

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/237381409>

Contribution l'analyse de la formation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien

Article in Canadian Geotechnical Journal · December 1999

DOI: 10.1139/t99-066

CITATIONS

17

READS

43

4 authors, including:



J-M Vengeon

Pôle Alpin Risques Naturels

32 PUBLICATIONS 331 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



PRINAT [View project](#)



RiskYdrogéologie [View project](#)

Contribution à l'analyse de la déformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien

Jean-Marc Vengeon, André Giraud, Pierre Antoine et Louis Rochet

Résumé : Dans les régions de montagne, l'étude de la stabilité des versants rocheux revêt une importance capitale au regard de l'aménagement du territoire et de la sécurité civile. La surveillance de plusieurs versants alpins instables a révélé des mouvements continus avec des périodes d'accélération, mais l'interprétation de ces crises reste difficile et rend la prévision à long terme très aléatoire. Trois versants instables des Alpes, choisis en terrain métamorphique et cristallophyllien, sont présentés pour illustrer les différents mécanismes de déformation que l'on peut rencontrer. On présente en particulier une analyse du mouvement de versant de Séchilienne, qui est un cas de déformation gravitaire avec rupture interne du massif rocheux, sans surface de rupture prédéfinie. Le point commun à tous ces mécanismes est l'émergence d'une complexité spatiale importante dans les déplacements et la répartition des efforts. Cette complexité, combinée à des phénomènes locaux de rupture différés dans le temps, permet de rendre compte des observations de terrain et de les intégrer dans des modèles géomécaniques à l'échelle du versant.

Mots clés : roches métamorphiques, mouvements de versant, mécanismes de déformation, rupture.

Abstract: In mountainous regions, the study of the stability of rock slopes is of major importance for land management and safety of populations. The monitoring of several unstable alpine slopes has shown the existence of continuous movements with periods of acceleration, but the interpretation of these measurements is still difficult and makes any longer time prediction very uncertain. Three unstable slopes in the Alps, chosen in foliated metamorphic rocks are presented to illustrate the different deformation mechanisms that can be encountered. In particular, we present an analysis of the slope movement at Séchilienne, which is a case of gravity deformation associated with internal rupture of the rocks. The common characteristic of all of these mechanisms is the emergence of an important spatial complexity in the displacements and the stress distribution. This complexity, combined with local ruptures spread in time, allows one to account for the field observations and to integrate them in geomechanical models at the scale of the slope.

Key words: metamorphic rocks, slope movements, deformation mechanisms, rupture.

Introduction

Les mouvements gravitaires des massifs rocheux (chutes de blocs, éboulements, écroulements,...) impressionnent toujours le public par la soudaineté de leurs manifestations et l'étendue que peuvent atteindre les zones affectées. En France, pour les gestionnaires de la sécurité civile, prévoir l'éventuelle occurrence de semblables phénomènes est devenu une nécessité par suite de l'évolution de la législation.

L'application judicieuse de la Loi exige un intense effort de recherche scientifique, car l'appréciation du comportement gravitaire d'un versant rocheux, par l'analyse de la déformation et de la rupture se heurte à de nombreuses difficultés. La complexité des mécanismes à l'œuvre est une

source d'incompréhension fréquente entre les scientifiques et le public. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de grands versants au sein desquels se sont engagés, dans un passé souvent lointain, des processus de rupture progressive qui se poursuivent à l'heure actuelle, menaçant des lieux habités ou des voies de communication.

La gestion des risques ayant un caractère prévisionnel, un des problèmes les plus cruciaux est celui du facteur temps : les populations et les décideurs exigent des prévisions précises, incompatibles avec l'échelle de temps propre au développement du phénomène. En outre, l'évolution de la déformation n'est pas linéaire mais peut procéder par crises et périodes de rémission. Dans de telles conditions, tout pronostic sur la date de la rupture reste, la plupart du temps, très hypothétique.

Progresser dans la connaissance scientifique des phénomènes impliqués impose un suivi de la déformation dans le temps à l'aide de moyens extrêmement coûteux. Ceux-ci ne peuvent être réunis que dans des cas particuliers lorsque la sécurité civile est en jeu. En France, la recherche a ainsi pu bénéficier depuis une quinzaine d'années des sites bien instrumentés de Séchilienne, dans les environs de Grenoble, et de La Clapière, au nord de Nice. Dans le même temps, grâce à une collaboration avec des chercheurs italiens

Reçu le 25 juin 1998. Accepté le 23 avril 1999.

J.M. Vengeon, A. Giraud¹ et P. Antoine. Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique, Université Joseph Fourier, B. P. 53 X, 38041 Grenoble CEDEX 9, France.

L. Rochet. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 58 Boul. Lefebvre, 75732 Paris CEDEX 15, France.

¹Auteur correspondant (mél. : jmvengeo@ujf-grenoble.fr).

(Interreg 1997) et suisses, nous avons pu bénéficier d'informations détaillées sur les sites de Rosone (Piémont, Italie), du Val Pola (Valtelline, Italie) et de Randa près de Zermatt (Valais, Suisse).

Si l'on considère la chaîne alpine, les grands mouvements de versants se rencontrent fréquemment dans les massifs rocheux constituant les socles cristallins, particulièrement dans les roches cristallophylliennes. De tels massifs peuvent présenter tous les types de mécanismes de déformation et de rupture, des plus simples aux plus complexes (Giraud et al. 1990). On y observe, plus fréquemment que dans d'autres contextes géologiques, des cas de rupture interne progressive, un phénomène complexe et peu décrit, dont nous proposons une première analyse. Compte tenu des difficultés que soulève, sur le plan pratique, la gestion de tels aléas, il a paru opportun de faire le point des connaissances actuelles en matière de déformation gravitaire des versants constitués de roches cristallophylliennes.

1. La problématique de la déformation et de la rupture des versants rocheux

1.1 Échelle de temps et héritage géologique

Il faut tout d'abord être conscient du fait que la rupture est l'aboutissement d'un processus de déformation, dont elle ne représente cependant qu'une étape importante. Sous l'angle strictement mécanique, le cas des versants rocheux est tout à fait particulier. La force motrice de la déformation, la gravité, est bien déterminée, mais s'exerce sur des durées très différentes de celles qui prévalent lors des essais mécaniques classiques. En effet l'échelle de temps se rapproche de celle de la géologie, puisque la déformation des versants rocheux dépend des variations des conditions aux limites imposées par l'histoire géologique récente (crues et décrues glaciaires, érosion torrentielle, néotectonique,...).

Le creusement des vallées constitue la cause majeure de déséquilibre par rapport à l'état initial du massif. Dans les Alpes, où de tels mécanismes sont à l'oeuvre depuis plus de 3 millions d'années, les phénomènes les plus importants, pour ce qui concerne le façonnement des versants dont nous nous préoccupons ici, sont concentrés dans les 300 000 dernières années (deux dernières glaciations alpines). L'analyse de l'évolution des versants ne peut cependant pas faire abstraction de la phase précédente de déformation, purement géologique, qui met en oeuvre des forces tectoniques, différentes quant à leur nature et à leur ordre de grandeur. Cette phase ancienne a en effet conféré au massif une structure, déterminante pour le style de la déformation récente.

1.2 Rythmes d'évolution et indices morphologiques

La vitesse de la déformation récente est variable. La rupture finale peut être, selon les cas, précédée d'une phase préparatoire plus ou moins perceptible à l'observation directe. Les stades intermédiaires peuvent se manifester par la création d'escarpements, de crevasses, voire la génération d'éboulements limités donnant naissance à des formes d'accumulation aisément identifiables. Ainsi, l'observation de la modification morphologique du versant est un élément fondamental de diagnostic de la déformation en cours et peut renseigner sur la cinématique de l'évolution vers la rup-

ture. Dans le cas d'une évolution rapide, de tels signes précurseurs peuvent passer inaperçus, et la rupture peut constituer une surprise, ne laissant pas le temps matériel de prendre des dispositions pour la mise en sécurité des personnes ou des biens menacés.

1.3 Scénarios d'évolution possibles

On peut distinguer trois scénarios possibles dont la nature fournit de nombreux exemples :

(i) La déformation accélère et diverge rapidement pour aboutir à une rupture généralisée.

L'écroulement de Randa en 1991, un peu en aval de Zermatt (Suisse) où 30 millions de m³ de gneiss se sont éboulés en deux épisodes majeurs, du 18 avril au 9 mai 1991, illustre ce propos. Le premier écroulement a constitué une surprise, car la zone était considérée comme a priori stable. Une importante instrumentation a permis de suivre précisément l'évolution vers la seconde rupture et d'anticiper un peu son instant d'occurrence (Schindler et al. 1993).

(ii) Une rupture généralisée se développe après une phase de déformation antérieure apparemment stabilisée.

