

SHORT COURSE – 03F

17.01.2003

QUANTERRA

INTERNATIONAL INDEPENDENT CENTER OF CLIMATE CHANGE IMPACT ON NATURAL RISK ANALYSIS IN MOUNTAINOUS AREA

Short course









Par M. Jaboyedoff, F. Baillifard, J.F. Kaufmann et V. Labiouse

www.quanterra.org

Quanterra Chemin de la Tour-Grise 28 1007-Lausanne Tel. + 41 79 752 35 15 E-mail: mail@quanterra.org



Cette note de cours à été distribuée lors de l'Université Européenne d'Eté sur les risques naturels, intitulée "glissements de terrains et instabilités de falaise", qui s'est tenue à Sion (Suisse) du 9 au 14 septembre 2002. Son organisation était assurée par pôle Grenoblois Risques Naturels (Grenoble, France, www.risknat.org/) et le CREALP (Centre de recherche sur l'environnement alpin).

Le financement de cette note a été assuré par le LMR à l'EPFL (Imrwww.epfl.ch), le CREALP (<u>www.crealp.ch</u>) et Quanterra (www.quanterra.org).

Table des matières

Introduction	3
Que cherche-t-on ?	3
Considérer un système érosif rocheux	6
Modèle empirique d'évolution de versants	6
Le temps	8
Description du système rocheux instables	8
Les caractéristiques intrinsèques	9
Les facteurs externes	9
Principe de la détection	10
Choix stratégiques	10
Cadastre des événements	11
Validation de la méthode et de ses critères de détection	11
Détection à grande échelle : l'exemple des éboulements dans les alpes	12
Méthodes simples de détection	14
Exploitation des modèles numériques de terrain (MNA)	14
Exemple de méthode d'analyse indirecte: analyse des pentes	15
Analyses des photos aériennes et satellites	15
Exemple de mode de détection indirecte	17
Qualification et validation des zones rocheuses instables détectées à l'aide de méthodes de détectées	ction
simples	17
Identification des mécanismes possibles des zones potentiellement instables	17
Vérification de l'existence des zones productrices de blocs	18
Validation des résultats par visite rapide de terrain	19
Comparaison du cadastre des événements avec les périmètres d'atteinte et les instabilités	19
Synthèses	20
méthodes AUTOMATIQUES multicritères	20
Exemple de méthode multicritères appliqué à une route	21
Méthodes multicritères appliquée en Himalava et précision du résultat	21
Identification de zones productrices actives de chutes de blocs par l'utilisation de procédures	GIS
standard	22
Approche structurale et probabiliste: Matterock	23
Remarques et Perspective	25
Bibliographie	26

Par M. Jaboyedoff^{1,2,3,4}, F. Baillifard^{2,3}, J.F. Kaufmann³ et V. Labiouse¹

RESUME

Les principes de la détection des instabilités rocheuses sont présentés en fonction des informations disponibles, notamment des nouveaux formats sur SIG. Un relief doit être considéré comme un système érosif. La détection des instabilités rocheuses consiste donc à trouver les zones rocheuses les plus sensibles à l'érosion. Les instabilités peuvent être considérées comme des systèmes décrits par des caractéristiques intrinsèques et des facteurs externes dont la source se trouve au-delà du périmètre de l'instabilité. Les premières sont les éléments importants dans la détection à petite échelle, on tente donc de détecter ces facteurs. A grande échelle, se sont les facteurs externes qui sont plus importants pour la détection. La détection peut se faire dans un premier temps à l'aide de critères simples comme les pentes. Elle doit souvent, par précaution, être ensuite affinée et validée par une rapide visite de terrain. Des détections multicritères sont aussi possibles elles mènent à une première classification de la susceptibilité des instabilités. Lorsque les familles de discontinuités principales sont connues, il est possible de détecter les zones qui peuvent produire des glissements plan ou dièdre et d'en donner la probabilité d'occurrence.

ABSTRACT

Rock instability detection is presented with respect to the new available GIS data formats. Reliefs have to be considered as erosive systems. Rock instability detection consists in finding the rock slope most sensitive to erosion. Two variable types: the intrinsic characteristics, which describe rock instabilities and the external factors, which originate from outside the perimeter of the instability. The first are important to detect instabilities at a small scale and the second are suited for larger areas. Instabilities can be detected using simple criterion like slope angle, but results must be refined and validated with rough field surveys. Multi-criterion detection leads to a rating system of the "hazard". As the main discontinuity sets are known the zone that may produce rockslides and wedges can be found, and probability of occurrence can be calculated.

INTRODUCTION

Que cherche-t-on ?

Que répondre à la question : « Que cherche-t-on ? ».

On cherche les zones susceptibles de produire des chutes de blocs ou des écroulements en grande masse (Fig. 1).

Mais la réponse dépend de la personne qui a posé la question. Par exemple, les personnes en charge de la gestion du territoire se demandent quels sont les sites qui peuvent présenter un danger pour les biens et les populations. Les « scientifiques » eux se posent la question de savoir où peuvent se trouver les sites dangereux en générale, et ils tentent de les décrire et de les modéliser. Les seconds n'apportent souvent pas de réponses satisfaisantes aux premiers. Premièrement parce que les « aménagistes » ne voient pas l'intérêt d'étudier les phénomènes sur toute la surface ou très en détail et deuxièmement parce que les « scientifiques » ne veulent souvent pas donner d'avis, si toutes les études (souvent onéreuses) n'ont pas été menées.

Pourtant ces deux visions doivent être conciliées. Il faut en fait donner tort aux deux partenaires, premièrement aux « aménagistes » qui considèrent souvent le territoire comme n'étant que celui qui

¹ Laboratoire de Mécanique des Roches LMR, ENAC - EPFL, CH-1015 Lausanne,

² CREALP – Centre de Recherche sur l'Environnement ALPin, Industrie 45, CH - 1951 Sion

³ QANTERRA, Ch. Tour-Grise 28, 1007 Lausanne Switzerland

⁴ Institut de Géologie et de Paléontologie, Université de Lausanne, BFSH2, CH - 1015 Lausanne

présente un intérêt économique, et secondement aux scientifiques, qui répugnent souvent à donner même une solution (et pas une réponse définitive) aux problèmes posés.

Ce préambule un peu caricatural permet simplement de souligner trois points importants :

- Les principes des méthodes de détection doivent être élaborés sur la base des informations disponibles sur un territoire entier et pas seulement sur les zones d'intérêt, car les instabilités sont, entre autre, des systèmes et leurs limites ne sont jamais a priori définies.
- La mise au point des méthodes de détection doit impérativement tenir compte de l'information disponible et doit donc être modulable et donner des réponses à différentes échelles dans l'espace et dans le temps et sous différentes conditions financières.
- Les résultas des méthodes doivent être utilisables dans le cadre d'une analyse de risque.

Alors « Que doit-t-on chercher ? » :

• Mettre en évidence les versants rocheux qui présentent un fort potentiel « d'érodablilité » par chutes de blocs et si possible de donner une susceptibilité.

L'application à tout le territoire peut notamment trouver une justification simple : l'approche multirisques (par ex. Interaction cours d'eau dépôts rocheux).



