour les deux populations de grains (**Fig. 4.19**). Deux limites qualitatives existent également. Il est difficile de terminer la courbe granulométrique, dans la partie inférieure à moins de 5 % de passant et dans la partie supérieure à plus de 95 % de passant.

Les lois de corrélation obtenue sont de type logarithmique :

$$F = a.\ln x + b \qquad [4\text{-}13]$$

F est la fréquence cumulée, comprise entre 0 et 1. x est la taille caractéristique des grains, a et b respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de corrélation. Pour les dépôts de La Madeleine, les deux corrélations obtenues sont :

de 5 à 17,6 % de passant : $F_1 = 0{,}01.\ln x + 0{,}23 \text{ avec } r^2 = 0{,}99$ [4-14]

de 17,6 à 95 % de passant : $F_2 = 0{,}04.\ln x + 0{,}39 \text{ avec } r^2 = 1{,}00$ [4-15]

- énergie de réduction granulométrique

Le calcul de l'énergie de fragmentation se réalise à l'aide de la théorie proposée par Grady et Kipp (1987), mise en œuvre par Liu et Katsabanis (1997) et utilisée par Hamdi (2003) pour la quantification de l'énergie explosive consacrée à la fragmentation :

$$E_f = \gamma_f.\Delta A \qquad [4\text{-}16]$$

γ_f est l'énergie spécifique de surfaces, dont le calcul fait intervenir la ténacité K_{IC}, la masse volumique du matériau ρ et c la vitesse du son dans le matériau, selon la relation suivante :

$$\gamma_f = \frac{K_{IC}^2}{2\rho c^2} \qquad [4\text{-}17]$$

ΔA est la différence de surface spécifique calculée à partir des lois de répartition des courbes blocométriques et granulométriques. Pour chaque courbe, la surface des blocs ayant une taille comprise entre x et x+dx est :

$$dA = A(x)dN \qquad [4\text{-}18]$$

A(x) est la surface du bloc de taille x et dN est le nombre de blocs de taille comprise entre x et x+dx tel que :

$$dV = \psi(x)dx.V_t \qquad [4\text{-}19]$$

V_t est le volume total de la masse rocheuse mise en jeu et Ψ(x) est la fonction de densité de probabilité du pourcentage de passant à la taille x, s'écrivant :

$$\int_0^x \psi(t)dt = F(x) \qquad [4\text{-}20]$$

avec F la fonction de répartition du pourcentage de passant. Ainsi, l'équation [4-18] devient :

$$dA = V_t\psi(x)\frac{A(x)}{V(x)}dx \qquad [4\text{-}21]$$

Le rapport A(x)/V(x) caractérise la forme des fragments rocheux pris en compte dans le calcul. Dans l'hypothèse où les blocs ont une forme de prisme droit dont la base est un carré de côté x et qui ont un allongement αx, ce paramètre λ prend la forme :

$$\lambda = \frac{A(x)}{V(x)} = \frac{2(1+2\alpha)}{\alpha x} \qquad [4\text{-}22]$$

L'expression de la surface spécifique A se résume donc à :

$$A = \lambda V_t \int_0^{+\infty} \frac{\psi(x)}{x} dx \qquad [4\text{-}23]$$

Dans le cas de la blocométrie (voir équation [4-12]), la fonction de densité de probabilité du pourcentage de passant à la taille x est notée :

$$\psi(x) = \frac{n}{X_c}\left(\frac{x}{X_c}\right)^{n-1} \exp\left(-\left(\frac{x}{X_c}\right)^n\right) \qquad [4\text{-}24]$$

Cependant, la fonction $1/x^2$ n'est pas convergente, et doit être contrainte aux deux corrélations obtenues, d'abscisse δ pour 95 % de passant, γ pour 17,6 % de passant et ε pour 5 % de passant :

$$\int_0^{+\infty} \psi(x)dx \approx \int_\varepsilon^\gamma \frac{a_1}{x^2} dx + \int_\gamma^\delta \frac{a_2}{x^2} = \frac{a_1}{\varepsilon} + \frac{1}{\gamma}(a_2 - a_1) - \frac{a_2}{\delta} \qquad [4\text{-}25]$$