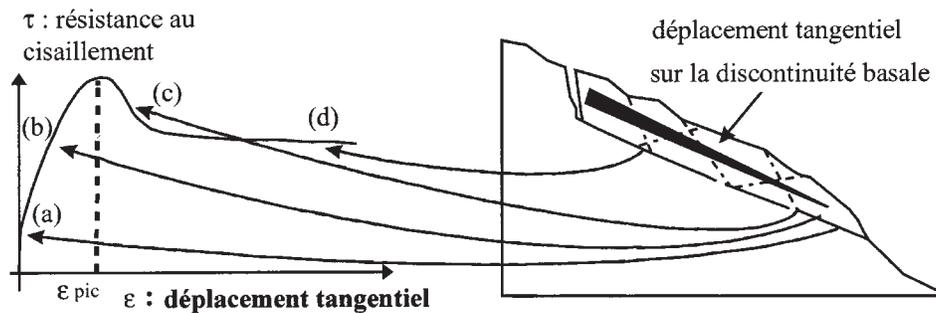
Avant la réactivation, on observe une morphologie typique mais sans indices d'activité significatifs et sans forme d'accumulation majeure. Il existe de très nombreux cas de ce type dans les Alpes, appelées « mouvements anciens » par les géologues. L'identification morphologique de tels stades d'évolution est une des bases de la cartographie des risques de mouvements de terrains.

L'expérience montre en effet qu'il s'agit là de zones particulièrement sensibles à de nouveaux facteurs de déséquilibre (fluctuations des pressions interstitielles, altération du matériau, reprise d'érosion ou actions anthropiques) et que des mouvements dévastateurs peuvent s'y déclencher plus facilement qu'ailleurs. La catastrophe survenue au Val Pola en Italie en fournit une illustration dramatique (Azzoni et al. 1992). Le 28 juillet 1987, après une période très pluvieuse, 34 × 10⁶ m³ se détachèrent du Mont Zandila et ravagèrent la vallée de l'Adda, en amont de Sondrio (27 victimes).

(iii) La déformation continue à évoluer pendant une longue période de temps, dans une gamme de vitesses assez constantes.

Ce cas est finalement plus répandu qu'on ne l'imagine et affecte probablement un grand nombre de pentes considérées comme stables (Radbruch-Hall 1978). En l'absence de mesures suffisamment fines, la déformation peut en effet échapper totalement à l'observation. La manifestation principale d'une telle déformation à l'échelle du versant évoque un fluage global même si, à plus petite échelle, la mécanique du mouvement est très discontinue. En ce sens, le terme de « pseudo-viscoplasticité » pourrait être proposé. Ceci n'exclut pas la possibilité d'une localisation à terme de la déformation le long d'une surface enveloppe, accompagnée d'une divergence soudaine. La difficulté, du point de vue de la gestion du risque, consiste à déceler, par une auscultation appropriée, le début de cette divergence. Un des meilleurs exemples d'une telle situation est celui de la déformation du versant des « Ruines de Séchilienne » aux environs de Grenoble (Antoine et al. 1994), qui sera analysé plus loin.

Fig. 1. Exemple de bilan spatial hétérogène pour la résistance au cisaillement durant une phase préliminaire de déformation translationnelle.



1.4 Mécanismes de déformation et structure géologique

L'expérience montre que le facteur déterminant dans l'évolution des versants rocheux est la structure géologique. Ceci nous amène à distinguer trois grandes classes de mécanismes de déformation :

- (i) les mécanismes contrôlés par une surface de rupture structurale,
- (ii) les mécanismes dépendant de l'anisotropie structurale du massif, et
- (iii) les mécanismes associés à une rupture interne progressive du massif.

2. Les mécanismes à surface de rupture structurale

2.1 Héritage géologique

Dans ce type de mécanisme de déformation, la surface enveloppe de rupture préexiste à l'état de plan de faiblesse, voire de discontinuité exprimée à l'échelle du massif : litage sédimentaire, schistosité, foliation ou surface de fracture géologique de grande extension. C'est un héritage de l'histoire géologique du massif, et pour cette raison on ne peut faire abstraction des phases de déformation géologiques antérieures. En fonction de leur orientation par rapport à la topographie, ces structures préexistantes peuvent être mobilisées par des mécanismes de cisaillement puis de glissement.

2.2 Évolution de la résistance au cisaillement des discontinuités rocheuses

Les déplacements tangentiels sont un des principaux facteurs qui contrôlent l'évolution de la résistance au cisaillement des discontinuités rocheuses (fig. 1). On distingue classiquement quatre phases (Rochet 1976) :

- une phase initiale de destruction de la cohésion (a), qui nécessite des déplacements très faibles;
- une phase de sollicitation progressive des aspérités (b), qui voit croître la résistance au cisaillement jusqu'à une valeur de pic (rupture des aspérités);
- une phase de diminution de la résistance au cisaillement (c) jusqu'aux caractéristiques résiduelles (d), pour des déplacements dépassant le seuil de résistance maximale (ϵ_{pic}).

Durant les deux premières phases, chaque incrément de déplacement sur les discontinuités structurales préexistantes mobilise des efforts de résistance supplémentaires, ce qui correspond à un stade « stable » de l'évolution d'un massif.

Quand les discontinuités dépassent leur pic de résistance, on risque au contraire d'entrer dans une évolution instable, si les déplacements ne permettent pas un rééquilibrage par diminution des efforts moteurs. Aussi, tout phénomène susceptible de générer un déséquilibre transitoire (pressions hydrauliques, séismes, tirs d'explosifs,...) peut être un facteur déclenchant à long terme en entraînant la diminution de la résistance d'un nombre croissant de discontinuités.

Ces mécanismes de cisaillement-glissement sont faciles à appréhender à l'échelle des blocs rocheux et sont à la base des principales méthodes d'analyse de stabilité d'édifices rocheux. À l'échelle d'un versant cependant, lors d'un stade précoce du développement d'un glissement translationnel, les discontinuités basales ne sont pas forcément au même stade d'évolution. Ceci est dû à la déformation du massif rocheux, qui peut intégrer des déplacements sur des discontinuités secondaires orientées différemment dans l'espace. Le cas de la rupture régressive est bien connu (Descoedres et Gencer 1979). On peut aussi rencontrer des versants où la rupture se développe progressivement vers le pied, encore résistant. Du haut de la zone instable vers le bas, on pourra alors observer (fig. 1) :

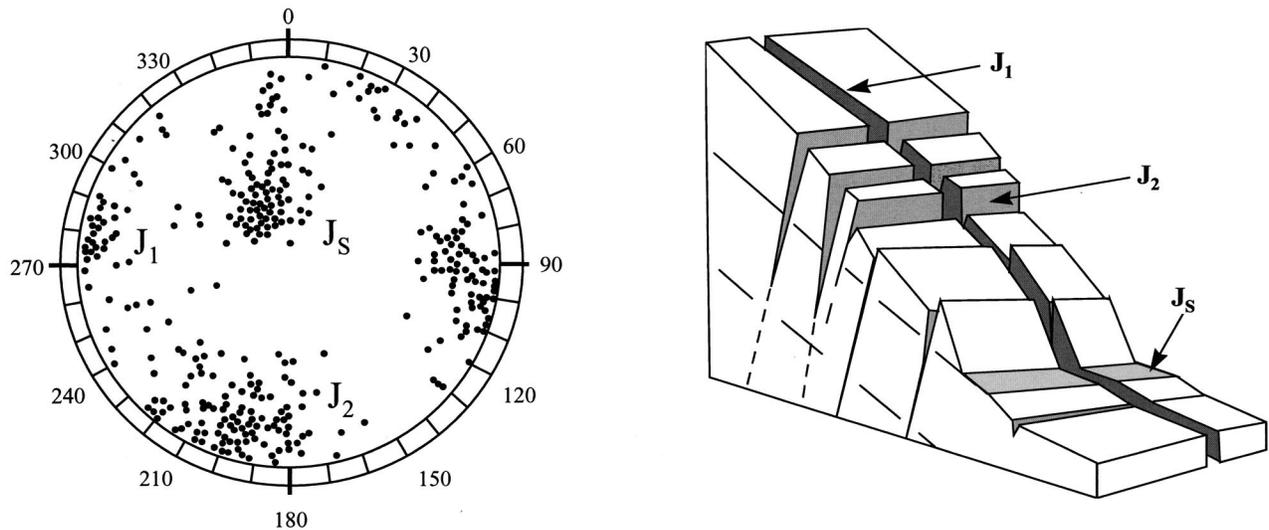
- des discontinuités fortement cisillées (caractéristiques résiduelles) dont la résistance est indépendante des déplacements (d);
- des discontinuités en phase de radoucissement (c) : tout déplacement tangentiel les affaiblit;
- des discontinuités en phase de résistance croissante (pré-pic) qui constituent des zones à résistance disponible (a et b).