Fig. 1 : Illustration du processus de chutes de blocs (Modifié d'après Cattiau., 1994)

La notion de potentiel « d'érodablilité » est plus vague que celle de « hazard » (aléa), mais elle y est reliée et peut la remplacer lorsqu'on s'occupe de détection. Rappelons que l'aléa destructeur est celui de chute de blocs et non celui de paroi rocheuse. A ce titre il est d'ailleurs préférable, de ne pas dissocier propagation et détection de zones instables, car le couplage des deux permet d'avoir une idée du potentiel d'érosion. L'utilité de la notion d'érodabilité peut être soulignée par le fait qu' une chute de blocs en pied de falaise produit une érosion plus faible que si elle part du haut de la falaise, le flux de matière vers le bas étant plus important, il y se cache donc une notion énergétique derrière ce concept.

Le caractère ponctuel dans le temps des éboulements et des chutes de blocs, par opposition aux mouvements lents des glissements de terrain, rend difficile l'évaluation de la probabilité moyenne de rupture (probabilité qu'un détachement se produise dans une paroi rocheuse). En dehors des zones actives de chute de blocs, la prévision est difficile. C'est la raison pour laquelle les méthodes de détection sont importantes, car elles permettent de délimiter de façon plus ou moins systématique les zones potentiellement instables à l'aide de critères clairement définis.

De nombreuses méthodes ont été développées au gré des documents disponibles et de la réponse donnée à la question : « *Que cherche-t-on ?* ». C'est la raison pour la quelle il n'est pas possible, à l'heure actuelle, de présenter de méthode applicable partout avec n'importe quels moyens financiers. Il est même des cas où les exigences posées par le mandant sont irréalisables compte tenu des moyens à disposition. D'autre part, aucune méthode ne permet d'atteindre une détection des instabilités à 100%. C'est pourquoi nous présentons ici une succession de techniques et non pas une méthode unique.



Fig. 2 : Simulation simple de l'évolution d'un profil topographique simple en fonction du temps. Les niveaux de nappes sont purement hypothétiques, mais ils montrent que la stabilité des pentes peutêtre fortement influencées par ceux-ci.

CONSIDÉRER UN SYSTÈME ÉROSIF ROCHEUX

Modèle empirique d'évolution de versants

Les chutes de blocs et les éboulements ne sont qu'une expression de l'érosion gravitaire. La question est donc de définir quelles sont les zones les plus sensibles aux démantèlementx des massifs rocheux. L'érosion est un des phénomènes primordiaux de la surface terrestre. On peut noter qu'indépendamment du modèle choisi, la masse des sédiments actuels aurait pu se déposer 5 fois au cours de l'histoire de la terre (Garrels et MacKenzie, 1971).

De façon très grossière, plusieurs processus peuvent affecter un versant rocheux. De façon empirique on peut supposer que la vitesse d'érosion des versants est proportionnelle à :

- L'altitude : z
- A la pente : dz/dx
- Aux variations de pente négative (vers le plus raide) : dz²/d²x. Cela a signifie que les têtes de versants ont tendance à s'éroder et les pieds de talus à se combler par des éboulis.

Ainsi on obtient en deux dimensions (Young, 1972; Thornes and Brunsden, 1977):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = a \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} - b \frac{\partial z}{\partial x} - cz + v - r$$

Où z est l'altitude, t est le temps, x la coordonnée horizontale et a, b et c sont respectivement : un coefficient de diffusivité [mm/an], un coefficient de d'érosion régressive [mm/an] et un coefficient de dénudation [mm/an]. A cette équation on peut ajouter un mouvement vertical surrection ou « uplift » de vitesse v et une érosion fluviale ou glaciaire qui incise la topographie en certains endroits. Cette dernière érosion est donnée par un coefficient d'érodabilité fluviale ou glaciaire (r) [mm/an].

Au travers d'un exemple (fig. 2), qui présente une topographie initiale simple est une succession de couche tendre et plus dure, on peut mettre en évidence les principaux traits des processifs érosifs. La topographie proposée est traversée par une faille et elle est soumise à un uplift, et de l'érosion glaciaire ou fluviale. On observe que la faille crée un petit escarpement. Les lithologies compétentes forment des barres rocheuses, alors que les lithologies moins compétentes subissent une érosion régressive et un abaissement de leur altitude assez rapide. Le modèle ne permet pas la création de surplomb, mais on pourrait s'y attendre sous les barres rocheuses compétentes. D'un point de vue de l'érosion des reliefs, on observe que les parois compétentes ont tendance à devenir verticales. C'est le cas aussi pour les roches plus tendres sous-jacente à des barres rocheuses compétentes.

Du point de vu de la stabilité des versants, on peut supposer que les roches tendres vont se débiter fréquemment ou subir des glissements de terrain, alors que les roches compétentes vont plutôt être déstabilisées par étapes lorsque le front de falaise dépasse ses conditions d'équilibre.

L'érosion glacière et fluviale, qui est ici simulée de façon sommaire (fixe dans l'espace), pourrait se déplacer suivant les horizons compétents. Néanmoins on s'aperçoit aussi que le modelé glaciaire en « U » est une des sources principales de pentes raides. Il est intéressant de noter la possibilité d'héritage de reliefs dans la partie droite du modèle.

On déduit de ce modèle que les pentes raides de roches compétentes (Eisbacher et Clague, 1984, Sartori et al., soumis), généreront potentiellement de grands éboulements et des chutes de blocs alors que les versants raides constitués de roches tendres ne généreront la plupart du temps que des chutes de blocs et peu d'éboulements. Les situations peuvent bien sûr être plus complexes.

Il est évident que se sont les pentes raides, les parois rocheuses qui vont générer des chutes de blocs, dès lors on peut se poser la question: quelle est la limite inférieure au-dessous de laquelle, en principe une pente a très peu de chance⁵ de générer des chutes de blocs? En terrain montagneux on peut supposer qu cette limite inférieure est celle des pentes d'éboulis stabilisés soit environ 35°. De la Noe et De Margerie (1888) avaient estimé cette pente à 36-37° (Fig.).

⁵ L'aspect probabiliste est inévitable, il est possible même sur une pente faible qu'un bloc roule. Cependant la probabilité qu'un tel événement arrive est excessivement faible.

Il est souvent admis que les éboulis possèdent une pente maximum en moyenne de 35° (Evans, comm. Pers.), celle-ci correspond intuitivement à l'angle de limite du tas de sable. Il est évident qu'il existe des exceptions à cette règle notamment lorsque des blocs prismatiques s'empilent et sont de grandes tailles. Théoriquement on peut montrer que la pente maximum que peut atteindre un empilement de sphères de diamètres identiques est justement de 35° (Réka et al., 1997) (Figs. 3, 4 et 5). Tout se passe donc comme si les éléments de l'éboulis s'empilaient de façon à avoir une stabilité maximum vis-à-vis de la pente. On constate que les observations indiquent que les pentes maximales respectent en moyenne la limite établie à partir de modèles simples d'empilement de sphères.



Fig.3 : (a) Illustration schématique de la pente générée par un tas de boules. (b) La stabilité d'une boule dépend de la configuration locale du tas tétraédrique (tiré de Réka et al., 1997).



Fig. 4: (a) Géométrie du modèle 3D calculé. (b) représentation de Φ' (tiré de Réka et al., 1997).



Fig.5: Angle maximum pour la stabilité d'empilement de boules à empilement tétraédrique en fonction de l'angle Φ ' de la base de la pile avec l'horizontale (d'après Réka et al., 1997).