L'équation [4-23] pour la granulométrie devient :

$$A = \frac{a\lambda V_t}{\varepsilon} \qquad [4\text{-}26]$$

Le calcul de l'énergie de réduction granulométrique se résume par l'équation :

$$E_f = \lambda V_t \gamma_f \left(\frac{a_1}{\varepsilon} + \frac{1}{\gamma}(a_2 - a_1) - \frac{a_2}{\delta} - \frac{1}{X_c}\Gamma\left(1 - \frac{1}{n}\right)\right) \qquad [4\text{-}27]$$

Avec $\lambda = 5$, $V_t = 100.10^6$ m^3 et $\gamma_f = 120$ J.m^{-2} pour un calcaire, l'application numérique au cas de La Madeleine donne une énergie de réduction granulométrique de $1{,}22.10^{22}$ J. Cette énergie est largement supérieure à l'énergie totale mise en jeu à La Madeleine ($2{,}63.10^{15}$ J).

- limites de ces méthodes

L'énergie de réduction granulométrique ne pouvant être supérieure à l'énergie totale disponible pour le système, il est évident qu'un certain nombre d'erreurs induisent des aberrations de calculs : fiabilité des données, problème méthodologique et pondération structurale.

- Fiabilité des données

Les données granulométriques paraissent fiables, en accord avec les observations de terrain. Le montage de la courbe granulométrique finale a mis en évidence une continuité certaine entre les courbes obtenues par les différentes méthodes. L'importance de la matrice est une réalité qu'il convient de prendre en compte pour le calcul de l'énergie. L'aspect marqué et la position du point d'inflexion pourraient être corrélés à l'intensité de la réduction granulométrique. Pour cela, il faut réaliser une étude comparative avec d'autres sites au degré de désintégration différent.

Les données blocométriques souffrent d'une source d'erreurs et d'incertitudes multiples. Sur le terrain, la lecture 2D du réseau de discontinuités, interceptant la ligne de mesure, génère une première limite au modèle blocométrique du massif rocheux. Les observations macroscopiques font abstraction des microfractures, affectant les blocs considérés comme unité par le modèle blocométrique. Dès lors, la loi de type Rosin-Rammler utilisée par le modèle SIMBLOC rend compte d'une blocométrie macroscopique par interpolation 3D des observations 2D. Le réseau de discontinuités, actives ou non, est bien plus complexe que la simple mesure des fractures visibles. La prise en compte d'une microfracturation initiale doit réduire l'énergie de désintégration nécessaire à la génération et l'activation d'un certain nombre de surfaces. Un problème d'assimilation vient se surajouter, en considérant le massif rocheux actuel, en place, à une masse rocheuse mobilisée ayant subi une fracturation intense ayant conduit à son instabilité. Enfin, du point de vue mathématique, on peut critiquer l'utilisation d'une loi de type Rosin-Rammler, limitant la blocométrie de la masse rocheuse à deux paramètres : la taille caractéristique X_c à 63,2 % de passant et l'indice de forme n. L'emploi d'une loi bordée à ses limites paraît plus adapté, mais à confronter au modèle blocométrique.

- Problème méthodologique

Dans un but de rentabilité, de nombreuses études commandées par les Mines et Carrières ont eu pour but l'analyse de l'énergie explosive consacrée à l'abattage d'un massif rocheux. Le but est d'obtenir directement un matériau de granulométrie voulue, en connaissant la structure du massif rocheux, le type, la quantité et la position de la charge explosive. La détonation génère des forces en tension dans le matériau, activant les microfractures ou produisant une fracturation à partir des défauts de la roche, suivant le même mode que le processus de fatigue précédemment décrit. Ces forces de tension, pouvant conduire à la rupture, résultent des ondes acoustiques et vibratoires, et de la compression du gaz dans les aspérités de la roche. Cependant, l'air dissipe une grande partie de cette énergie explosive, avec effets de réflexion des ondes sur les surfaces particulières, tel le front de taille. Dès lors, les forces de tension ont juste le temps d'induire des déplacements le long des discontinuités actives, ou de produire des microfractures à partir des défauts de la roche. Par conséquent, le tas obtenu est classé en granulométrie grossière, avec une très faible teneur en fines. L'utilisation d'un concasseur est nécessaire pour obtenir des grains de taille inférieure (sable et silt).