Du fait de l'hétérogénéité de ce bilan spatial de résistance, à l'échelle d'un versant, ce n'est pas une courbe de résistance au cisaillement qu'il faut considérer, mais l'intégration d'un ensemble de courbes avec transfert progressif des efforts sur les zones à résistance disponible au cours de la déformation. La rupture pourra intervenir après concentration des efforts sur une ultime zone de résistance.

L'autre cause principale de perte de résistance au cisaillement des joints (caractérisée par la cohésion, le frottement, la dilatance et l'état de déplacement tangentiel) est l'altération de la roche, qui est fonction de sa minéralogie et des conditions climatiques actuelles et passées. La déformation gravitaire peut également accélérer l'altération d'un massif en ouvrant des fractures et en modifiant les écoulements internes.

Toutes ces causes cumulatives ont été invoquées pour expliquer l'écroulement de la Turtle Mountain en 1903, qui

Fig. 2. Principales familles de discontinuité dans le versant de Rosone. Représentation stéréographique (hémisphère inférieur) et disposition schématique (d'après Forlatti 1993).



ensevelit l'entrée de la mine de Frank, au Canada, sous $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ de débris. Le mouvement s'est développé le long de plans de stratification du massif calcaire, après que des opérations de minage dans les ardoises et les grès du pied de versant aient entamée la butée de pied (Cruden et Krahn 1973). Benko et Stead (1998) ont simulé la déstabilisation du versant, supposé déjà proche de son équilibre limite, par des calculs élastoplastiques avec les méthodes des différences finies et des éléments distincts.

2.3 Évolution des mouvements translationnels suivant le type de terrain

En terrain sédimentaire, nombreux sont les versants importants affectés de mouvements translationnels selon la stratification. Si le plan de glissement émerge dans le versant, la rupture est souvent brutale et les signes précurseurs, peu spectaculaires, peuvent passer totalement inaperçus (Zaruba et Mencl 1969). Ce fut notamment le cas à Goldau, en Suisse, en 1806, lorsqu'une dalle de conglomérat tertiaire a dévalé un plan incliné à 20° et tué les 457 habitants du village (Heim 1932; Terzaghi 1950).

En terrain cristallophyllien, du fait de la grande densité de discontinuités d'orientation très variable, il arrive souvent que le mécanisme translationnel se complique. On observe alors des vitesses d'évolution hétérogènes à l'intérieur du mouvement général, bien que des plans de faiblesses, distincts mais en interaction, émergent dans le versant. Le versant instable de Rosone, en Italie, en est l'illustration.

2.4 Complexité d'un « glissement plan » en terrain cristallophyllien : le versant instable de Rosone

Dominant la vallée de l'Orco, dans la région Piémont, le versant de Rosone est constitué de gneiss appartenant à la série métamorphique du Grand Paradis. Le découpage prismatique du massif est réalisé par deux familles de joints orthogonaux verticaux orientés parallèlement (J_1) et perpendiculairement (J_2) à la ligne de plus grande pente, et par la foliation métamorphique (J_s). L'orientation de celle-ci est parallèle à la vallée, son inclinaison moyenne est de 35°

vers la vallée, elle émerge dans le versant (fig. 2). Une telle configuration rend les mécanismes fondamentaux de glissement et de basculement cinématiquement possibles.

Dans le versant de Rosone, on distingue trois zones très distinctes (fig. 3), qui sont interprétées comme des stades différents du même phénomène d'instabilité gravitaire profonde, dont la composante essentielle est le glissement sur les plans de foliation (Forlatti et al. 1993).

2.4.1 Les trois stades d'évolution du versant de Rosone

(a) La partie ouest du mouvement (zone de Ronchi) est la plus désorganisée.

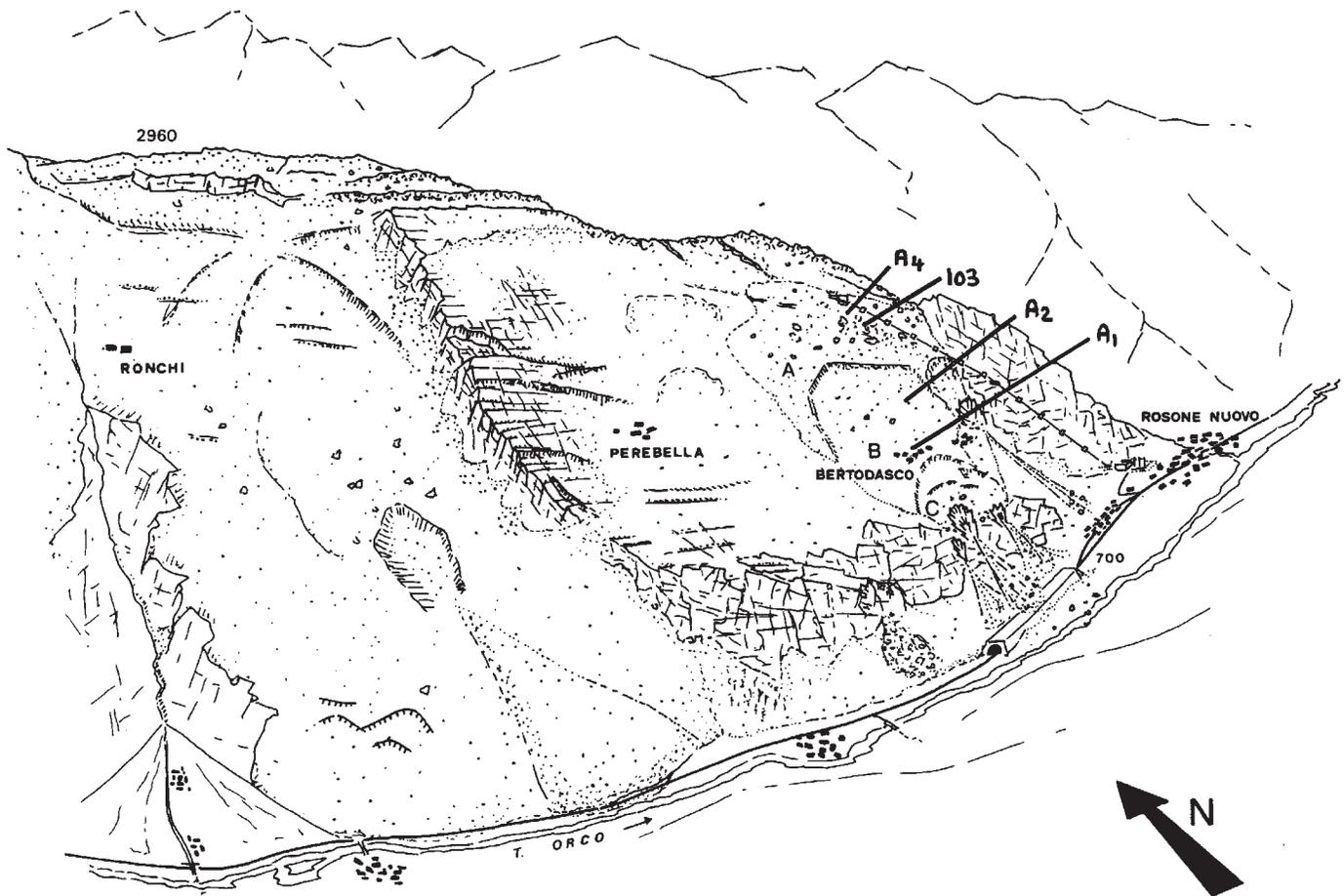
La structure prismatique initiale n'est plus observable, et la pente présente les indices classiques de glissement de terrain : gonflement en pied, dépression en tête, crevasses et contre-pentes.... Cette zone est interprétée comme un stade « final » d'évolution : une partie importante du versant s'est déjà éboulée, et la masse restante est déstructurée.

(b) La partie centrale (zone de Perebella) est la plus « intacte ».

Elle est exempte de désordres bien que de nombreuses contre-pentes soient observables dans le haut. La structure prismatique est bien conservée et très visible. On peut penser que la plupart des discontinuités structurales de cette zone n'ont pas encore dépassé leur cisaillement de pic, ce qui limite les déplacements.

(c) La partie est (zone de Bertodasco) qualifiée « d'intermédiaire ».

La structure prismatique initiale est toujours visible, mais des déplacements notables sont mesurés depuis 1953 à proximité d'une conduite forcée (fig. 3). De nombreux éboulements se sont produits qui ont contraint les autorités à faire abandonner les hameaux de Bertodasco et Rosone Vecchio. Les vitesses moyennes en surface ont atteint $2,5 \text{ cm/an}$ et se sont « stabilisées » depuis 15 ans autour de 1 cm/an (zone A : $6,7 \text{ mm/an}$, Zone B : $13,5 \text{ mm/an}$, Zone C : $21,4 \text{ mm/an}$). Les pluies exceptionnelles de septembre 1993 ont provoqué une accélération notable du bas du versant (tête de l'inclinomètre A1), comme le montre le tableau 1, qui compare les vitesses observées sur 4 mois du

Fig. 3. Le versant de Rosone vu du sud-ouest (d'après Forlatti 1993).**Tableau 1.** Vitesses moyennes sur 4 et 68 mois des têtes d'inclinomètres du versant de Rosone, mesurées par géodésie (Interreg 1).