Le temps

La vitesse des mouvements de versant est connue en générale dans des endroits où elle est anormale, typiquement des instabilités. On peut obtenir un ordre de grandeur des mouvements qui précédent une instabilité en utilisant l'équation de Fukuzono (1990). Fukuzono postule que l'accélération de la vitesse v de déplacement est proportionnelle à une puissance m de la vitesse de déplacement :

$$\frac{d^2 x}{dt^2} = A \left(\frac{dx}{dt}\right)^m$$

où A est une constante. Les données accessibles indiquent que souvent m est proche de 2. Dans ce cas, on obtient par intégration:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{A}{\left(t_r - t\right)}$$

où t_r est le temps où la rupture se produit, ce terme vient du fait qu'à la rupture la vitesse est supposée infinie. Dans un diagramme oû l'on représente l'inverse des vitesses $(1/v = (x_i-x_{i-1})/(t_i - t_{i-1}))$ en fonction du temps, les points s'alignent en principe selon une droite. L'intercepte de cette droite avec $v = \infty$ donne le temps de rupture.



Fig. 6 : A gauche interprétation des données du deuxième éboulement de Randa (d'après Rouiller, 1992). A droite, mouvements en fonction du temps obtenu grâce à la régression de gauche.

Cette méthode appliquée aux données de Randa (Rouiller, 1992) fournit d'assez bons résultats (Fig 6.). Bien que la théorie de Fukuzono soit destinée au temps qui précède la rupture, on peut tenter de l'appliquer pour des temps plus longs. A l'aide de la droite ajustée sur les points (t_i-1/v_i) on peut d'estimer quels furent les mouvements dans le passé (Fig. 6). Dix ans avant la rupture, les mouvements ont dû être de l'ordre du centimètre, ce qui est cohérent avec les début d'activité de chute de blocs (Schindler et al., 1993) et que cent ans avant, ils devaient être de l'ordre du millimètre, n'ayant vraisemblablement pas produit de manifestations particulières.

DESCRIPTION DU SYSTÈME ROCHEUX INSTABLES

Il est préférable de séparer les paramètres (Piteau et Peckover, 1978 ; Mazzocola et Hudson, 1996) qui décrivent les systèmes instables en deux catégories (Jaboyedoff et Baillifard, in prep.) :

- 1. Les caractéristiques intrinsèques
- 2. Les facteurs externes

La première catégorie est constituée des paramètres qui définissent la géométrie, les propriétés des roches, de la fracturation, des perméabilités etc. de l'instabilité et de ses abords immédiats (Fig. 7). La seconde concerne les facteurs qui, par leurs actions, détériorent la stabilité de la masse rocheuse

avec le temps et sont en même temps les facteurs qui sollicitent le massif rocheux et qui par là-même peuvent mener à une situation de rupture. Il n'est pas exclu que les caractéristiques intrinsèques et les facteurs externes portent un même nom. Cependant les premiers décrivent un état au moment d'observations, alors que les seconds sont, en fait, une estimation de l'intensité des phénomènes qui affectent l'instabilité.



Fig. 7: Illustration des concepts de caractéristiques intrinsèques et facteurs externes. En petites majuscules les **Caracteristiques** et en italiques les **Facteurs externes** (tiré de Jaboyedoff et Labiouse, 2002).

Les caractéristiques intrinsèques

Ce sont les variables propres des instabilités. Un certain nombre des caractéristiques intrinsèques doivent présenter un caractère défavorable en terme de stabilité pour qu'une instabilité se forme. Elles sont susceptibles d'évoluer au cours du temps sous l'effet des facteurs externes. La liste suivante n'est pas exhaustive :

- Morphologie
 - Type de versant (pente, hauteur des parois rocheuses, profil, etc...)
 - Exposition
 - Style de relief (processus qui le contrôle)
- Contexte géologique
 - Type de Roche et état de fraîcheur
 - o Stratification
 - Zone plissée
 - o Structures
- Fracturation
 - Familles de discontinuité
 - Persistance, espacement...
 - Degré de la fracturation
- Caractéristiques hydrogéologie
 - Perméabilité
 - o Conductibilité des fractures
- Propriétés mécaniques des roches (C, φ...)
- Activité (chutes de blocs ou mouvements)

Les facteurs externes

Les facteurs externes sont des phénomènes qui s'appliquent au versant tout entier et/ou dont l'origine est extérieure aux instabilités. Parmi eux on peut effectuer les subdivisions suivantes:

- Liés à l'eau (hydrologie et hydrogéologie, climat)
 - Les précipitations, neiges
 - Les taux d'infiltration

- Les eaux souterraines
- L'altération
- Sismicité
- Tectonique active
- Microclimat (variation de température)
 - o Gel-dégel
 - Exposition au soleil
 - Permafrost
- Instabilités avoisinantes
- Facteurs anthropiques

Tous ces facteurs possèdent une connotation temporelle évidente. Leur connaissance est très variable en fonction des informations accessibles, mais il est impératif d'analyser ces facteurs lorsqu'on veut évaluer la sensibilité des instabilités à un contexte climatique et géologique.

PRINCIPE DE LA DÉTECTION

Partant du constat que les caractéristiques intrinsèques contrôlent les mécanismes d'instabilités rocheuses et donc leurs types. Il faut, lorsqu'on recherche des instabilités, identifier les zones qui possèdent les caractéristiques nécessaires à la création d'instabilités. Cependant les facteurs externes sont aussi des paramètres qui sont utiles à la détection. Ils fournissent le plus généralement des informations sur la successibilité d'une zone à receler des instabilités, mais ne permet pas de les localiser directement. Dans certains cas si les informations sont précises, elles permettent aussi de localiser les instabilités. Les méthodes de détection simples ne prennent en général pas en compte les facteurs externes.

A l'heure actuelle l'apport des systèmes d'informations géographiques (SIG) est primordial, car des procédures d'identification automatiques permettent de définir rapidement des zones potentiellement instables en utilisant des méthodes assez simples.

Les documents utilisés les plus courants sont:

- Les modèles numériques de terrain (MNA)
- Les cartes topographiques vectorisées ou non
- Les cartes géologiques topographiques vectorisées ou non
- Les photos aériennes ou satellites
- Touts autres documents (publications relatives à la géologie ou à des instabilités, coupes géologiques, photographies, etc...)

Il est trivial de dire que, que la détection commence par la mise en évidence des éléments rocheux. Puis se poursuit par une pondération de la successibilité aux chutes de blocs ou éboulements des zones détectées par procédure automatique ou par de rapides visites de terrain.

Les visites de terrain sont recommandées pour valider les résultats de toutes les procédures automatiques.

Choix stratégiques

Le choix de méthodes de détection dépend de l'objectif final d'une étude. Les trois éléments qu'il faut analyser pour mettre en œuvre des méthodes de détection sont :

- Quel sont les objectifs de la détection ?
 - Zonage des phénomènes, doit-on aboutir à une analyse du risque, le territoire est-il étendu, est-ce une étape avant des documents plus détaillés...
- De quels moyens financiers et logistiques dispose-t-on ?
- Quels sont les documents accessibles ?
 - Carte, documents SIG, rapport, précision des documents.

On comprend bien que la solution adoptée dépende des documents accessibles et de leurs prix, mais aussi de la précision demandée dans la qualification des zones instables. On peut aboutir à certaines impossibilités en fonction de la précision attendue.

Dans les régions à haute densité de population comme les Alpes, la technique qui consiste à n'intervenir que là où le danger est imminent et qu'il présente un risque, n'est plus une stratégie acceptable, il est nécessaire de planifier l'aménagement du territoire.

Beaucoup méthodes de détection d'instabilités rocheuses s'appuient essentiellement sur la reconnaissance de terrain, ce qui est souvent prohibitif. Pour d'autre la détection et l'évaluation de la susceptibilité aux instabilités s'effectue à l'aide d'observations et d'un traitement numérique faisant intervenir le SIG ou des programmes équivalents (Wagner et al., 1988; Rouiller et al., 1997; Soeters et Van Westen, 1996; Guzzetti et al., 1999; Regione Lombardia, 2000). Ces méthodes deviennent les plus courantes lorsqu'un territoire entier doit être couvert.

L'examen des documents accessibles doit permettre de limiter les visites de terrain, de sorte qu'il est important de bien évaluer les détections préliminaires qui peuvent être faites à l'aide de documents informatiques principalement SIG. Les méthodes basées sur la connaissance des cadastres d'événements sont intéressantes à court terme, pour autant que ces cadastres existent. Elles possèdent un inconvénient dans le cas des chutes de blocs, comme le cas de Randa le montre: les chutes de blocs peuvent présenter une activité en 20 ans et ne pas être répertoriés dans un cadastre comme des signes avant-coureurs.

Il est par conséquent impératif de posséder des méthodes qui permettent de mettre en évidence de plus larges zones de périmètres potentiellement instables. L'ampleur des visites de terrain dépend de l'accessibilité du terrain et des moyens financiers et logistiques.

Cadastre des événements

Un cadastre des événements est une base de données qui répertorie les caractéristiques des événements passés. C'est un outil précieux car il permet: (1) d'identifier les parois rocheuses où des chutes de blocs se sont déjà produites et (2) permet de se faire une idée sur les fréquences des événements. Son exploitation permet d'obtenir de résultats en terme d'appréciation des fréquences (Carere et al., 2001; Vengeon et al., 2001; Dussauge-Peisser, 2002), mais aussi la définition des zones potentiellement instables.

Les cadastres d'événements possèdent un inconvénient majeur, c'est qu'ils ne répertorient souvent que les évènements qui ont eu un impact sur l'activité humaine. Il est donc difficile d'en tirer des informations pour tout un territoire. Par contre si l'occupation du territoire ne c'est pas trop modifiée durant la période de collecte des informations du cadastre, les informations sont très utiles pour une analyse de risque.

Validation de la méthode et de ses critères de détection

Le choix des critères est souvent contraint par les documents disponibles. Cependant il est préférable de valider la pertinence des critères choisis sur une zone limitée (Fig. 8). Cette zone doit être représentative du territoire étudié, c'est-à-dire qu'elle possède les traits morphologiques, tectoniques de microclimats de la zone à étudier. Cette procédure de choix et de validation des critères peut être menée sur plusieurs sous-zones d'un territoire qui ne serait pas homogène. Elle permet aussi de donner un ordre de grandeur de la précision de la méthode choisie.



Fig.8 : Schématisation de la procédure de validation des critères utilisés lors de l'application des méthodes (Tiré de Jaboyedoff et Labiouse, 2002).

Détection à grande échelle : l'exemple des éboulements dans les alpes

A large échelle il est difficile de chercher des sites précisément, de sorte que la détection ne s'effectue plus sur les caractéristiques intrinsèques qui sont par essences locales. Dans ce cas on recherche les zones dans lesquelles les facteurs externes peuvent être très actifs dans la déstabilisation des massifs: morphologie, climat, séismes, etc. ou celles qui recèlent déjà des instabilités.

L'analyse des éboulements historiques dans les Alpes de Eisbacher et Clague (1984) montre que 66% des éboulements sont causés exclusivement par des précipitations ou/et la fonte de neiges et qu'elles y participent dans 76% des cas (Tab. 1). Les tremblements de terre et l'activité humaine totalisent à eux deux moins de 25% des causes des éboulements.

Il est assez évident qu'il faut des reliefs importants pour que des éboulements de produisent, par conséquent ils se situent principalement dans des reliefs accidentés mais aussi au-dessus d'une certaine altitude (Figs. 9 et 10). Dans les Alpes, au moins de 20% des instabilités se trouvent au-dessous de 1500 m d'altitude, la moyenne est à environ 1850 m d'altitude.



Fig. 9: Localisation d'éboulements historiques alpins (d'après Eisbacher et Clague, 1984) représentés sur la topographie (NOAA) dont les niveaux sont 1000, 1500, 2000, 2500 m.

Cause du déclenchement	Nb	%	%	%
Pluies	11	29%		
Fontes de neiges ou glaces	8	21%	66%	
Pluies, Fontes de neiges ou glaces	6	16%		760/
Pluies, Tremblements de terre	2	5%		10%
Pluies, Activités humaines	1	3%		
Pluies, Tremblements de terre, Activités humaines	1	3%		
Tremblements de terre	5	13%		
Activités humaines	4	11%		

Tableau 1: Causes de déclenchements des grands éboulements alpins historiques (d'après des données Esibacher et Clague, 1984),), l'éboulement de Randa y a été rajouté.

L'altitude peut être invoquée pour de multiples raisons. Compte tenu que l'effet de l'eau est un important facteur déstabilisant des versants rocheux, les précipitations sont un indice de déstabilisation et par conséquent l'altitude, puisque généralement les précipitations sont plus abondantes sur des reliefs importants. D'autre part, les reliefs se développent le mieux là où les mouvements de surrections (uplifts) sont les plus forts (Pinet et Souriaux, 1988), par conséquent ce sont aussi les zones sujettes à une activité tectonique plus intense et aux tremblements de terres.

L'efficacité de l'érosion dans les régions à forts uplifts est démontrée par le fort transport de sédiments par les cours d'eau (Schlunegger et Hinderer, 2001). De plus selon Burbank et al. (1996) dans des roches similaires, la vitesse d'incision des cours d'eau ne fait pas varier les profils topographiques, ce qui signifierait que les versants évoluent de façon identique sous l'effet de "Landslides". Mais ceux-ci se développeraient plus ou moins rapidement en fonction de la vitesse d'incision. Les cycles de gel dégel influent aussi de façon plus importante en altitude et ils influent de façon significative sur les chutes de blocs (Matsuoka et Sakai, 1999).

Il existe une exception à l'altitude c'est les roches dures peu fracturées qui, même si elles ne sont pas élevées, peuvent être incisées de façon très abrupte (Künhi et Pfifner, 2001). Dans ce cas on retombe sur le critère de pente ou mieux sur celui de la hauteur de falaise (Gupta et al., 1999).



Fig. 10: Histogramme des altitudes approximatives de la masse rocheuse éboulée (d'après des données de Eisbacher et Clague, 1984), l'éboulement de Randa y a été rajouté.