Le calcul des énergies à l'explosif, sur la base des surfaces spécifiques, est adapté aux Mines et Carrières lorsque les particules produites ont une taille grossière. Par contre, la production des fines se réalise par concassage, d'où une énergie calculée différemment sur la base d'un cisaillement direct entre les particules de roches. Cette énergie dépend de la granulométrie des grains, de leur forme, de la durée du concassage, des propriétés du matériau, … Les dépôts de l'avalanche de roches révèlent deux populations de grains. La première population représente 80 % du volume total des dépôts, et peut caractériser une phase grossière. On peut dès lors réaliser un calcul similaire au calcul de l'énergie explosive en Mines et Carrières. Il s'agit d'appliquer la formule [4-27] ajustée sur la courbe blocométrique et la courble granulométrique extrapolée. L'analyse paramétrée de cette formule (**Tableau 4.06**) montre une énergie de réduc-

tion granulométrique devenant irréaliste dès que les grains considérés sont trop petits en taille (taille inférieure à 1,3 cm^3). Par contre, les valeurs d'énergie paraissent réalistes pour la fraction grossière. Il faut par conséquent développer l'estimation de l'énergie consacrée au broyage ou concassage, responsable de la génération de la seconde population de grains, et particules de taille inférieure aux grossières. On peut imaginer que cette énergie ne soit pas très élevée, comme effet associé de la désintégration dynamique explosive. La croissance du réseau de fractures occasionne des déplacements de particules, avec broyage cisaillant associé.

- Pondération structurale

La courbe granulométrique obtenue est une moyenne de la granulométrie de l'ensemble des dépôts. Cependant, la masse rocheuse est loin d'être homogène, avec notamment la présence de niveaux fins de cisaillement et les gros blocs dans la partie supérieure des dépôts. Les zones de broyage ou de gonflement dispersif type explosif ne sont pas situées aux mêmes endroits, et dépendent de l'état de confinement. Le broyage apparaît le long de surfaces spécifiques, au cœur de la masse rocheuse, soit dans les zones confinées. En absence de confinement, sur les bordures de la masse rocheuse, l'effet de dilatance peut prendre place, engendrant un gonflement dispersif de la masse rocheuse au comportement explosif. Cette hétérogénéité structurale, résultat de la déformation, témoigne d'une dissipation variable de l'énergie entre les zones profondes et les domaines superficiels. Par conséquent, le calcul peut être pondéré relativement au volume de matériaux considérés, et suivant le degré d'évolution de la masse rocheuse. Dans le cas de La Madeleine, on peut estimer que les 2/3 de la masse rocheuse ont subi une réduction granulométrique de type explosive, réduisant de 33 % l'énergie de désintégration dynamique calculée. En contrepartie, l'énergie de broyage a été d'autant plus intense, et demeure inconnue. Un effort doit être appliqué à l'estimation fiable de cette énergie, au regard de l'énergie totale disponible.

Tableau 4.06 Analyse paramétrée de l'énergie consacrée à la désintégration dynamique type explosive.

Constantes	Fréquence	Taille X_α (m)	Ef (J) $=\lambda.V_t.\gamma_f[a/X_\alpha-1/X_{0,95}-\Gamma(1-1/n)/X_b]$
$\lambda = 5$	0,95	1,38	-
$V_t = 10^8\ m^3$	0,90	0,39	-
$\gamma_f = 120\ J.m^{-2}$	0,85	0,11	-
$a = 0{,}0396$	0,80	$3{,}13.10^{-2}$	$4{,}78.10^{9}$
$n = 2{,}860$	0,75	$8{,}85.10^{-3}$	$1{,}97.10^{11}$
$X_b = 1{,}193\ m^3$	0,70	$2{,}5.10^{-3}$	$8{,}78.10^{11}$
	0,65	$7{,}08.10^{-4}$	$3{,}28.10^{12}$
	0,60	$2{,}00.10^{-4}$	$1{,}18.10^{13}$
	0,55	$5{,}67.10^{-5}$	$4{,}18.10^{13}$
	0,50	$1{,}60.10^{-5}$	$1{,}48.10^{14}$
	0,45	$4{,}53.10^{-6}$	$5{,}23.10^{14}$
	0,40	$\mathbf{1{,}28.10^{-6}}$	$\mathbf{1{,}85.10^{15}}$
	0,35	$3{,}63.10^{-7}$	$6{,}54.10^{15}$
	0,30	$1{,}03.10^{-7}$	$2{,}31.10^{16}$
	0,25	$2{,}91.10^{-8}$	$8{,}17.10^{16}$
	0,20	$8{,}23.10^{-9}$	$2{,}89.10^{17}$
	0,15	$2{,}33.10^{-9}$	$1{,}02.10^{18}$
	0,10	$6{,}58.10^{-10}$	$3{,}61.10^{18}$
	0,05	$1{,}86.10^{-10}$	$1{,}28.10^{19}$
	0	$5{,}27.10^{-11}$	$4{,}5.10^{19}$