	Type de sondage	Profondeur (m)	Profondeur de la surface de cisaillement (m)	V4 mois (mm/an)	V68 mois (mm/an)
A1	Carottage	102,20	39	41,5	21,4
A2	Carottage	120	45,7	11,2	13,5
103	Destructif	81	52,4	x	8,3
A4	Carottage	120	30 et 47,5	11,5	6,8

20 juillet 1993 au 26 novembre 1993 avec les vitesses moyennes sur les 68 précédents mois de mesure.

Les mesures inclinométriques (tableau 1) ont mis en évidence une surface de glissement principale entre 25 et 40 m de profondeur dans la partie basse du versant et de 40 à 70 m dans la partie médiane (fig. 4). Sous la surface de glissement, les déplacements ne sont pas nuls mais diminuent progressivement sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Ce gradient de déplacement indique l'existence d'une zone de cisaillement au sein de laquelle les blocs sont entraînés dans un léger mouvement de basculement. Le mécanisme n'est donc plus simplement translationnel, ce qui peut expliquer sa pérennité comme nous le montrons ci-après.

2.4.2 Les enseignements tirés du cas de Rosone

Les courbes inclinométriques (fig. 4) montrent que 70 à 90% du déplacement en tête des forage est dû au cisaille-

ment de la surface de glissement principale. À un stade d'évolution aussi avancé que dans la partie est, la plupart des discontinuités mobilisées par le glissement doivent donc avoir dépassé leur déplacement tangentiel de pic (quelques millimètres). La résistance au cisaillement de ces discontinuités s'affaiblit donc et tend à devenir indépendante des déplacements. On est alors confronté à l'interrogation suivante : les efforts moteurs moyens étant constants et les caractéristiques résistantes du massif diminuant, pourquoi les mouvements ne s'accroissent-ils pas pour conduire rapidement à un éboulement en masse le long des plans émergents dans le versant?

(a) Mouvement continu ou discontinu?

Un premier élément de réponse peut provenir de la faible fréquence temporelle des mesures de déplacement (2 par an environ). Dans ce cas, un phénomène discontinu sous-échantillonné peut en effet paraître continu. On peut donc faire l'hypothèse d'un massif en limite de stabilité qui

Fig. 4. Coupe de principe du versant instable de Rosone et mesures inclinométriques à proximité de la conduite forcée de Bertodasco (d'après Interreg 1997).

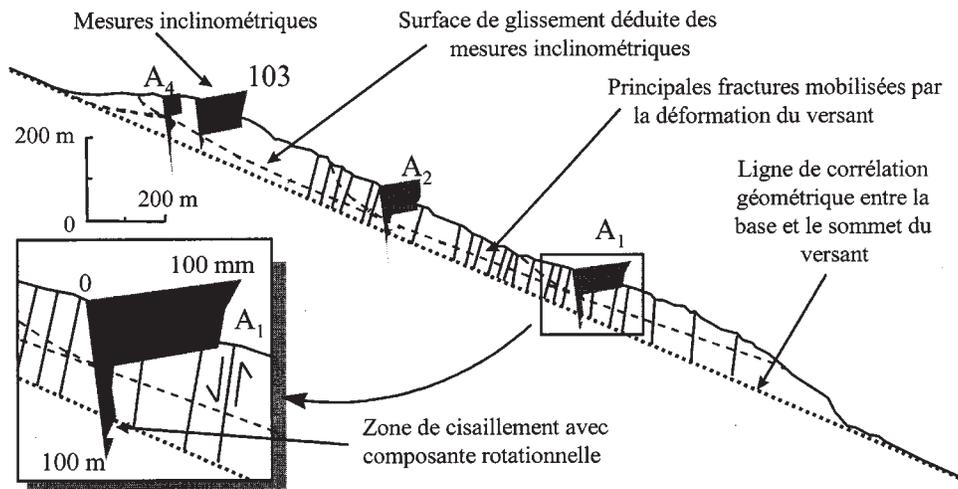
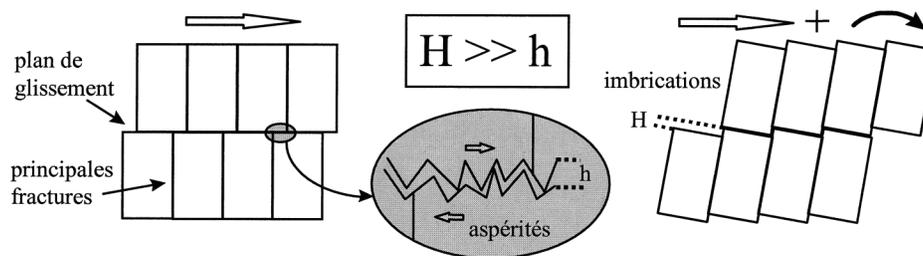


Fig. 5. Création d'imbrications sur une surface de glissement par la composante rotationnelle de la déformation.



glisserait par saccades sur une surface de rupture continue, lorsque les pressions interstitielles dépassent un certain seuil. Dans ce mécanisme de « stick-slip », chaque crise se stabilise grâce au drainage facilité par l'ouverture des fractures méridiennes lors des incréments de glissement. À l'échelle d'un versant comme celui de Rosone, on peut cependant penser qu'un autre phénomène se surimpose à ce phénomène de « stick-slip » local : peut-être n'y a-t-il pas vraiment de surface de glissement sous la forme d'un plan continu, mais plutôt une zone tridimensionnelle de cisaillement au sein de laquelle les mouvements se répartissent de manière très hétérogène et spatialement complexe.

(b) La déformation du versant génère elle-même de nouvelles forces résistantes.

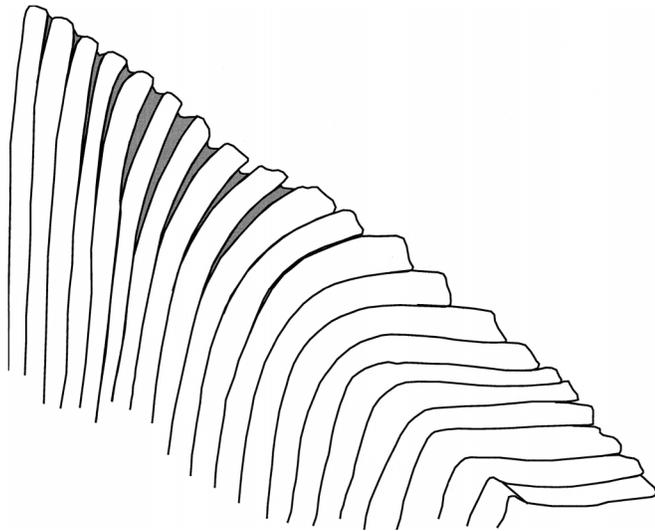
La persistance du mouvement de versant, sans divergence ni stabilisation, peut aussi être expliquée par l'apparition de nouveaux efforts résistants au cours de la déformation. Ceux-ci peuvent être générés par la perte de continuité des surfaces de glissement, à cause de composantes non translationnelles de la déformation de la masse, notamment dans la zone de cisaillement. Même une très petite rotation suffit pour faire naître localement des imbrications très résistantes sur les surfaces de glissement. Leurs tailles seront contrôlées par la structure du massif rocheux (espacement des discontinuités) et la rotation des blocs, mais elles seront certainement supérieures de plusieurs ordres de grandeur à celles des aspérités initiales des discontinuités formant la surface de glissement (fig. 5).

Des efforts résistants peuvent aussi être engendrés par la géométrie tridimensionnelle du phénomène. À Rosone, les discontinuités de la famille J_1 sont en moyenne sensiblement verticales et orientées selon la ligne de plus grande pente (fig. 2). Étant donnée l'ampleur des déplacements relatifs, la dispersion des plans réels autour de leur orientation moyenne peut produire un effet de voûte transversal, dans le plan du glissement. Les efforts transversaux peuvent être repris par un secteur voisin (conditions aux limites latérales) ou par les plans de cisaillement eux-mêmes. Ceux-ci ont en effet été peu sollicités dans la direction perpendiculaire au mouvement global, et possèdent donc des caractéristiques de résistance plus importantes dans cette direction. Ces efforts résistants apparaissent au cours de la déformation et viennent s'ajouter à ceux précédemment évoqués.

(c) Le facteur temps.

L'introduction du facteur temps dans le modèle du versant de Rosone en affectant à la surface de glissement une loi rhéologique viscoplastique n'apporterait aucun éclairage supplémentaire pour la compréhension du phénomène, car les paramètres utilisés manqueraient de signification physique. Il nous semble préférable d'analyser le problème à deux échelles spatiales différentes, mais en interaction.

À l'échelle du versant, l'élément prépondérant réside dans les changements de géométrie, qui s'accompagnent de reports d'efforts sur les zones de résistance. Cette échelle spatiale « supérieure » est responsable du contrôle structural de la déformation.

Fig. 6. Fauchage en milieu rocheux à comportement plastique.

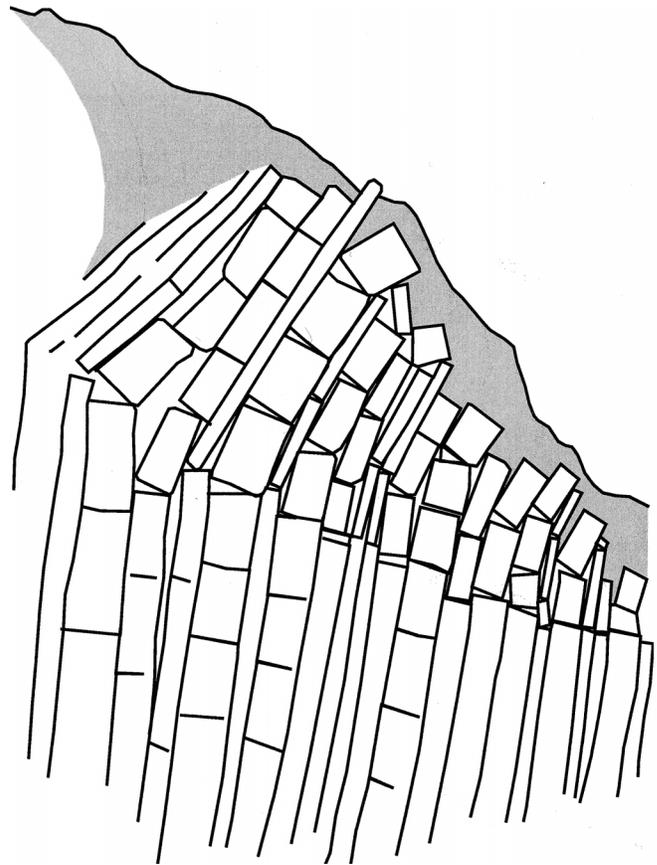
À l'échelle locale des blocs et des fractures, les sollicitations mécaniques peuvent entraîner des ruptures locales d'aspérités ou de ponts de matière. Si les contraintes excèdent la limite de résistance du matériau, la rupture est instantanée. Mais des contraintes inférieures à la limite de résistance de la roche peuvent aussi entraîner des ruptures, différées dans le temps, comme l'ont montré de nombreuses études de laboratoire : propagation sous contrainte de fractures (Atkinson 1984), dissolution-cristallisation sous contrainte dans des discontinuités (Gratier et Gamond 1990). Ces phénomènes, sensibles aux variations des conditions (température, pression hydraulique, concentration du fluide,...), sont responsables du contrôle cinétique de la déformation.

La « macro-viscosité » apparente du versant apparaît ainsi comme le produit de la complexité géométrique des déplacements au sein du massif rocheux fracturé et du caractère différé dans le temps (micro-viscosité) des phénomènes locaux qui permettent la poursuite du mouvement global.

3. Déformation induite par une anisotropie structurale conduisant à une surface de rupture non structurale

3.1 Conditions d'apparition

Ce mécanisme, très fréquent, est communément appelé fauchage (Lugeon et Oulianoff 1922; De Freitas et Watters 1973). Il est caractérisé par le basculement gravitaire, au voisinage de la surface topographique, de structures naturellement très redressées. Dans les roches cristallophylliennes, le fauchage ne peut se développer que si l'anisotropie structurale préexistante (schistosité ou foliation) voit son pendage dirigé vers l'intérieur du massif et son orientation sensiblement parallèle à la direction du versant. Le fauchage s'accompagne généralement de ruptures de cisaillement aux interfaces entre feuillets successifs, associées à la flexion de ceux-ci. La flexion peut aussi induire des ruptures de traction ou l'ouverture de discontinuités perpendiculairement aux feuillets.

Fig. 7. Fauchage en milieu rocheux à comportement fragile.

3.2 Évolutions possibles

Trois cas de figure peuvent se présenter :

3.2.1 Les roches qui présentent une adaptation plastique importante sont peu affectées par des ruptures consécutives à la flexion et présentent de ce fait peu de fractures perpendiculaires aux feuillets (fig. 6).

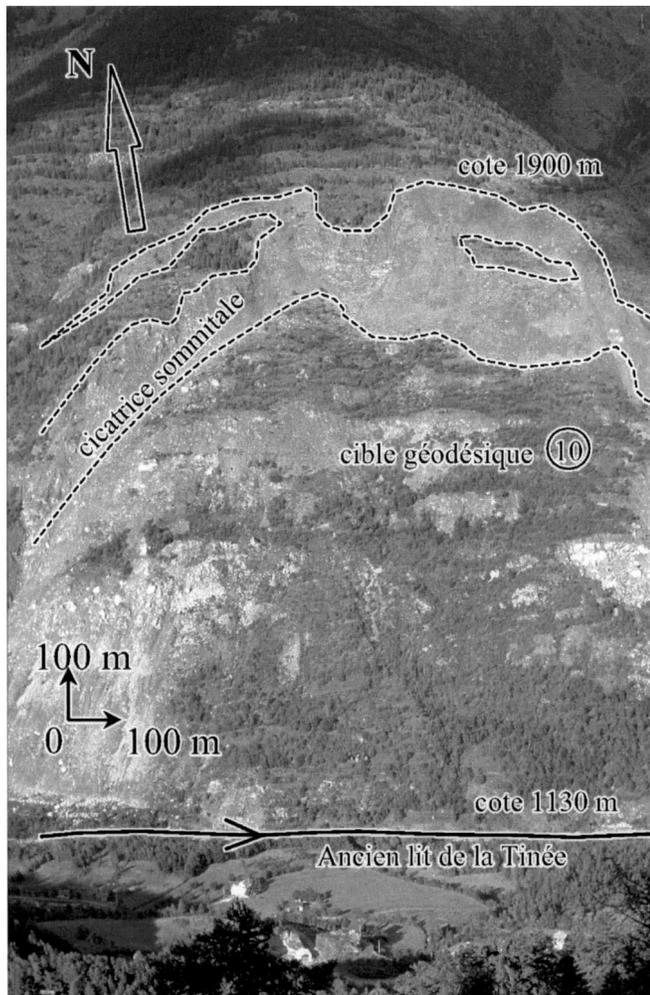
3.2.2 Pour les roches à comportement fragile, la flexion induit de nombreuses fissures d'extension ou l'ouverture de discontinuités préexistantes, conduisant à une fragmentation des feuillets (fig. 7). Des méthodes d'analyse de stabilité existent pour les talus constitués de colonnes à base inclinée : équilibre limite (Goodman et Bray 1976) ou analyse probabiliste (Scavia et al. 1990).

3.2.3 Si le basculement est très prononcé, le cas précédent peut évoluer vers le développement d'une surface-enveloppe de rupture par anastomose des fractures engendrées par la flexion. Malgré le progrès de la modélisation avec la méthode des éléments distincts (Pritchard et Savigny 1996), on ne dispose pas de méthode d'analyse de la stabilité de tels versants rocheux, complexes et évolutifs, comme le versant instable de La Clapière (fig. 8).

3.3 Le glissement de La Clapière

Le versant instable de la Clapière (Alpes-Maritimes, France) est constitué de micaschiste et de gneiss migmatitique dont la foliation est proche de la verticale. Un

Fig. 8. Vue du versant de La Clapière depuis le sud-ouest.



glissement se développe sur une centaine d'hectares et sur 600 m de dénivelée (Follacci 1987). Il se surimpose à un fauchage ancien qui affecte le massif sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (fig. 9).

Les abondantes mesures (géodésie et extensométrie automatique, pluviométrie, etc.) effectuées depuis une vingtaine d'années (Interreg 1997) permettent de faire un certain nombre d'observations sur ce type de mouvement :

3.3.1 L'évolution morphologique est comparable à celle des glissements de terrains

Les modèles numériques de terrain réalisés à partir de photographies aériennes ont permis de quantifier la déformation d'ensemble du versant (Follacci 1987) : forte dépression de la partie haute du mouvement, compensée par un gonflement important de la partie inférieure. La base du versant avance sur la plaine alluviale de la Tinée, comme en attestent les mesures inclinométriques. Par contre, la morphologie en escalier du versant, en arrière de la niche d'arrachement, reste typique d'un fauchage en cours d'évolution.

3.3.2 Le mouvement n'est pas uniforme

Il reflète le déplacement de blocs déterminés par des fractures géologiques majeures. Les mesures de déplacement ont ainsi reconnu sept compartiments individualisés. Cette con-

figuration peut conduire à une rupture par paquets successifs et rend moins vraisemblable une rupture généralisée.

3.3.3 Le rythme de déformation est contrôlé par les pressions hydrauliques

Le suivi dans le temps des vitesses de déplacement (fig. 10) montre un indéniable contrôle climatique, avec des phases d'accélération suivant les pics de pluviométrie ou la fonte des neiges (Follacci 1987; Alfonsi 1997). Le massif est globalement perméable mais comporte vraisemblablement des zones de faible perméabilité au voisinage de la surface de rupture, conduisant à des mises en charge hydrauliques temporaires.

3.3.4 La mise en charge hydraulique du massif fracturé n'est pas homogène

Les accélérations soudaines relevées sur certaines cibles, suivies de décélérations tout aussi brutales, traduisent l'effet des pressions hydrauliques dans des fissures qui ont des comportements indépendants. De plus, le mouvement provoque une modification des écoulements au sein de la masse, dont la perméabilité varie beaucoup dans le temps et probablement dans l'espace en fonction de la déformation du massif.

3.4 Les enseignements tirés de La Clapière

Sur ce site ausculté depuis longtemps, l'exploitation des photographies aériennes a permis d'estimer les vitesses de déplacement depuis 1952 et de montrer leur constante accélération. Des mesures géodésiques réalisées dès 1982 ont permis d'observer, en 1987, un changement de mécanisme de déformation. Avant 1987, la progression de la déformation se réalisait par propagation de fractures (dislocation des zones résistantes), au sein d'une masse fauchée mais toujours structurée. À partir de 1987, la masse rocheuse est suffisamment fracturée pour acquérir des caractéristiques de « milieu granulaire » (à l'échelle du versant). La déformation se localise alors sur une surface de rupture, selon un mécanisme de type rotationnel.

4. Mécanismes de déformation associés à une rupture interne de la roche

4.1 Un phénomène complexe et peu analysé

Cette famille de mécanismes recouvre des mouvements contrôlés par la structure du massif rocheux, sans que celle-ci n'induisse de déformation cinématiquement « simple » comme dans les cas précédemment évoqués. Il s'agit donc, par nature, de phénomènes complexes où, le plus souvent, les différents modes de déformation sont entremêlés et exploitent la variété d'orientation des discontinuités existantes. Suivant l'endroit du massif considéré, on observera localement le cisaillement tangentiel ou l'ouverture de ces discontinuités, ainsi que des propagations de fractures dans les zones de concentration de contraintes. Dans cette classe de phénomène, on trouve notamment ceux décrits par Savage et Varnes (1987) et interprétés par un schéma de « fluage » profond, (« sagging »). Le principal défaut de ce type de schéma est le recours à une frontière interne entre la zone en « fluage » et le massif stable, sans justification géologique ni mécanique.

Fig. 9. Coupe géologique du versant instable de La Clapière.

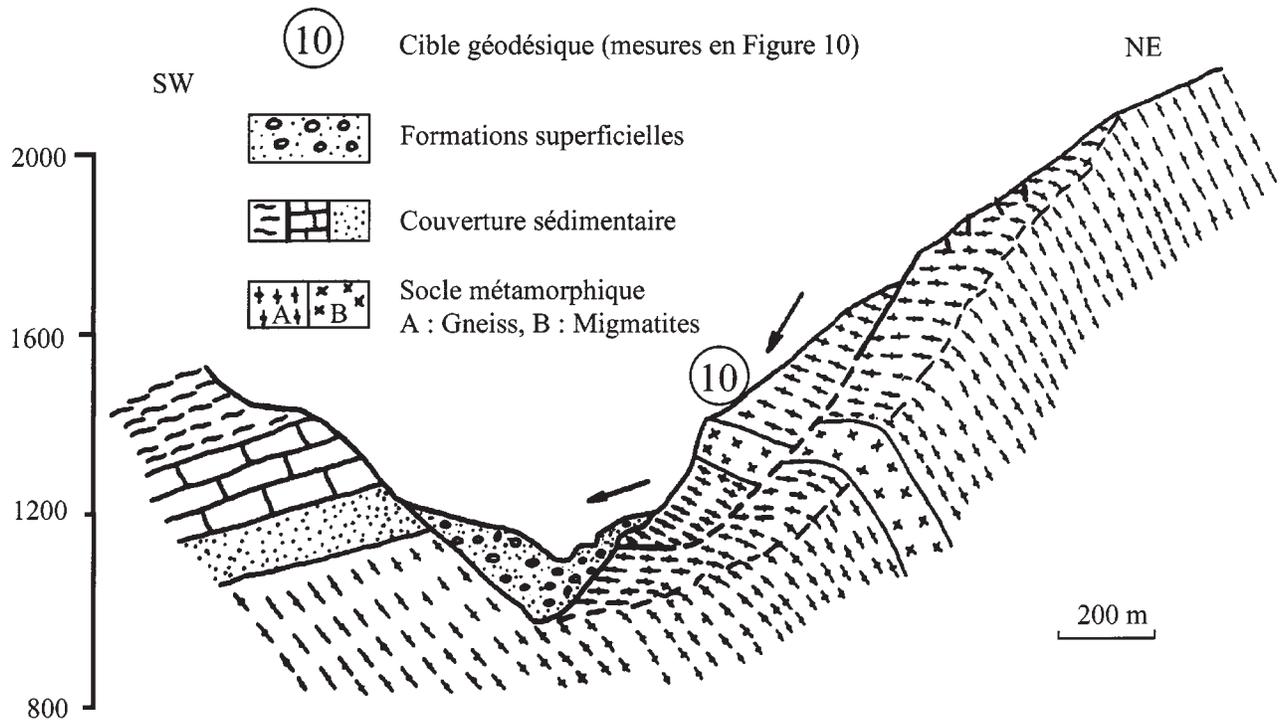
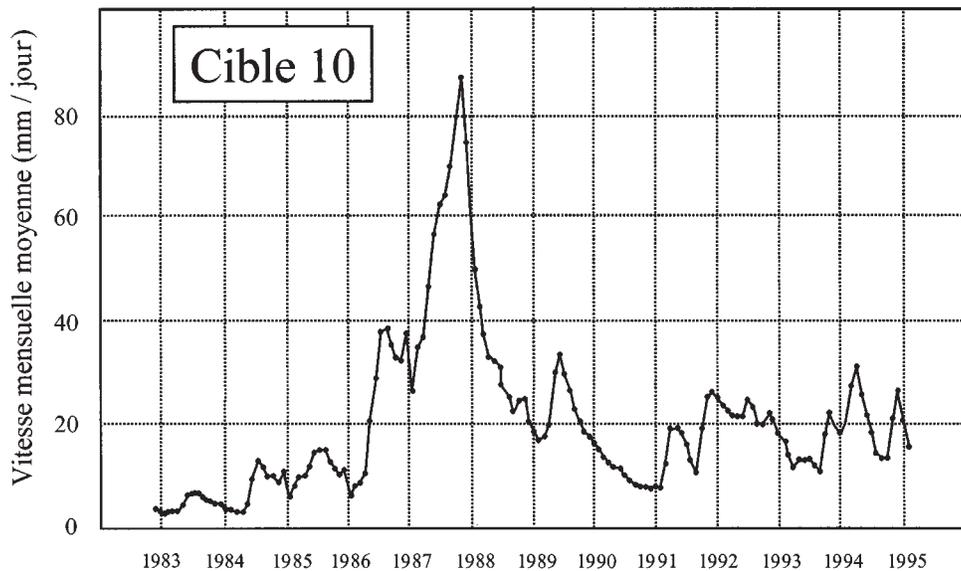


Fig. 10. Vitesses mensuelles de la cible géodésique n° 10 sur le versant de La Clapière (d'après Interreg 1997).



4.2 La déformation du versant instable des Ruines de Séchilienne

Le versant instable des Ruines de Séchilienne (Isère, France) menace de barrer la Route Nationale 91 et le cours de la Romanche, en amont de Grenoble et de ses industries chimiques (fig. 11). Il est constitué de micaschistes, dont la foliation est dans l'ensemble proche de la verticale et perpendiculaire à la vallée. Des chutes de blocs ont attiré l'attention en 1985 sur la partie frontale, la plus déstructurée. Mais une instrumentation d'importance croissante au fil des ans (géodésie manuelle puis automatique, GPS, extensométrie télétransmise,...) a révélé

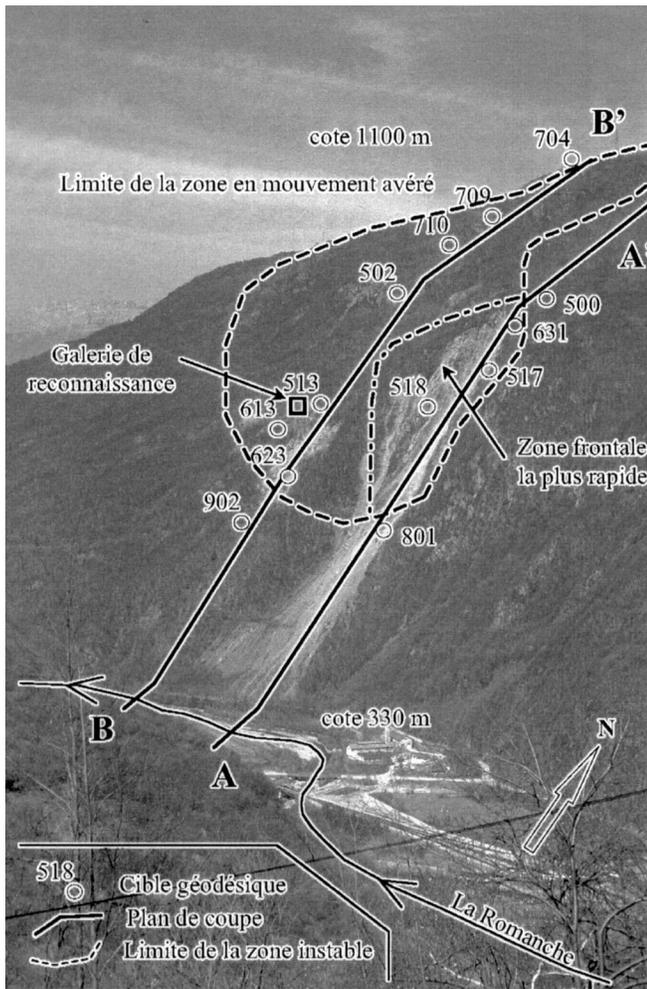
que c'est l'ensemble du versant jusqu'à l'escarpement sommital du Mont-Sec qui se déplace, ce qui induit un risque naturel majeur (Antoine et al. 1994).

4.2.1 Les observations

La figure 12 présente une représentation stéréographique (hémisphère inférieur) des mesures structurales systématiques effectuées dans le versant. Quatre grandes familles de discontinuités apparaissent, qui jouent un rôle majeur dans la déformabilité du massif :

- la foliation nord-sud (fol), qui a été mobilisée dans de grandes zones de cisaillement;

Fig. 11. Vue du versant instable de Séchilienne depuis l'Est (les deux lignes A-A' et B-B' représentent les plans de coupe de la figure 13).



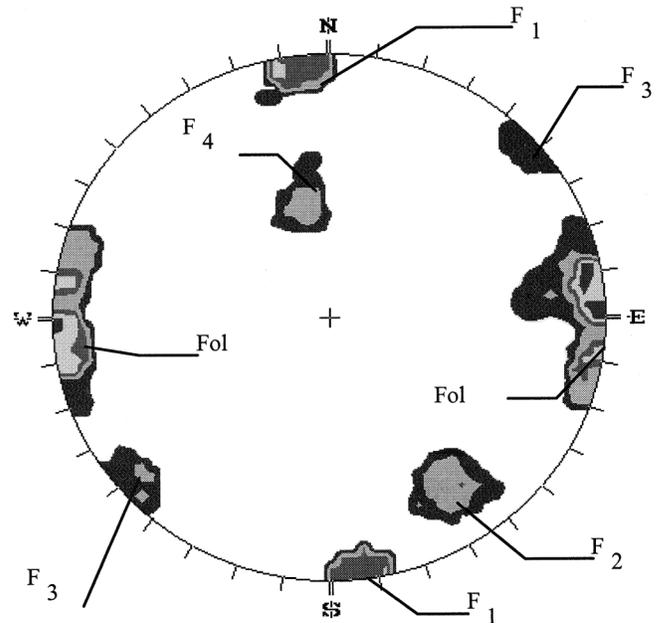
- des fractures subverticales orientées N50 à N80, de grande extension (F2);
- des fractures subverticales orientées N120 à N150, de grande extension (F3);
- des fractures discontinues orientées N80 à N110 et inclinées vers le sud (30 à 60°, F₁).

Le versant (face sud) est marqué par une série de fossés (« crevasses » sur la fig. 13) qui correspondent à de grands accidents subverticaux orientés N60. Associés aux plans de foliation, ces accidents individualisent des blocs cinématiquement distincts. Ce schéma structural simplifié a été utilisé pour la modélisation géomécanique présentée ci-après.

En surface, on observe (fig. 13) un escarpement en tête du versant (« Mont-Sec »), mais pas de désordres localisés en pied (« zone frontale »). De plus, les vecteurs déplacement (tableau 2) sont perpendiculaires à ces accidents et très peu inclinés (3 à 20°). Ces deux observations indiquent un contrôle structural de la déformation et réfutent l'hypothèse d'un glissement, translationnel ou rotationnel.

En 1994–1995, une galerie de reconnaissance longue de 240 m a été creusée à la demande du Centre d'Étude Technique de l'Équipement de Lyon. Les déplacements enregistrés dans la galerie (nivellement et extension entre

Fig. 12. Principales familles de discontinuités dans le versant de Séchilienne. Représentation stéréographique (hémisphère inférieur).



bases espacées de 10 m) révèlent des mouvements différentiels de compartiments rocheux voisins « rigides » avec une composante importante de rotation locale de blocs (fig. 14). Les déplacements mesurés en galerie suggèrent que celle-ci ne sort pas de la zone en mouvement, ce qui a été confirmé récemment par des nivellements de précision.

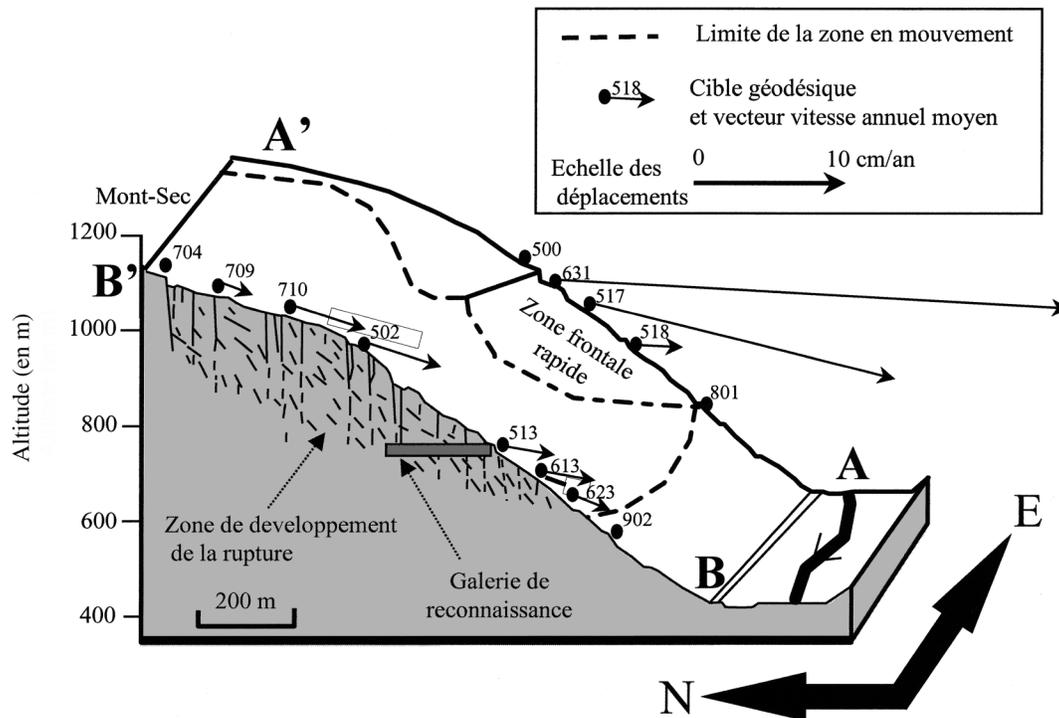
Par ailleurs, la variation des vitesses d'ouverture des fractures les plus actives (mesurée par extensométrie télétransmise avec contrôle manuel mensuel) a pu être corrélée finement avec les précipitations, enregistrées par une centrale météorologique au sommet du Mont-Sec, ce qui révèle une « commande hydraulique » (Evrard et al. 1990). L'étude hydrochimique des écoulements en souterrain (enregistrement de débit et de conductivité, analyses géochimiques et isotopiques) a montré que cette « commande hydraulique » agit très profondément dans le massif (Vengeon 1998) et met en jeu des eaux infiltrées loin du bassin versant topographique, guidées dans le sous-sol par de grands accidents géologiques.

4.2.2 Modélisation du mécanisme de déformation

Pour préciser le mécanisme des mouvements, nous avons cherché à reconstituer la déformation du massif depuis le retrait des glaciers, il y a 10 000 à 15 000 ans. Des études préliminaires par éléments finis (code César) ont montré que la présence des lanières verticales pouvait expliquer certaines observations (Vengeon et al. 1996) : « avancée » du versant sous l'effet de la tendance au basculement des lanières et affaissement de la partie sommitale.