Fig. 11: La majorité des éboulements se situent soit dans des zones à forte précipitation moyenne annuelle, ou dans les zones d'aléas sismiques élevés (précipitation d'après Atlas Hydrologique suisse; aléa sismique d'après Slejko et al., 1998)

A l'échelle d'une chaîne on observe qualitativement que l'altitude et les précipitations sont de bons indicateurs de la susceptibilité aux éboulements (Fig. 11). L'activité sismique semble être

partiellement corrélée. Mais l'utilisation de tous ces critères permet malgré tout de délimiter des zones sensibles. A la figure 2, deux hypothétiques niveaux de nappes phréatiques ont été représentés afin de souligner les changements de régimes hydrogéologiques en fonction de l'évolution du relief.

La densité relative d'éboulement par unité de surface, grâce au cadastre de Eisbacher et Clague (1984), permet aussi délimiter des zones de susceptibilité élevée, on observe que la Suisse est particulièrement touchée (Fig. 12). Il faut cependant noter que ce cadastre semble mal documenté en France, ce qui montre les limitations de la méthode des cadastres. Il est à noter que la présence d'anciennes instabilités est un critère de détection.



Fig. 12: Densité relative du nombre d'éboulements par unité de surface, il s'agit d'une expression de la méthode basée sur les cadastres (d'après des données de Eisbacher et Clague, 1984)

MÉTHODES SIMPLES DE DÉTECTION

Exploitation des modèles numériques de terrain (MNA)



Fig.13 : Illustration du problème de la taille de la maille, pour le calcul de la pente (Tiré de Jaboyedoff et Labiouse, 2002).

Les versants rocheux potentiellement instables peuvent être mis en évidence par des procédures très simples à l'aide d'un MNA par le biais de l'analyse des pentes. En Suisse le MNA le plus précis possède une maille de 25 m de côté. Il est impératif de tenir compte de la maille lors de l'utilisation de MNA, car les petites parois rocheuses ne sont pas prises en compte.

Lors de l'interprétation il faut garder à l'esprit qu'un MNA possède une dimension de maille. Ceci implique que les éléments les plus petits sont souvent manqués et les falaises verticales peuvent aussi l'être (Fig 13). Par exemple, une paroi rocheuse de plus de 40° orientée parallèlement à une maille de 25 m, doit faire au moins 42 m de haut pour que sa pente soit effectivement calculée

Identification des versants rocheux potentiellement instables supérieur à 40°. A 45° de la maille, les parois rocheuse doivent faire au moins 60 mètres de haut pour que les 40° soient atteints (Fig. 13). Les techniques traditionnelles de calcul de pente des SIG utilisent une grille de 3×3 points centrés sur un point pour calculer sa pente, donc une grille effective de $50 \times$ 50 m.

Il faut ajouter que les MNA contiennent des artefacts lorsque la topographie est chahutée. Les MNA sont à l'heure actuelle des outils indispensables pour toute approche systématique de détection.

Exemple de méthode d'analyse indirecte: analyse des pentes

Les zones rocheuses peuvent être détectées avec une assez bonne précision grâce aux pentes raides obtenues (Fig. 13). La limite de pente au-dessus de laquelle une pente est considérée comme instable dépend du contexte (géologie, tectonique et morphologique).

Lors de l'analyse des histogrammes de pentes, il est possible de mettre en évidence une population de pentes raides (Fig. 14). Si ce n'est pas le cas, on peut les mettre en évidence en utilisant un critère statistique (seuil), à savoir la sélection des pentes au-delà d'un seuil ou plus simplement utiliser une valeur limite établie sur la base d'études similaires. Ces procédures ne sont valides que si la zone considérée est morphologiquement homogène. Les valeurs choisies doivent être confirmées par les autres documents tels que les photos aériennes ou la connaissance de terrain, etc.

Comme nous l'avons signalé plus haut les pentes rocheuses se situent généralement au-delà de 35°.



Fig. 13: Comparaison des pentes supérieures à 45° avec les zones rocheuses signalées par le document topographique vectorisé au 25'000ème suisse vector 25 (tiré de Jaboyedoff et Labiouse, 2002).



Fig. 14: Exemple de critère d'histogramme de pentes permettant de définir une valeur de pente limite (50°) (Modifié d'après Rouiller et al., 1998).

Analyses des photos aériennes et satellites

L'analyse et la comparaison des données vectorisées topographiques, avec les photos aériennes ou satellites, fournissent une sélection sommaire des parois rocheuses et des dépôts rocheux. La précision des documents disponibles (échelle du document vectorisé, définition des photos) permet de définir quelles informations sont les plus fiables. Les photos fournissent généralement des données plus détaillées que les documents topographiques (Fig. 15).



Fig. 15: Photo aérienne de la région du tassement des Monts-sur-Bex. La comparaison avec les zones de falaises indiquées par la carte topographique vectorisée montre les problèmes de précisions. (D'après des données de Kauffmann, 2002)

Parois rocheuses sub-affleurantes et dépôts instables

Dans certaines régions de moyennes montagnes il existe de nombreuses pentes d'environ 30-40° qui recèlent de petites parois rocheuses affleurantes ou sub-affleurantes. Les documents vectoriels, les photos ou les MNA ne permettent souvent pas de détecter ces petites entités, à cause du couvert forestier ou simplement de leurs petites tailles.

Pour détecter ces zones, il est possible de réaliser l'intersection des zones de roches dures affleurantes issues de la carte géologique avec les pentes situées dans la fourchette 30-40°. On obtient des zones instables que certains appellent diffuses.

On mentionnera simplement un autre cas limite, celui des éboulis de fortes pentes (>35°) qui peuvent se mobiliser. La même stratégie que ci-dessus peut être appliquée à savoir l'intersection des zones d'éboulis et des pentes fortes.



Fig. 16: Illustration de l'absence de cours sur le tassement des Monts. Au sud les lithologies sont identiques mais ils sont parcourus par des cours d'eau. (D'après des données de Kauffmann, 2002)

Remarque sur les éboulements en grandes masses ou écroulements

Il est difficile de définir des volumes lorsqu'on utilise des procédures simples, c'est la raison pour laquelle la plupart du temps les écroulements ou éboulements en grandes masses potentiels sont identifiés par une visite de terrain. Il s'agit, bien sûr, comme pour les instabilités prouvées, de déterminer les mécanismes possibles, les volumes mis en jeux.

Exemple de mode de détection indirecte

Les zones de tassement ou de glissement en milieu rocheux, produisent souvent une dislocation du massif. Celle-ci produit une perméabilité accrue, de sorte que les eaux s'infiltrent plus facilement au travers de la masse tassée. On observera donc pas ou peu de cours d'eau permanents sur un tassement. Les sources par contre peuvent exister car à la faveur de niveaux plus imperméables de petites quantités d'eau peuvent remonter en surface (Fig. 16).

QUALIFICATION ET VALIDATION DES ZONES ROCHEUSES INSTABLES DÉTECTÉES À L'AIDE DE MÉTHODES DE DÉTECTION SIMPLES

Les méthodes simples décrites ci-dessus ne permettent pas de qualifier l'information. Il est préférable de se donner les moyens de le faire. Le SIG est à ce stade un outil utile, car il nécessite une codification claire et précise de variables qui décrivent les zones instables.

Identification des mécanismes possibles des zones potentiellement instables

Sur la base des méthodes de détection décrites ci-dessus et par croisement les instabilités peuvent être séparées en deux catégories: (1) les instabilités prouvées qui possèdent une activité de chutes de blocs ou dont la masse instable s'est déplacée. (2) Les instabilités potentielles dont on suspecte qu'elles pourront générer des chutes de blocs ou des éboulements dans le futur.



Fig. 17: Illustration de diverses possibilités d'instabilités (d'après Eisbacher et Clague, 1984),

Dans la mesure du possible les mécanismes des instabilités prouvées doivent être identifiés et supportés par une analyse pertinente (Figs. 17 et 18). Par contre les instabilités potentielles doivent être classée par zones de mécanismes d'instabilités rocheuses homogènes (Mazzocolla et al., Baillifard et al., in Carere, 2001 ; Mazzoccoola et Hudson, 1996), sur la base d'une analyse des structures géologiques, à partir de tous les documents disponibles. On peut définir les zones à mécanismes d'instabilités potentielles possèdent un ou plusieurs mécanismes comparables (dièdres, glissement sur couches, etc.), dont les caractéristiques sont similaires (Figs. 17, 18, 19 et 20). Cela signifie que les orientations des couches géologiques et des systèmes de fractures à grandes échelles varient peu dans ces zones" (Jaboyedoff et Labiouse, 2002).



Figure 18. Exemple de classification des mécanismes d'instabilité rocheuse (tiré Carere et al., 2001)

Les zones de charnière de plis et zones de grandes failles

Si la carte géologique est à disposition, elle permet de délimiter les zones définies par les charnières de plis et/ou par les grands accidents tectoniques. Les zones charnières ont un intérêt particulier puisque qu'elles représentent une zone où les mécanismes créateurs d'instabilités varient suivant la position dans le pli, de plus elles sont souvent le lieu d'une fracturation plus intense qu'ailleurs. Les abords des grandes failles sont souvent plus fracturés que les zones plus éloignées.

Vérification de l'existence des zones productrices de blocs

Dans ce chapitre nous ne traitons pas des zones de dépôts. Cependant toute bonne approche doit s'en préoccuper et les identifier avec les documents disponibles. Un inventaire doit être créé. Il arrive alors qu'une zone de dépôts se retrouve sans zone d'alimentation, dans ce cas il faut toujours l'identifier d'une manière ou d'une autre.



Fig. 19 : Exemple de définition de zone de mécanisme homogène (Tiré de Jaboyedoff et Labiouse, 2002)

Fig. 20: Le mécanisme peut être souvent déduit du contexte géologique et défini à l'aide des documents existants, tels que la carte géologique et les coupes qui l'accompagnent (tiré de Jaboyedoff et Labiouse, 2002).

Validation des résultats par visite rapide de terrain

La visite sur le terrain doit permettre de préciser ou modifier les observations et hypothèses relatives aux zones à mécanismes d'instabilités homogènes tels que: leurs mécanismes, les activités éventuelles et la recherche des zones productrices lorsqu'un dépôt n'en a pas. On tentera de valider et de préciser les périmètres de zones homogènes choisis. Lorsque la fracturation est évidente à mettre en évidence sur le terrain, il est important de la consigner et d'en tenir compte dans l'interprétation des mécanismes possibles qui affectent cette zone.

Le levé s'effectue en principe à distance. Mais les zones où les instabilités potentielles sont peu claires doivent faire l'objet de visites plus détaillées.

Comparaison du cadastre des événements avec les périmètres d'atteinte et les instabilités

Lorsqu'un cadastre des événements existe, il est conseillé de l'utiliser pour tester les méthodes appliquées. Si l'adéquation entre les méthodes et le cadastre n'est pas bonne, il faut en comprendre les raisons. Les critères de détection doivent dans ce cas être analysés.



Définition de zones à - mécanismes d'instabilités rocheuses homogènes

20 Synthèses

Le meilleur moyen d'obtenir un résultat cohérent au niveau de la détection est de réunir toutes les informations en un document, de sorte que toutes doivent être compatibles et respecter des formats prédéfinis. Pour ce faire l'utilisation du SIG est vivement recommandée (Fig. 21).

D'autre part plus les informations sont précises plus une hiérarchie des instabilités (priorisation) est possible, de sorte qu'on peut aboutir à un premier zonage des zones instables. Il s'agit de surtout décrire les mécanismes, les activités et les facteurs externes. De fréquents allers et retours entre les différents résultats et documents disponibles sont nécessaires pour obtenir un résultat cohérent.



Informations à partir des données de base

Fig. 21: Schématisation de la procédure de d'analyse et de mise en forme des données relatives aux instabilités rocheuses issues des méthodes de détection simples (modifié d'après Jaboyedoff et Labiouse, 2002).

MÉTHODES AUTOMATIQUES MULTICRITÈRES

Mise en évidence de zones potentiellement instables causées par l'activité anthropique

L'activité humaine est à l'origine de nombreuses instabilités. Parmi les sources potentielles de déstabilisation, on peut citer:

- Les routes
- Les voies de chemins de fer
- Les aménagements hydroélectriques
 - o Barrages
 - o Conduites d'eau
- Les carrières et les mines
- Les conduites d'alimentation en eau

Toutes ces réalisations humaines peuvent modifier la stabilité des versants rocheux, soit en modifiant les contraintes au sein du massif rocheux lui-même, soit en les perturbant par une modification des apports en eaux souterraines. Le SIG permet de vérifier rapidement si une zone instable peut être perturbée par un ouvrage.

Identification des versants rocheux potentiellement instables Exemple de méthode multicritères appliqué à une route

On peut adapter la détection aux objets qui sont menacés. Les routes sont un bon exemple, car souvent par leur construction, elles déstabilisent les versants rocheux, par conséquent la proximité de la route peut être choisie comme un critère de détection. Une telle méthode a été testée aux alentours de Sion sur la route de Fey (Baillifard et al., soumis), le long de laquelle un petit éboulement de 2000 m³ s'est produit le 9 janvier 2001. Les critères consistent simplement en la comptabilisation de la présence ou non de 5 éléments: proximité d'une faille, proximité d'éboulis, proximité d'une paroi rocheuse ou de pentes raides au-dessus de la route, certains critères sont conditionnels (comptabilisation seulement si un autre est présent). La proximité signifie ici qu'on ajoute un "buffer" à l'élément. Les données sont pour la plupart accessibles sous format vectoriel. L'échelle s'étend de 0 à 5. Appliqué à la route de Fey, l'éboulement de 2001 obtient un score de 5 (Eterpas) et deux autres sites sont détectés, l'un avec un score de quatre (Moudonne), ce site est sous filet et l'autre de 3 (Coua) qui possède déjà des ancrages (Fig. 22).



Fig. 22: Susceptibilité aux chutes de blocs et éboulements du bord la route de Fey (Tiré de Baillifard et al., soumis)

Méthodes multicritères appliquée en Himalaya et précision du résultat

Une procédure de rating suivant le même principe que précédemment a été appliquée en Himalaya à un territoire 470 km² (Gupta et al., 1999). Mais cette fois-ci l'échelle de susceptibilité au "landslides" (Landslide Hazard Index) est plus complexe, chaque paramètre possède son échelle de pondération propre. Les critères utilisés sont:

- Chevauchements (buffer)
- Lithologies
- Carte d'occupation des sols
- Linéaments observés sur photos aériennes
- Pentes
- Relief relatif
- Réseau hydrographique (buffer)

Les résultats obtenus sont assez bons, toutes les instabilités de versant observées possèdent un rating au minimum de low Hazard et 12 % seulement se situent dans les zones de Hazard inférieur à Moderate Hazard. 32% possèdent une susceptibilité inférieure à High Hazard. L'adéquation est donc assez bonne entre les prévisions et les observations (Fig. 23). Cela démontre aussi qu'il existe presque dans toutes les classes des instabilités, ce qui est conforme à la vision probabiliste. Aucune méthode ne permet de qualifier exactement toues les instabilités.



Fig. 23: Nombre cumulé de "Landslides" observés en fonction de la surface de la zone d'aléa auquel ils appartiennent. On note la tendance à ce que le nombre augmente par unité de surface en fonction du degré de l'aléa (d'après des données de Gupta et al., 1999)

Identification de zones productrices actives de chutes de blocs par l'utilisation de procédures GIS standard

Menéndez Duarte et Marquinez (2002) montrent qu'à l'aide de la vectorisation des zones d'éboulis actifs et de parois rocheuses que les zones de falaises actives peuvent être mises en évidence. A partir d'un éboulis on peut définir sont bassin d'alimentation au sens hydrologique par les fonctions standards des SIG. L'intersection de ce bassin avec les zones de falaise fournit les zones actives de production de blocs. Cette procédure donne de très bons résultats comparés aux levés classiques de terrain. De plus elle permet de souligner l'importance de la dureté des lithologies et de la faible fracturation sur la résistance au démantèlement des parois rocheuses.



Fig. 24: Illustration de la procédure détermination de zones de chutes de blocs actives (Tiré de Menéndez Duarte et Marquinez, 2002)

Identification des versants rocheux potentiellement instables APPROCHE STRUCTURALE ET PROBABILISTE: MATTEROCK

Les méthodes de détection présentées ci-dessus ne nécessitent qu'une connaissance sommaire des caractéristiques géologiques au sens large des terrains. Or on sait que la fracturation est fondamentale pour la stabilité des pentes rocheuses (Hoek and Bray, 1981). La méthode Matterock (Rouiller et al., 1998) tient compte des agencements structuraux, c'est-à-dire de la géométrie des familles de discontinuités principales qui affectent un massif rocheux (Figs. 25 et 26). Partant de ce principe Wagner et al. (1988) ont développé une méthode basée sur un logiciel « SHIVA » qui permet de créer des cartes d'aléas rocheux le long de routes himalayennes. Les différentes structures telles que glissements plan et dièdre sont pondérées en fonction de caractéristiques intrinsèques et de leur localisation par des facteurs externes. Le résultat prend en compte toutes les structures dangereuses sans les discerner.



Fig. 25: Illustration des conditions nécessaires pour qu'une direction de glissement puisse être effective (en vert) en regard de l'orientation de la topographie (en rouge). Il est à noter que pour des glissements plan la condition peut être assortie d'un critère géomécanique (Hoek and Bray, 1981)



Fig. 26: Exemple de stéréonet de la zone de l'éboulement de Randa (Hém. Sup.) (Source www.crealp.ch)

La partie détection de la méthode Matterock consiste à rechercher les sites pour lesquels les structures défavorables ont le plus de chance de se trouver et ainsi de générer des instabilités. Le territoire à étudier est découpé en aires structurales dans lesquelles l'agencement structural est constant. La confrontation de l'agencement structural avec la topographie permet de détecter les

zones ou les glissements dièdres et plans peuvent se produire (Fig. 27). Ces procédures peuvent s'opérer manuellement où par analyse d'un MNA, en utilisant un programme adéquat (un programme sera bientôt en libre accès sur le site <u>www.crealp.ch</u>).

Les familles de discontinuités sont caractérisées aussi par leur persistance et leur espacement moyen. Sous l'hypothèse que les discontinuités peuvent être représentées par des disques, on peut évaluer le nombre moyen de discontinuités ou de dièdres par unité de surface topographique au sein des cellules du MNA. Les résultats obtenus montrent une bonne concordance entre instabilités observées et les zones qui ont les plus fortes densités de discontinuités (Figs. 28, 29 et 30).

Ils évident que la collecte des informations nécessaires se fait par des visites de terrain relativement approfondies. Une validation des résultas obtenus doit être effectuée par de rapides visites de terrain, afin de vérifier si les zones de hautes densités de discontinuités sont bien celles qui sont préférentiellement instables.



Fig. 27 : Illustration de la détection de plan de glissement (en grisé) automatiquement sur base du d'un MNA de maille de 25 m de côté. Les observations de glissement sur les discontinuités J'2 sont confirmées par l'observation (en noir les J'2 qui génèrent des instabilités (modifié d'après Rouiller et al., 1998)



Fig.28 : La fréquence apparente (l'espacement apparent d) des discontinuités augmente (diminue) plus les discontinuités s.l. sont perpendiculaires à la surface topographique.

Lorsque dans un périmètre, une structure instable est soupçonnée, leur nombre moyen (N_S) peut être comptabilisé dans ce périmètre par la somme des nombres moyens de chaque cellule du MNA à l'intérieur du périmètre considéré. En supposant une répartition aléatoire des structures, la probabilité

24

 (P_s) qu'il se trouve une discontinuité ou un dièdre, au moins, dans ce périmètre peut être estimée par la relation :

$$P_{S} = 1 - e^{-N_{S}}$$

Les basculements peuvent aussi faire l'objet d'analyse semi-automatique en mettant en évidence les angles entre discontinuités ou la stratification et la surface topographique. Une grande régularité, dans un versant peut être l'indice de basculement. Cependant le basculement ne peut se développer que s'il n'y a pas de butée, ce qui est un critère de détection.

Les procédures détaillées de cette méthode peuvent se trouver dans Carere et al. (2001) et Rouiller et al. (1998) ainsi que dans Jaboyedoff et al. (1995).



Fig. 29 : L'échelle grisé représente le nombre moyen de discontinuités J3 (030°/50°) par unité de surface topographique et qui peuvent produire un glissement rocheux. La persistance moyenne est de 220 m et l'espacement moyen de 100 m. La probabilité de trouver une discontinuité au moins dans l'ellipse est de 23% (modifié d'après Jaboyedoff et al., 1999).



Fig. 30: Illustration 3D du nombre moyen de joints de stratification dans la niche d'arrachement du tassement des Monts sur Bex. La stratification plonge vers 270%30° est plissée, par conséquent toutes les zones ne présentent pas forcément de structures potentiellement instables (exemple de zone charnière de pli). Le nombre de discontinuités par cellule du MNA (échelle de gauche) est relatif dans ce cas. L'échelle de droite représente les pentes (D'après des données de Kauffmann, 2002)

REMARQUES ET PERSPECTIVE

A l'heure actuelle, les méthodes de détection sont en pleine évolution grâce à l'avènement des documents numériques. On s'aperçoit donc qu'on ne peut, pour le moment, proposer de façon

QUANTERRA SHORT COURSE - 03F certaine une méthode ou une autre, cela ne sera peut-être jamais le cas. Cependant certains principes de base émergent et vont émerger dans les prochaines années. Mais dans tous les cas les méthodes seront, comme proposé ici, modulables par essence à cause de la variabilité de la qualité de l'information. L'établissement de cadastres d'événements va certainement aussi aider au zonage des dangers de versant.

Cependant compte tenu des changements climatiques, s'ils se réalisent, le zonage des aléas de versant possédera une validité courte à cause des changements modifications de facteurs externes. C'est la raison pour laquelle l'approche qui considère les instabilités comme des systèmes érosifs est la seul solution. En effet si l'on arrive à modéliser un système érosif, en fonction des modifications des facteurs externes, on pourra mettre à jour les zonages rapidement. Par contre, les méthodes traditionnelles nécessiteront une réévaluation complètes des documents établis quelques années plutôt.

Pour ce faire, il faudra exploiter toutes les données concernant la géodynamique et les climats pour dresser des modèles. Les premiers pas dans cette direction commencent à être faits de façon académique. On citera par exemple Pederson et al. (2002) qui étudient à l'aide du SIG les uplifts dans le Colorado pour étudier l'érosion.

Au boulot!!!

BIBLIOGRAPHIE

- Baillifard, F., Jaboyedoff, M. and Rouiller, J.-D., in prep. Concept of geological modelling applied to rock fall instabilities.
- Baillifard, F., Jaboyedoff, M. et Sartori, M. (soumis): Was the 01.09.2001 Etarpas rockfall detectable? Answer using a GIS approach, Natural Haz. Earth Sci,. Syst.
- Burbank, D.W. Leland, J.; Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C. (1996): Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. Nature, 379 6565, p. 505-510.
- Carere, K., Ratto, S. and Zanolini, F. (2001): Interreg II C: prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises. Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin.
- Cattiau, V. (1994): Interactions forêts / chutes de blocs. Etudes de versant de la Rais, Sainte Foy Tarentaise (Savoie). Mém. ing. Forestiers, Cemagref Grenoble - Ecole Nationale du génie rural, des eaux et des forêts de Nancy. 43 p.
- De la Noe, G. et De MargerieE. (1888): Du façonnement des versants. Chap. III de Les formes du terrain. p. 39-47.
- Dussauge-Peisser, C., Helmstetter, A., Grasso, J.-R., Hantz, D., Desvarreux, P., Jeannin, M. and Giraud, A. (2002): Probabilistic approach to rockfall hazard assessment: potential of historical data analysis. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2, 15-26.
- Eisbacher G.H. & Clague J.J. (1984): Destructive mass movements in high mountains: hazard and management - Geol Soc. of Canada, Paper 84-16, 230 p.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T. (1971) Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton & company inc. 397 p.
- Gupta, R.P., Saha, A.K., Arora, M. K. and Kumar, A. (1999): Landslide hazard zonation in a part of the Bhanghirathi Valley, Garhwal Himalayas, using integrated remote sensing -GIS. Himalyan Geol., 20. p. 71-85.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. and Reichenbach, P. (1999.): Landslides hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. Geomorphology, 31, p. 181-216.
- Hoek, E. and Bray, J.T., 1981. Rock slope engineering. 3rded.: Inst. Min. and Metall., London, United Kingdom, 358 p.
- Jabovedoff M., Marro C., Philippossian F. & Rouiller J.D. (1999): Detection of Rock instabilities: Matterrock methodology. In proceedings of Impact load by falling rock and design of protection structures. Nippo-Swiss seminary Kanazawa. 13-19.

26

Jaboyedoff, M. and Baillifard, F., In. prep. Principle of geological slope instability modelling.

- Jaboyedoff, M., Phlippossian, F., Mamin, M., C. Marro & Rouiller, J.-D. (1995): Distributions spatiales des discontinuités dans une falaise. Cahier du PNR31. VDF 90p.
- Jaboyedoff, M. et Labiouse, V. (2002) Méthodologie: Instabilités rocheuses. Annexes au rapport final CADANAV. In: Projet CADANAV: Etablissement d'une méthodologie de mise en œuvre des cartes de dangers naturels du canton de Vaud. Documents inédits EPFL-Etat de Vaud. 114p.
- Kauffmann, J.F. (2002): Etude du tassement des Monts de Bex par géophysique et analyse de la fracturation. Dipl. Univ. Lausanne. Inédit.
- Künhi, A. and Pfifner, O.A. (2001): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from 250-m DEM. Geomorphology, 41, p. 285-307.
- Lombardia, Regione, (2001): Valuazione della pricolosità e del rischio da frana in Lombardia. Regione Lombardia Territorio e Urabinistica, Milano.
- Matsuoka, N., and Sakai, H. (1999): Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. Geomorphology, 28, 309-328.
- Mazzoccola, D.F. and Hudson, J.A. (1996) A comprehensive method of rock mass characterization for indicating natural slope instability. The Quarterly Journal of Engineering Geology, 29: 37-56.
- Menéndez Duarte, R. and Marquinez, J. (2002): The influence of environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS. Geomorphology 43, 117–136.
- Pederson, J.L., Mackley, R.D. and Eddleman J.L. (2002): Colorado Plateau uplift and erosion evaluated using GIS, GSA Today, august, p. 4-10.
- Piteau, D.R. and Peckover, F.L. (1978): Engineering of Rock Slopes. In: R.L. Schuster and R.J. Krizek (Editors), Landslides Analysis and Control. TRB and Nat. Acad, Sc., Washington, D.C., pp. 192-228.
- Réka, A., A. Istan, Hornbaker, D., Schiffer, P.and Barabasi, A-L. (1997): "Maximum angle of stabilityy in wet and dry spherical granular media." Physical Rev. E **56**. p. R6271 R6274.
- Rouiller, J.-D., Jaboyedoff, M., Marro, C., Phlippossian, F. and Mamin, M. (1998): Pentes instables dans le Pennique valaisan. Rapport final PNR31. VDF, Zürich, 239 pp.
- Rouiller, J.-D. (1992): L'éboulement de Randa. Route et Trafic, 92/5, 373-376.
- Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M. and Rouiller, J.-D. (soumis): Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland), Natural Hazzard and earth syst. Sci.
- Schindler, C., Cuenod, Y., Eisenlohr, T. and Joris, C.-L. (1993): Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS) - ein atypischer Bergsturz in Raten. Eclogae geol. Helv., 86/3, 643-665.
- Schlunegger, F. et Hinderer, M. (2001): Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. Terra Nova, 13, p. 425-432.
- Slejko, D. Camassi, R., Cecic, I, Herak, D., Herak, M., Kociu, S., Kouskouna, V., Lapajne, J., Makropoulos, K., Meletti, C., Muco, B., Papaioannou, Ch., Peruzza, L., Rebez, A., Scandone, P., Sulstarova, E., Voulgaris, N., Zivcic, M., and Zupancic, P. (1999): Seismic hazard assessment for Adria. In: The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992-1999. Giardini-D. (ed.). Annali di Geofisica. 42, P. 1085-1107.
- Thornes, J.B. and Brunsden, D. (1977): Geomorphology & Time.Methuen & Co. 208 p.
- Vengeon J-M., Hantz D. & Dussauge C. (2001). Prédictibilité des éboulements rocheux : approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques. Revue Française de Géotechnique, à paraître.
- Wagner A., Leite E. et al. (1988): Rock and debris-slides risk mapping in Nepal; A user-frindly PC system for risk mapping. 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, A.A. Balkema, Rotterdam (A).

Young, A. (1972): Slopes. 288 p. Logman.