Résumé

Parmi les glissements de terrain, les mouvements gravitaires rapides de grande ampleur mobilisent un volume de roches dépassant le million de m^3, avec une cinétique élevée (au-delà de 100 $km.h^{-1}$). Le versant est très généralement prédisposé à une rupture en grande masse de par sa structure géologique, après effet des facteurs de génération : eau et séismes. La méconnaissance des processus de transport à l'origine de la mobilité de ces masses rocheuses conduit à la nécessité d'études approfondies de terrain. Trois sites exceptionnels de par leurs conditions d'affleurement ont été retenus : le glissement-avalanche de roches de La Madeleine ($0,1.10^9$ m^3 de calcschistes ; Savoie, France), le glissement rocheux de Flims (12.10^9 m^3 de calcaires ; Grisons, Suisse) et le glissement rocheux de Köfels (3.10^9 m^3 de gneiss ; Tyrol, Autriche). L'analyse détaillée des dépôts a mis en évidence des structures figées, originelles ou résultant du transport. Ces structures permettent de remonter aux processus à l'origine de la réduction granulométrique des fragments rocheux. Cette désintégration a pu être quantifiée au site de La Madeleine, par comparaison de la blocométrie du massif rocheux en place et de la granulométrie des dépôts. Le continuum de transformations physiques et rhéologiques de la masse rocheuse tout au long du parcours conduit à l'évolution du mode de transport depuis le glissement rocheux jusqu'à l'avalanche de roches. Cette évolution est limitée par des facteurs d'arrêt : la géométrie de la topographie de fond de vallée, les propriétés du substratum et les caractéristiques mécaniques du matériau rocheux.

Mots-clés :

Glissement. Avalanche rocheuse. Écroulement. Désintégration. Mobilité excessive. Scénarios. Facteur de prédisposition. Facteurs déclenchants. Propagation. Facteur d'arrêt

Abstract

Large high-speed rock slope movements are specific landslides of more than 10^6 m^3 and with velocity exceeding 100 $km.h^{-1}$. Slope is predisposed to break down by water and dynamic triggering factors. Excessive mobility of these rock masses remains misunderstood and requirred more field work. Three alpine rock slopes present exceptional outcropping conditions: the rockslide-avalanche of La Madeleine ($0,1.10^9$ m^3 of calcschistes; Savoie, France), the rockslide of Flims (12.10^9 m^3 of limestone; Grisons, Switzerland) and the rockslide of Köfels (3.10^9 m^3 of gneiss; Tyrol, Austria). Description of structures fixed in the deposits, original or due to transport, is proposed. The structures are associated to granulometric particle-size reduction, producing fine grains. Source areas and deposits of the La Madeleine rockslide-avalanche were analysed to quantify granulometric particle-size reduction with transport. A continuous deformation affects the rock mass that has to evolve from a rockslide to a rock-avalanche. This evolution is counteracted by deposition factors: topographic geometry, substratum properties and mechanical characteristics of the rock material

Keywords

Rockslide. Rock-avalanche. Rockfall. Disintegration. Excessive mobility. Scenarios. Predisposition factor. Triggering factor. Propagation. Deposition factor.

Nicolas POLLET * Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : * **Juin 2004**

Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt.

Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche)