

***Programme de recherche 2002
financé par le Conseil Général de l'Isère***

**DETECTION DES ZONES DE DEPART
POTENTIELLES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX :
RETOUR D'EXPERIENCE**

Coordonnateur du projet

Didier HANTZ, Maître de Conférences à l'Université Joseph Fourier,
LIRIGM (directeur : D. JONGMANS)
Adresse : Maison des Géosciences, BP 53, 38 041 Grenoble Cedex 9
Téléphone : 04 76 82 80 57; télécopie : 04 76 82 80 70
email : Didier.Hantz@ujf-grenoble.fr
Organisme gestionnaire de la subvention : Université Joseph Fourier

Personnes et organismes collaborant au projet

Magali FRAYSSINES, LIRIGM, Université Joseph Fourier
Jean-Louis DURVILLE, Laurent EFFANDIANTZ, Pierre POTHERAT,
CETE Lyon

Octobre 2003

DETECTION DES ZONES DE DEPART POTENTIELLES D'ÉBOULEMENTS ROCHEUX : RETOUR D'EXPERIENCE

1. INTRODUCTION

Au cours des derniers siècles, les gros éboulements rocheux (volume supérieur à $0,1 \text{ hm}^3$) ont provoqué plusieurs catastrophes dans les Alpes, faisant de nombreuses victimes. La plus récente est celle du Val Pola (Lombardie), qui a provoqué la mort de 27 personnes, malgré une prévision du risque quelques jours à l'avance et une évacuation des villages les plus menacés. Les grandes falaises calcaires, telles que celles qui entourent l'agglomération grenobloise, sont particulièrement exposées à ces phénomènes, comme le montre l'éboulement du Granier en 1248, d'un volume de 500 hm^3 , qui a détruit plusieurs villages en faisant plusieurs milliers de victimes. Une étude récente, à partir d'un inventaire d'éboulements établi par le service RTM de l'Isère, a permis d'estimer à 2 le nombre moyen de gros éboulements ($>0,1 \text{ hm}^3$) par siècle sur les 120 km de falaise qui entourent l'agglomération grenobloise (Hantz et al., 2003).

La prévention à long terme de tels catastrophes nécessite la détection et l'évaluation des zones de départ potentielles, puis la détermination de la zone menacée en cas d'éboulement. Ce projet concerne essentiellement les deux premiers points et a pour objectif d'améliorer les méthodes utilisées pour détecter et évaluer les zones de départ potentielles.

2. ETAT DE LA QUESTION

Les méthodes utilisées pour détecter les zones de départ consistent essentiellement à rechercher des configurations typiques d'éboulement, bien connues des experts (groupe Interreg Falaises, 2001). Ces configurations sont représentatives des différents mécanismes d'éboulements de toutes tailles, mais probablement pas des gros éboulements. Aucune étude de synthèse n'a, en effet, été effectuée dans l'objectif de dégager les conditions les plus favorables à ces phénomènes catastrophiques. Le premier objectif de ce projet consiste à combler cette lacune. Pour cela, il est nécessaire de rassembler dans une base de données, les informations relatives aux gros éboulements historiques qui se sont produits dans les Alpes.

Lorsqu'une masse rocheuse potentiellement instable a été identifiée, il faut ensuite évaluer sa "durée de vie" ou, en d'autres termes, la probabilité qu'elle s'éboule en fonction de la durée considérée (de l'ordre du siècle pour une étude d'aménagement). Il n'existe pas actuellement de méthode validée permettant d'estimer quantitativement l'ordre de grandeur de cette probabilité. Les méthodes utilisées actuellement ne fournissent qu'une évaluation qualitative (groupe Interreg Falaises, 2001). Elles reposent sur l'expérience des experts acquise à travers l'étude d'éboulements survenus dans d'autres zones géographiques. Même dans les cas, très rares, où la zone suspectée est déjà en mouvement et a pu être instrumentée et étudiée en détail, l'expérience d'autres sites joue un rôle prépondérant dans le jugement des experts (dans le cas du versant instable de Séchilienne, il a été fait appel à des experts de plusieurs pays alpins pour qualifier la probabilité d'éboulement en masse). Les évaluations pourraient donc être améliorées si l'"expérience collective" pouvait être mise à la disposition

des praticiens, dans le cadre d'une base de données. D'autre part, à plus long terme, une telle base de données est nécessaire pour arriver à une évaluation quantitative de la probabilité de rupture (Vengeon et al., 2001; Hantz et al., 2003), ainsi que pour valider les modèles géomécaniques proposés pour simuler le déclenchement des gros éboulements.

Des bases de données concernant les mouvements de terrain en général existent dans les pays alpins, mais elles ne comportent pas les informations spécifiques, qui permettraient de mieux connaître les conditions favorables aux éboulements rocheux (on peut citer, pour la France, la base de données mouvements de terrains BDMVT, résultat d'une collaboration entre le BRGM, le LCPC et les services RTM). Des bases de données plus détaillées sont actuellement en cours d'élaboration dans plusieurs régions alpines (Valais, Val d'Aoste, Piémont, Lombardie). Une coordination entre les gestionnaires de ces différentes bases a été amorcée et devrait se poursuivre dans le cadre d'un projet Interreg 3B.

3. TRAVAUX EFFECTUES

Le projet a été présenté au Pôle Grenoblois Risques Naturels et accepté, en septembre 2002. Parallèlement, un projet comportant l'élaboration d'une base de données concernant les gros éboulements dans l'arc alpin ("Rockslidetec"), financé dans le cadre du programme européen Interreg 3, a démarré en janvier 2003. Les deux projets sont complémentaires, le premier étant spécifiquement consacré aux éboulements provenant des falaises calcaires, telles que celles qui entourent l'agglomération grenobloise.

Les travaux réalisés jusqu'à présent ont permis d'étudier une vingtaine d'éboulements situés dans les Préalpes calcaires. Ceux-ci sont répertoriés dans le tableau présenté en annexe 1, qui comporte également quelques caractéristiques essentielles de ces phénomènes. Des monographies détaillées sont en cours de réalisation. A titre d'exemple, celle de l'éboulement de la Dent du Loup est présentée en annexe 2.

Les éboulements étudiés proviennent des corniches calcaires qui dominent la région grenobloise : corniches urgonienne et tithonique (plus rarement, corniches valanginienne et sénonienne). Les mécanismes de rupture sont généralement des glissements, mais, pour cinq cas, l'incertitude entre glissement et basculement ne peut pas être levée sans une connaissance relativement précise de la morphologie initiale de la falaise. Dans de nombreux cas, des ruptures de ponts rocheux ont été constatées. Cela montre l'importance de la connaissance de la continuité des fractures dans l'évaluation du danger.

Lorsque la date de l'éboulement est connue (10 cas sur 17), un facteur déclenchant peut être recherché en consultant des données climatiques ou sismologiques. Bien que ce travail ne soit pas encore terminé, il semble que les éboulements étudiés n'aient pas été déclenchés par des événements exceptionnels (précipitation ou séisme centennal). Ils sont donc dus à des processus lents, difficiles à identifier, que l'on appelle facteurs dégradants. Une liste des facteurs déclenchants ou dégradants est donnée dans le tableau suivant, que l'on essaie de remplir pour chaque éboulement, bien que les processus soient très mal connus.

<i>FACTEUR</i>	dégradant	déclenchant
Présence d'eau		
Pression d'eau		
Dissolution		
Altération		
Gel-dégel		
Séisme		
Déformations tectoniques		

Déformations gravitaires		
Erosion torrentielle en pied		
Ravinement en pied		
Erosion différentielle		
Accumulation en tête		

Les évènements étudiés dans le cadre de ce projet seront introduits, en 2004, dans la base de données européenne en cours de réalisation, ainsi que dans le système d'information géographique et historique qui va être développé dans le cadre du projet SIHREN (Système d'Information Historique pour les Risques Naturels) soutenu par le Conseil Général de l'Isère dans le programme 2003. Les paramètres qui figureront dans ces bases de données sont organisés en 5 fiches :

- résumé
- versant dans lequel s'est produit le phénomène
- état initial de la zone de départ
- rupture
- propagation

La liste complète des paramètres se trouve dans l'annexe 3.

4. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les études détaillées effectuées dans le cadre de ce projet ont montré l'importance, pour l'évaluation du danger d'éboulement, de la continuité des fractures et pas seulement de leur orientation. Ce paramètre doit être étudié plus précisément, tant sur les cicatrices d'éboulement (photographie rapprochée associée à l'observation directe lorsqu'elle est possible) que dans les masses rocheuses potentiellement instables (étude structurale et prospection géophysique).

Les processus physiques qui dégradent progressivement les massifs rocheux doivent être mieux identifiés, étudiés et modélisés, afin de permettre un jour une évaluation quantitative de la probabilité de rupture.

Une exploitation statistique des bases de données en cours de constitution devrait contribuer à mieux identifier ces processus et à déterminer les facteurs de prédisposition aux éboulements.

REFERENCES

- HANTZ D., VENGEON J.M., DUSSAUGE-PEISSER C (2003). An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 1-9.
- VENGEON J-M, HANTZ D, DUSSAUGE C. (2001) Prédicibilité des éboulements rocheux : approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques. *Revue Française de Géotechnique*, n°95/96, pp.143-154.
- Groupe "Falaises", Programme Interreg 2C. (2001) Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises - Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin.

Nom	Date	Commune	Etage	Pendage strates	Dir. pendage /pente	Mécanisme	Ponts rocheux	Longueur (dir. mouv.) (m)	Largeur max (m)	Surface (m2)	Epaisseur max (m)	Volume initial (m3)	Photo avant
Dent du Loup	23h37-04/01/2001	Noyarey	urgonien	faible	inverse	glissement	oui	60	15	550	12	3500	stéréo
L'Echarina 1	env 2000	Noyarey	urgonien	faible	inverse	glisst/basc?		40	30	1015	2	1500	non
L'Echarina 2	29/09/00-31/05/02	Noyarey	urgonien	faible	inverse	glisst/basc?	oui	18,5	12	220,5	6,5	705	stéréo
La Palette	20/04/1992	Montaud	urgonien	faible	inverse	glissement	oui	60	40	2400	12	20000	mono
Combe Noire	30/01/1971	Montaud	urgonien	faible	inverse	glissement		91	60	4000	10	30000	non
Le Petit Chatelard	02/12/1992	Voreyze	urgonien	moyen	conforme	glissement		9	15	135	1	100	non
Le Lignet	24/07/2001	La Rivière	urgonien	moyen	conforme	glissement	aspérités	30	15	340	6,4	660	non
Comboire Grand	06/02/1995	Claix	tithonique	moyen	inverse	glissement	oui	45	35	1120	7	7000	mono
Rochefort	13/12/1990	Varces	tithonique	moyen	conforme	glissement		30	30	900	2	900	non
Eglise StMichel	31/03/1997	Le Gua	tithonique	moyen	inverse	glissement	oui	25	12	300	5	500	non
Pas de la Balme	env 2000	Château-Bernard	urgonien	faible	inverse	glissement	oui	31,5	10		1,5	364	non
Furon	1999	Engins	sénonien	faible	inverse	glisst/basc?	tuf	30	12	360	2	450	non
Les Olivets	env 2000	Villard-de-Lans	urgonien	faible	inverse	glissement	oui	5	21	70	2	70	non
Goule Blanche	env 2000	Villard-de-Lans	urgonien	faible	inverse	glisst/basc?	oui	7	4	28	2	35	non
Vierge du Vercors Grands	2001-2002	St Martin	urgonien	faible	inverse	glissement	oui	25	12	235	1	117	mono
Goulets	21/02/2003	La Chapelle	urgonien	faible	inverse	glisst/basc?		35	30	910	8	4000	mono
Chalais	22/03/1996	Voreppe	valanginien	fort	conforme	glissement		65	50	2000	5	5000	mono
Cuchet	env 2000	Voreppe	valanginien	faible	travers	glisst/basc?	tuf	32	5,5	165	1,5	250	non
Pas Guiguet													stéréo

ANNEXE 1
PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES EBOULEMENTS ETUDIES

ANNEXE 2

EBOULEMENT DE LA DENT DU LOUP (VERCORS)

FICHE RESUME

L'éboulement de La Dent du Loup est situé à environ 20 km au NW de Grenoble (*Figure 1*), en France. Situé sur le rebord nord oriental du plateau du Vercors, il est visible de l'autoroute 49 reliant Valence à Grenoble, au niveau de la commune de Veurey-Voroize. On observe aussi le long de cet axe routier les éboulements de la Combe Noire et de La Palette.

Dans la nuit du 4 au 5 janvier 2001, un compartiment rocheux d'environ 3500 m³ s'est détaché d'un versant, localisé en rive gauche de la cluse de l'Isère au dessus de la Commune de Noyarey.

La masse éboulée, issue du sommet du versant de la Dent du Loup, s'est fragmentée lors de son impact sur un éperon rocheux en pied de falaise. La majeure partie des débris s'est ensuite déposée au pied de l'escarpement, détruisant environ 0,5 ha de forêt. Une petite partie de la masse fragmentée a emprunté le talweg de «la Draye de Seblou» dominant, au sud-ouest, le hameau de S^t Jean de Noyarey ; un bloc de 15 tonnes s'est arrêté à 150 m des premières habitations.



Figure 1 : Localisation de l'éboulement.

DESCRIPTION DU VERSANT DE LA DENT DU LOUP

MORPHOLOGIE

Limite du versant

Le versant s'étend depuis les crêtes de la falaise de la Dent du Loup jusqu'au ruisseau le Draye de Seblou (**Figure 2**). La crête de la falaise plonge depuis 1425 m (pylône de ligne haute tension), limite nord-est du plateau de Sornin, jusqu'à environ 400 m, en amont du lieu dit « Les Glairons », à la limite de la plaine alluviale de l'Isère.

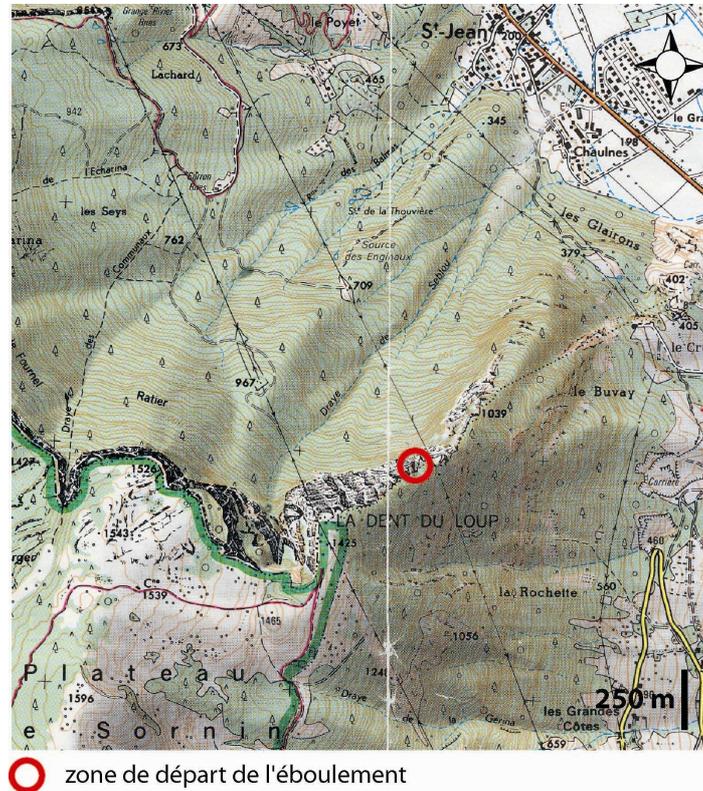


Figure 2 : Localisation de la zone de départ (d'après la carte IGN TOP 25 3235 OT).

Forme du versant

➤ Profil topographique moyen :

Les falaises supérieures hautes de 100 à 250 m dominent un versant boisé. Sous l'abrupte falaise, le versant décline des pentes plus faibles, de l'ordre de 30° en rive droite du Draye de Seblou ; cours d'eau qui rejoint la vallée de l'Isère au sud de Saint Jean de Noyarey.

➤ Exposition moyenne: N 315° E

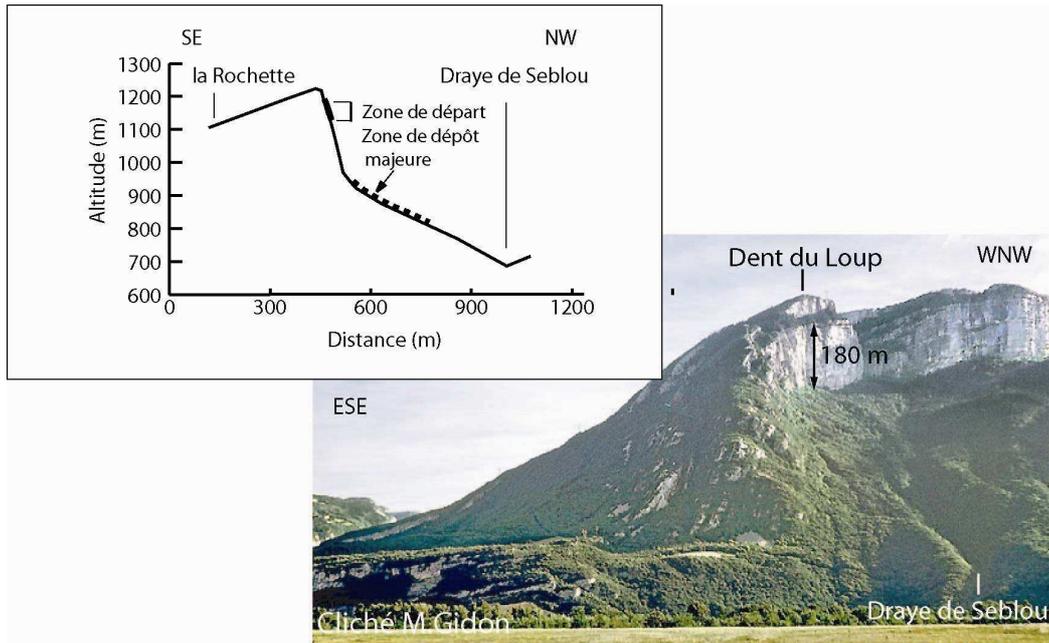


Figure3 : Profil topographique du versant.
Revoir les directions

GEOLOGIE DU VERSANT

Cadre tectonique général

Le site étudié est situé à l'extrémité nord-est du massif du Vercors. Cette zone est dominée par des terrains d'âge crétacés.

Le Vercors est ceinturé par la barre de calcaire urgonien présentant de vastes plis. Le versant concerné, est entaillé dans le flanc oriental de l'anticlinal de Sornin grossièrement d'axe N 20°. La vallée de l'Isère entaille cette structure en biseau, et fait apparaître ainsi, vers l'ouest, une voûte très aplatie de l'anticlinal de Sornin qui s'étale sur le versant. Le raccord entre cette voûte et le cœur très plat du synclinal de Villard de Lans, au sud-est, s'établit par le biais d'un panneau à fort pendage marqué par deux flexures (flexures de Noyarey et des Engenières). Ce pli coffré révèle ainsi un style jurassien.

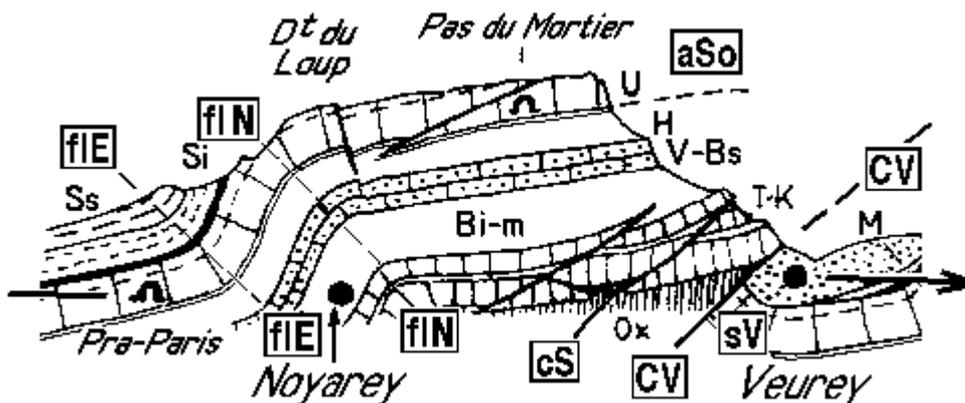


Figure 4 : Coupe géologique le long du plateau de Sornin réalisé par M. Gidon.

Structure du massif

Caractéristiques générales

La falaise urgonienne constitue une imposante falaise de calcaires blancs, massifs. Cette barre rocheuse est constituée de bancs métriques pouvant parfois aller jusqu'à une dizaine de mètres. A quelques dizaines de mètres sous la crête de la falaise, on distingue une vire d'une vingtaine de mètres (**Figure 3**).

Une grande entaille marque l'extrême sud-est du versant de la Dent du Loup. Cet accident subvertical présente une direction subméridienne (**Figure 7**).

Malgré son apparence saine, une inspection fine de ces calcaires met en évidence un diaclasage non négligeable accentué par l'altération chimique (dissolution) et mécanique (action du gel dégel...).

Etude structurale

Stratification

L'abaissement progressif des couches urgoniennes jusqu'à la plaine de l'Isère (flanc est de l'anticlinal de Sornin) implique une variation continue du pendage des couches le long du versant mais la direction des plans de stratification varie entre N 170° E et N 10 ° E (**Figure 7**).

Familles de discontinuités :

➤ *Photographies aériennes à axe vertical (Echelle 1/25 000)*

Malgré une certaine dispersion des directions, l'interprétation des photos aériennes du flanc est de l'anticlinal (**Figure 6**) a fait ressortir quatre directions de fractures (d'extension de dix mètres à plusieurs centaines de mètres) :

La première bien visible offre une direction N 130° à 150° E.

La deuxième très dispersée varie globalement autour de la direction nord-sud.

La troisième famille directionnelle se situe dans la classe directionnelle N 50°-70° E. Moins persistante que la première famille de fracture, le pourcentage des longueurs cumulées de cette famille directionnelle est plus faible que celui de la famille directionnelle N 130°-150°.

La dernière famille varie globalement entre N 80°-120° E.

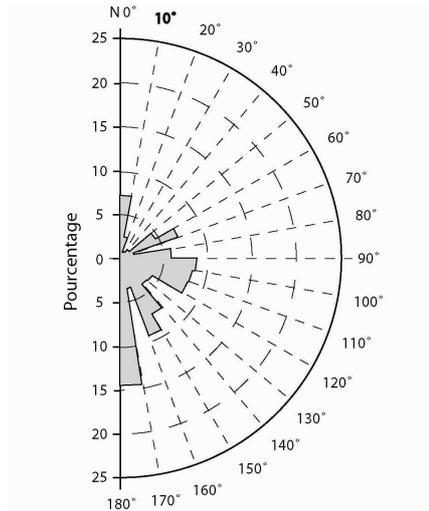


Figure 6 : Pourcentage des longueurs cumulées des discontinuités observées sur photos aériennes au 1/25 000.

➤ *Echelle du versant de la Dent du Loup (Photographies aériennes obliques et mesures de terrain)*

D'après l'étude réalisée par le CETE de Lyon sur le rebord nord-est du Vercors, une partie s'intéresse au secteur de la Dent du Loup. D'après des photos des falaises à axes obliques et les observations de terrains, trois directions de fractures ont été identifiées. La plus visible, de direction **N 150 °E**, définit des lames subverticales quasi perpendiculaires au versant. Deux autres familles de fractures, globalement **est-ouest** et **nord-sud** ont été repérées dans la partie la plus élevée de la crête de la falaise.

➤ *Synthèse de l'aperçu structural*

Les constatations issues des précédentes études structurales sont en accord avec l'état actuel des connaissances de la géologie alpine (*Gidon, 2001 et Debelmas, 1994*).

Le massif est marqué par des cassures nord-sud et est-ouest. Elles sont recoupées par des fractures post-miocènes N 60-65° E et N 150° E conjuguées.

Cette **tectonique décrochante** nord-sud, est-ouest, N 65 et N 150 est donc très présente sur le secteur de la Dent du Loup.

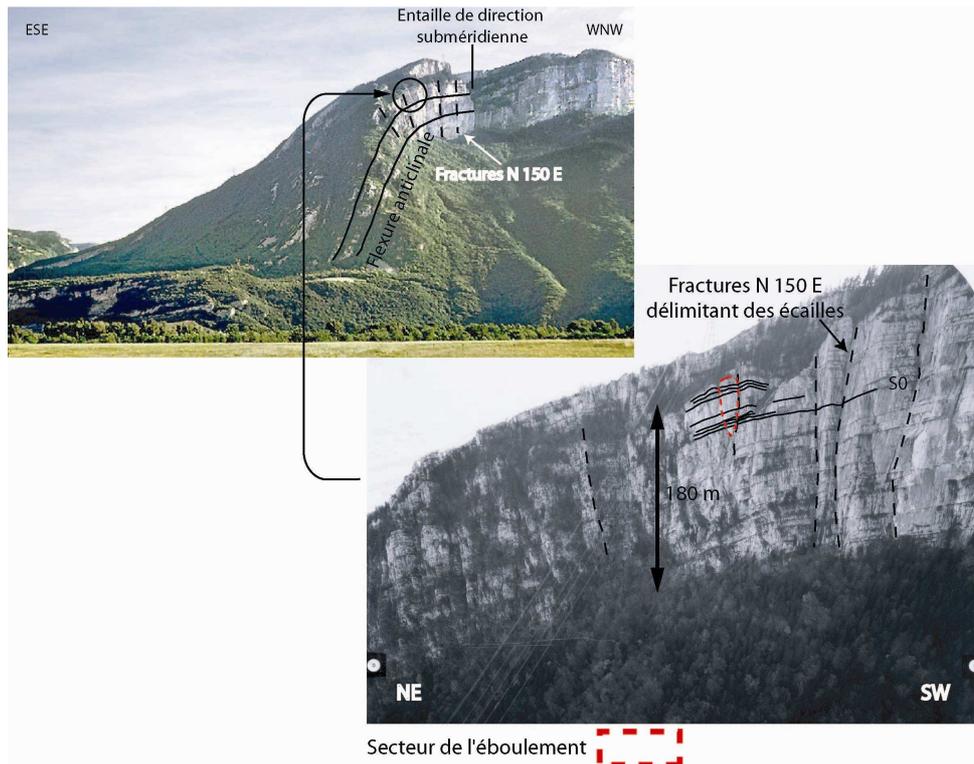


Figure 7 : Mise en évidence des caractéristiques structurales du versant.

GEOMORPHOLOGIE DU VERSANT

Conditions morphoclimatiques actuelles à l'échelle du versant

Le versant culmine à 1425 m. Le point le plus bas se trouve à une altitude d'environ 400 m. D'un point de vue morphodynamique, le versant se situe en zone dite de moyenne montagne, essentiellement au niveau de l'étage collinéen (200-1100 m) (Pech, 1980 ?).

Processus d'évolution morphodynamique détectés

Au sommet de la barre urgonienne globalement recouverte de hêtres et de sapins, des argiles de décalcification sont présentes dans certaines diaclases. Bien visibles en bordure d'escarpement, ces matériaux d'altération constituent un sol coiffant les falaises calcaires. Toujours à ce niveau, de nombreux drapages de calcite dans les diaclases sont aussi visibles. La présence de fentes de dissolution, de dolines et de lapiez sur le plateau révèlent la présence d'un réseau karstique développé.

Sous la falaise, le versant est tapissé d'un talus d'éboulis stabilisés, largement colonisé par une dense forêt de feuillus. La falaise ne présente pas d'autres cicatrices de rupture permettant d'identifier des éboulements passés ou récents et il n'apparaît pas d'éboulis actifs en pied de falaise. En dehors du cas étudié, la paroi calcaire ne semble donc pas marquée par des processus d'éboulement ou d'éboulisation récents.

Le versant dominé par la falaise, les eaux se concentrent au niveau du Draye de Seblou et incise la pente. Aucun autre signe d'érosion du versant n'a été décelé ; l'action des pluies, du ruissellement et du gel est généralement freinée par le couvert forestier et pédologique (Rovera, 1990).

HYDROLOGIE ET HYDROGEOLOGIE (RESEAU DE DRAINAGE...)

Compte tenu de la topographie (*Figure 3*) et du pendage des couches, le versant ne reçoit que les précipitations tombant à l'intérieur de son périmètre. Le réseau de karstification se calquant sur le réseaux de fracturation du massif, les lapiez soulignent les grandes directions de fractures précédemment citées. La morphologie sommitale du versant est aussi marquée par la présence de dolines, de gouffres (gouffre Berger sur le plateau de Sornin à 1500 m à l'ouest de l'éboulement) et de fentes de dissolution très ouvertes. Ces éléments ainsi que la présence de tuf dans les fractures attestent de réseaux karstiques bien développés.

L'ensemble de ces informations révèle que les eaux traversent le calcaire urgonien et ressortent dans le talus néocomien peu perméable.

ANALYSE DE L'ÉBOULEMENT

VOLUME DU COMPARTIMENT

- Cote du haut de la cicatrice : 1170 m ;
- Cote du bas de la cicatrice : ≈ 1110 m ;
- Largeurs maximal et minimal: 15 m et 3.5 m ;
- Surface de cicatrice : 550 m² ;
- Epaisseur maximale du panneau éboulé : 12 m
- Volume éboulé (Surface \times épaisseur moyenne) : 3300 m³.

Le compartiment s'est détaché depuis la partie sommitale de la barre calcaire (*Figure 10*). A l'endroit de l'instabilité survenue en janvier 2001, la falaise, haute de 180 m, est orientée N 315° E (*Figure 8 et Figure 9*).

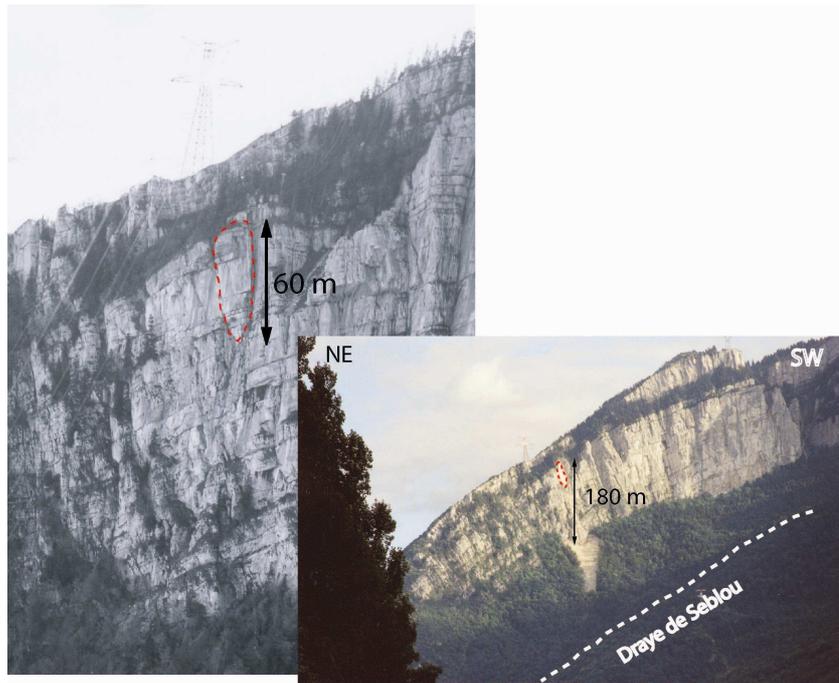


Figure 8 : Photographies du secteur avant et après l'éboulement.

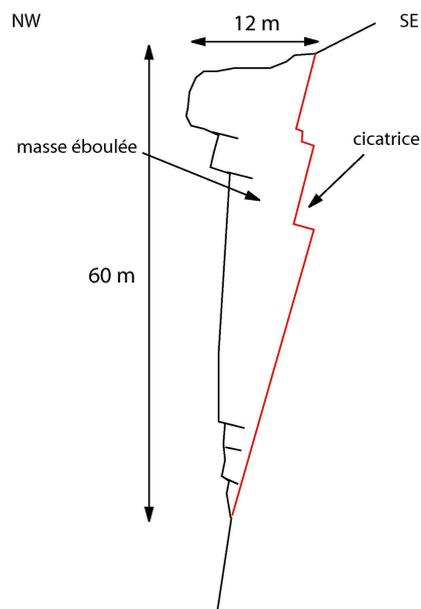


Figure 9 : Reconstitution approximative du compartiment en place.

GEOMETRIE ET ETAT DE SURFACE DE LA CICATRICE

L'observation de la cicatrice de rupture révèle quatre plans principaux jouant sur le découpage du compartiment (*figure 9 et Figure 10*) :

- La stratification $N0^\circ \ 30^\circ \ E$ définit quelques surplombs sur le haut.

Le compartiment a été découpé latéralement.

- Sur la rive droite de la cicatrice, le découpage latéral est bien défini (**Figure 11**). Ce plan est N 145° E avec un pendage variant de 70 à 80 ° vers le sud-ouest. Il se réduit fortement vers la base de la cicatrice dessinant ainsi un plan de découpage latéral triangulaire (**Figure 9 et figure 11**).
- Sur la rive gauche, la géométrie révèle une surface plus complexe. Elle est formée de fractures parfois très ouvertes et non remplis (30cm), variant entre N 120°E et N 180°E. Il est possible d'attribuer à ce découpage latéral gauche, une surface moyenne N 145°E.
- Le plan de découpage limitant en profondeur la masse rocheuse éboulée (plan "arrière"), constitue une surface très irrégulière, que l'on peut ajuster grossièrement par un plan moyen N 60° E 75° SW (**Figures 10 et 11**). Cette surface est constituée essentiellement de fissures préexistantes de forme très irrégulière et remplies de calcite de couleur blanche ou brune. Seule une petite surface de "cassure fraîche", de l'ordre du m², a été observée. Ces fissures sont parfois relayées par des joints de stratification, qui déterminent des surplombs. La surface arrière est recoupée par des fractures N140 à 180° -70° SW, d'extension décamétrique, parfois ouvertes.

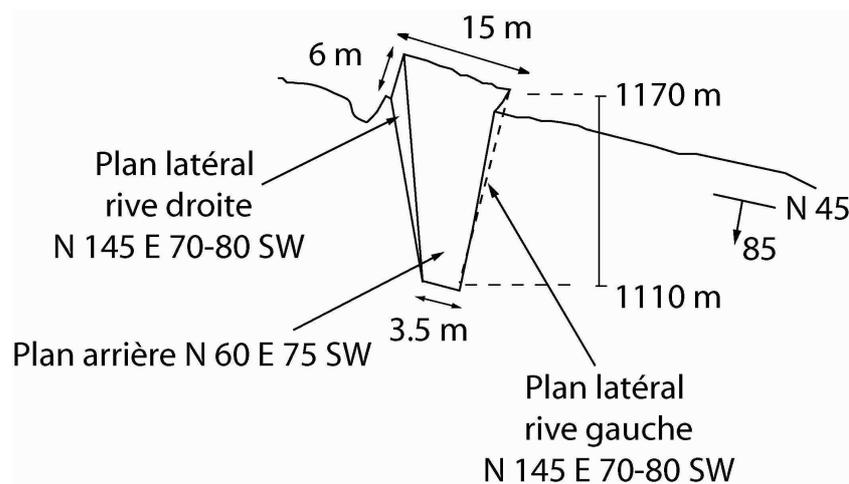
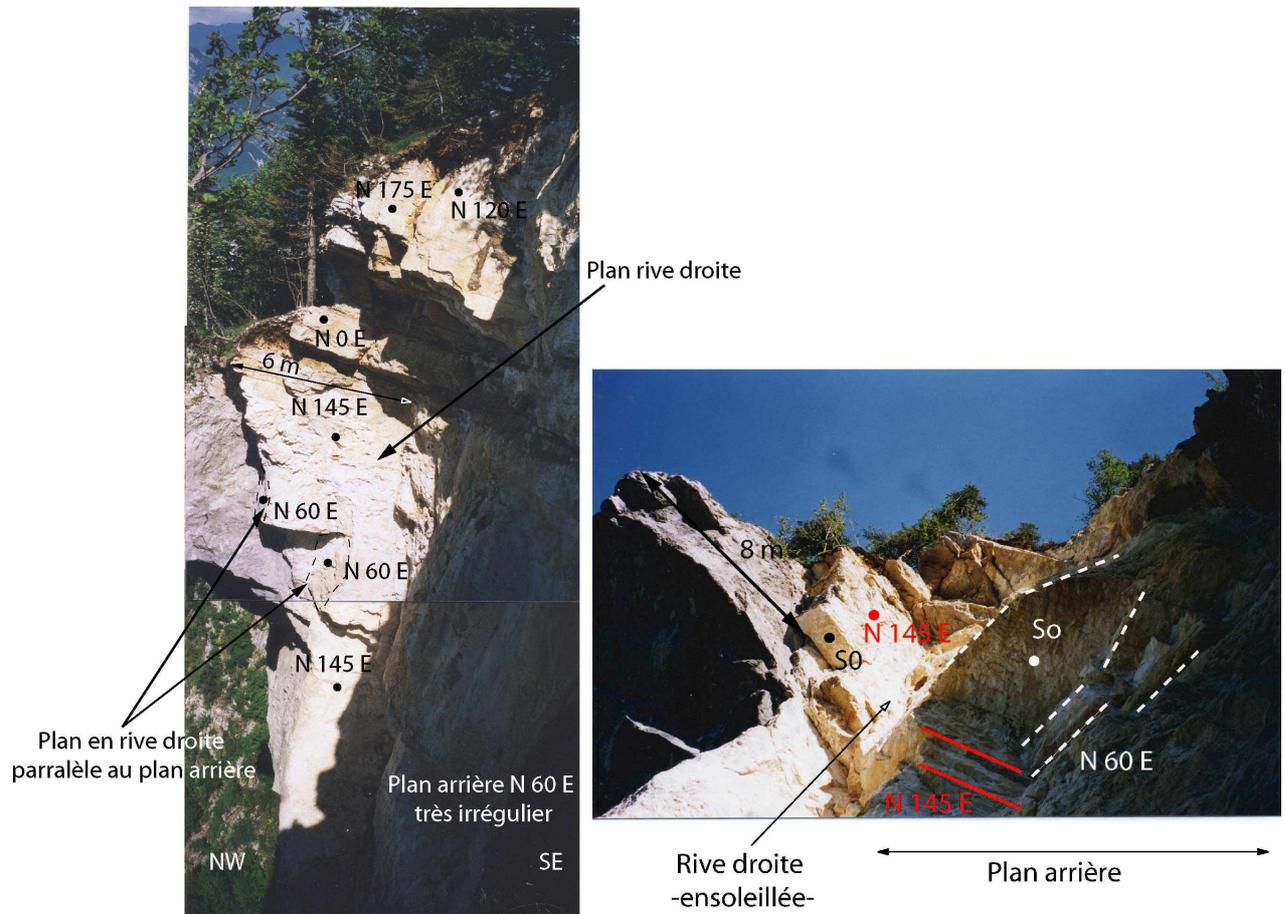


Figure 10 : Schéma de la niche d'arrachement.



*Figure 11 : Photo de la cicatrice.
A gauche : rive droite ; à droite : plan arrière.*

Trois familles de discontinuités : N 0° E, N 65° E et N 145° E mises en évidence dans l'analyse structurale du massif sont identifiées à l'échelle du compartiment. Cependant, on relève :

- ✓ La forte variabilité des fractures oscillant entre N 140° et N 180° E, en rive gauche. L'observation faite à ce niveau laisse penser qu'il s'agit d'une même famille de fractures possédant une assez forte dispersion.
- ✓ Le caractère prédominant des fractures N 145° à N 180° E et N 65° E et la quasi absence de fractures est-ouest.

APPROCHE GEOMECHANIQUE

A partir d'un modèle géométrique simplifié, élaboré à partir des observations précédemment faites, une étude géomécanique a été réalisée.

On a ainsi considéré d'une part un plan de falaise N 45° E 85° NW et d'autre part que le compartiment était limité :

- latéralement par des plans N 145° E 75° SW (1) ;
- à l'arrière par un plan moyen N 60° E 85° NW (2) ;
- et au sommet par la stratification N 0° E 30° E (3).

L'analyse du mécanisme de rupture s'est faite en projection, en utilisant la théorie des blocs (Goodman, 1989). Cette étude montre un glissement sur les deux plans N60° E et N 145° E de la rive droite. Néanmoins la résistance au glissement provient essentiellement du plan N 60° E. La stratification a joué en décollement.

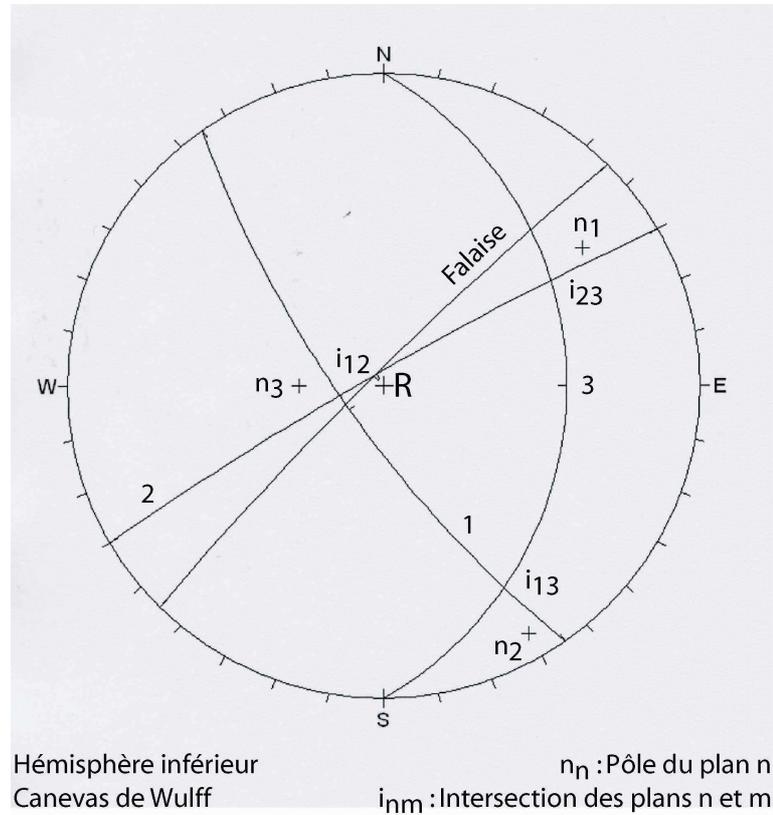


Figure 12 : Stéréogramme montrant le mécanisme de rupture dièdre.

Au vu des observations de la cicatrice de rupture, on considère d'une part une cohésion « réelle » (due au ponts rocheux) nulle sur les plans latéraux et sur les joints stratigraphiques délimitant le sommet du compartiment. D'autre part, sur le plan moyen N 60° E 85° NW, les relais des fractures N 60°E et N° 145° E constituent des dièdres décimétriques à pluridécimétriques.

Pour déterminer le pourcentage limite de ponts rocheux nécessaire pour maintenir la stabilité du compartiment, on se base sur la formule suivante :

$$F = \frac{c_1 A_1 + c_2 A_2 + W \frac{\sin(i_{12}, v)}{\sin(n_1, n_2)} \times [\sin(n_1, j_v) \tan(\phi_1 + i_1) + \sin(n_2, j_v) \tan(\phi_2 + i_2)]}{W \cos(i_{12}, v)}$$

avec,

c_n : cohésion de la discontinuité n ;

W : poids propre du compartiment ;

A_n : aire de la face n ;

Φ_n : angle de frottement de base du plan n ;

i_n : angle de dilataance du plan n ;

$i_{m,v}$: angle entre la ligne d'intersection des plans m et n et la verticale ;

j_v : vecteur unitaire dans le plan vertical tel que $i_{m,v}, j_v = \pi/2$;

n_n : vecteur unitaire sur la normale au plan n, orienté vers l'extérieur du bloc étudié.

D'après les observations faite au niveau de la cicatrice de rupture, on fait l'hypothèse d'une cohésion réelle (due au ponts rocheux) nulle sur les plans latéraux car ces plans n'indiquent pas la présence de ponts rocheux. Ainsi, $c_1 = 0$ kPa.

Les autres valeurs sont les suivantes :

- Φ_1 et Φ_2 , angle de frottement de base des plans calcaires sans remplissage = 35° ;
- $c_{\text{roche}} = 20\ 000$ kPa ;
- W, poids propre du compartiment = $54\ 000$ kN ;
- $A_1 = 150$ m²
- $A_2 = 600$ m²

Ainsi on détermine à partir du stéréogramme les éléments suivants :

- $i_{12,v} = 15^\circ$;
- $n_1, j_v = 25^\circ$;
- $n_2, j_v = 68^\circ$ et
- $n_1, n_2 = 93^\circ$.

La valeur critique de la cohésion apparente c_2 (correspondant à $F = 1$) est de 54 kPa. Pour l'expliquer, il faut un pourcentage de ponts rocheux de 0.27 % de la surface de glissement 2.

Une étude paramétrique a été réalisée pour définir si des changements de conditions mécanique où géométrique au niveau de la cicatrice apporterait des grandes variations surfaciques de ponts rocheux. L'étude paramétrique fait varier :

- l'angle de dilataance du plan 2 (N 60° E 85° NW) entre 0 et 16° et
- le pendage du plan 2 entre 80 et 65° .

Elle aboutit à des pourcentages de ponts rocheux compris entre 0.1 et 0.32 %. Les surfaces des épontes sont les plus grandes lorsque le glissement sur le plan 2 est facilité (augmentation du pendage ou diminution de la dilataance).

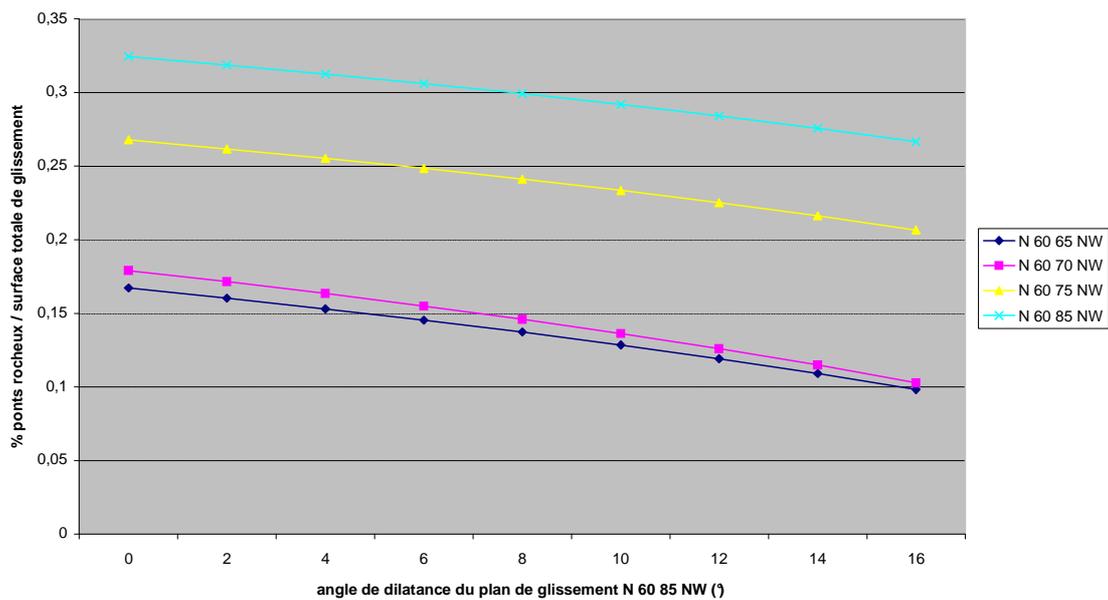


Figure 12 : Evolution du % de ponts rocheux en fonction du pendage et de l'angle de dilatance du plan N 60° E 85° NW.

Retenons simplement que ces valeurs sont dans tous les cas inférieures à 1% et qu'elles confortent les observations faites au niveau de la niche d'arrachement.

ANNEXE 3

PARAMETRES FIGURANT DANS LA BASE DE DONNEES EUROPEENNE "ROCKSLIDETEC"

1. SUMMARY

Responsible
Date of report
Bibliography
Country
Administrative subdivision (département, canton, regione)
Town, village
Name
Position (x, y,z)
Date of occurrence
Type of movement
Volume
Residual activity
Damage

2. VALLEY WALL

2.1 Morphology
Aspect (azimuth)
Maximal elevation (top)
Minimal elevation (talweg)
Wall width concerned by the description (homogeneous area)
Morphology evolution
Morphology description (cross-section)
2.2 Geology
Tectonic unit
Lithology
Stratigraphy
2.3 Climatology
Climatic station
Annual rainfall
Mean annual temperature
2.4 Hydrology and hydrogeology
Stream, spring, seepage
Slope water table
Type of permeability
2.5 Sismology
Earthquake acceleration or intensity for a 100 year return period
Proximity of active seismic fault

3. INITIAL STATE OF THE SOURCE AREA

3.1 Morphology of the source area
Maximal elevation
Minimal elevation
Aspect
Maximal slope angle
Minimal slope angle
Mean slope angle

Vertical profile (concavity)
Horizontal profile (concavity)
Cover (vegetal, scree, ...)

Active erosion processes

3.2 Water

Catchment area

Type of permeability

Seepage, spring, torrent

3.3 Geological structure

For each discontinuity set:

Type of discontinuity

Lithology

Weathering

Dip direction

Dip

Spacing

Extension

Morphology

Opening

Infilling

3.4 Monitoring

Presence

Description

4. FAILURE

4.1 Typology

Types of movement (fall, topple, slide, spread, flow, composite)

Mechanism (translational, rotational, ...)

4.2 Scar

Stratigraphy

Maximal elevation

Minimal elevation

Maximal inclined length of the scar

Maximal width

Maximal thickness

Surface

Map and cross-section

Joints delimiting the fallen rock mass

For each joint:

Parameters listed in 3.3

Proportion of intact rock rupture

Rock bridge compressive strength

Type of joint movement

Position in relation to the scar

4.3 Causal factors

5. PROPAGATION

Cette fiche n'est pas encore établie définitivement.