Nous avons ensuite réalisé une simulation numérique en deux dimensions (déformations planes) par la méthode des éléments distincts (code UDEC). La masse rocheuse modélisée a une largeur de 6 km et une profondeur de 5 km. Sa surface est initialement horizontale. La masse est découpée par deux familles de fractures continues,

Fig. 13. Coupe interprétative du versant instable de Séchilienne et vecteurs vitesses annuels moyens mesurés par géodésie.



déterminées par l'étude structurale, obéissant à une loi élastique-parfaitement-plastique avec critère de Coulomb. Une cohésion de 3 MPa a été attribuée aux fractures pour simuler la présence de ponts de matière et compenser l'hypothèse simplificatrice de continuité infinie des joints. L'angle de frottement retenu, 25° , est représentatif des joints rocheux avec remplissage non argileux (Tulinov et Molokov 1971). Les blocs rocheux sont supposés élastiques. Le modèle a d'abord été soumis à un chargement gravitaire avec des conditions aux limites de déplacements horizontaux nuls sur ses limites latérales et de déplacements nuls à la base. Le creusement de la vallée et le retrait des glaciers ont ensuite été simulés par plusieurs phases d'excavation. Une pente initiale du versant proche de 60° a été choisie, en accord avec la topographie des versants stables de la vallée, en amont. La valeur de 63.6° ($\text{Arctan } 2$) a été retenue pour des raisons pratiques de maillage.

Les calculs (fig. 15) font apparaître deux zones. Dans la partie sommitale, une zone en tassement s'enfoncé parallèlement aux fractures à pendage vers la vallée en se dilatant horizontalement. À l'aval de celle-ci, les lanières découpées par les fractures verticales subissent une flexion, qui se traduit par une rotation relative des blocs, conformément aux mesures de déplacement réalisées dans la galerie de reconnaissance (longue de 240 m). Ces déformations sont visibles sur la figure 15 où, pour une meilleure visualisation, la déformation calculée a été amplifiée en affectant une cohésion nulle aux fractures et en époutant les losanges à 30 m de leurs extrémités.

Nous avons ainsi pu proposer un mécanisme de déformation en accord avec les observations morphologiques et les principales particularités des mesures de déplacement en surface et en galerie, à savoir :

- l'existence du tassement sommital du Mont-Sec;
- la présence de contre-pentes amont sur les grandes fractures transverses;
- l'ouverture de ces grandes fractures;
- la faible inclinaison des vecteurs déplacement et l'atténuation des déplacements en pied de versant;
- le mouvement relatif des blocs en profondeur induisant l'ouverture des fractures inclinées vers la vallée et le cisaillement de celles inclinées vers l'amont.

Avant la stabilisation du calcul, nous avons observé une série d'écroulements superficiels qui ont progressivement adouci la topographie du versant modèle. D'une pente initiale de 60° , proche de celles observées en amont de Séchilienne dans des massifs plus résistants, le modèle a évolué vers une pente proche de 45° , avec des ressauts, conforme à celle du Mont-Sec actuel. L'état de sollicitation du massif en profondeur est très important : la zone où les fractures ont dépassé leur critère de résistance est très profonde et s'étend jusqu'au niveau de la vallée, ce qui a été pris en compte dans le modèle hydraulique (Vengeon 1998).

On note également une accumulation de contraintes au pied de chaque « ressaut » du versant final et une sollicitation en flexion de chaque bloc rocheux élémentaire. Celle-ci se traduit par des efforts de traction sur la face externe (côté intérieur du massif) et des efforts supplémentaires de compression sur la face interne (côté vallée). Dans le massif réel, ce mode de sollicitation est responsable de la propagation de la fracturation secondaire dans le massif rocheux, qui peut amener à la rupture au sein d'un bloc élémentaire. Ce phénomène, qui n'est pas modélisé dans ce calcul, est responsable de la progression irréversible et différée dans le temps de la dislocation du massif rocheux. Il est très sensible aux pressions hydrauliques.

Tableau 2. Vitesses annuelles moyennes de quelques cibles géodésiques à Séchilienne et inclinaison de leurs vecteurs déplacement.

Cible	Altitude (m)	Période de mesure (en années)	Vitesse horizontale moyenne (cm / an)	Vitesse verticale moyenne (cm / an)	Inclinaison moyenne (en degrés)
902	524	5	n.s.	n.s.	
623	568	5	2,5	-0,95	-208
613	649	5	3,2	-0,6	-10,6
513	728	10	3,1	-0,5	-9,2
502	935	10	4,9	-1,5	-17
710	1009	5	4,7	-1,6	-18,8
709	1068	5	2,2	-0,7	17,6
704	1143	5	n.s.	n.s.	
801	585	4	n.s.	n.s.	
518	679	10	2,6	-0,2	3,5
517	773	10	20,5	-4,9	13,5
631	842	4	33,2	-2,1	3,6

Nota : n.s., non significatif.

Fig. 14. Déplacements mesurés dans la galerie de reconnaissance de Séchilienne et modèle interprétatif.

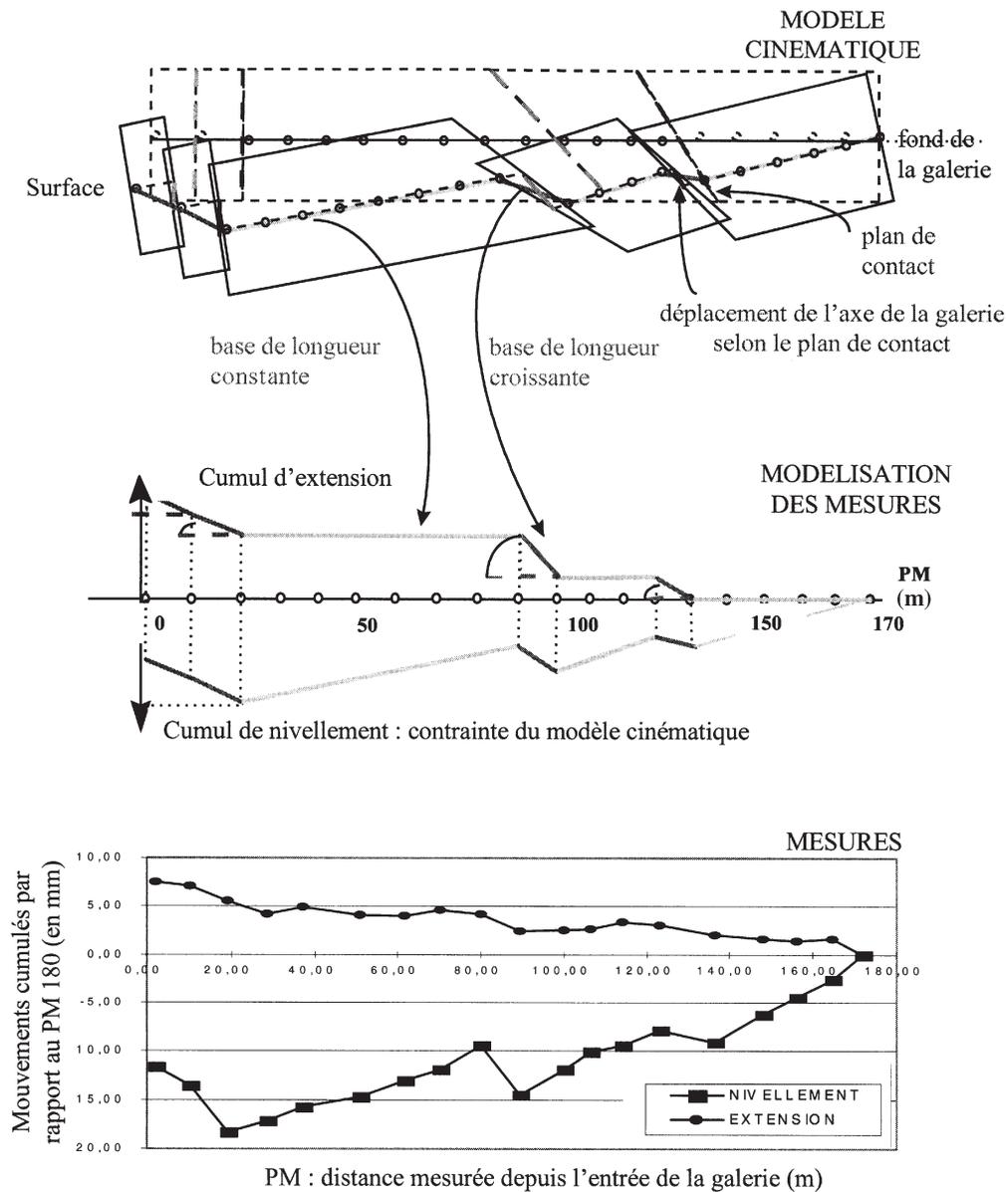
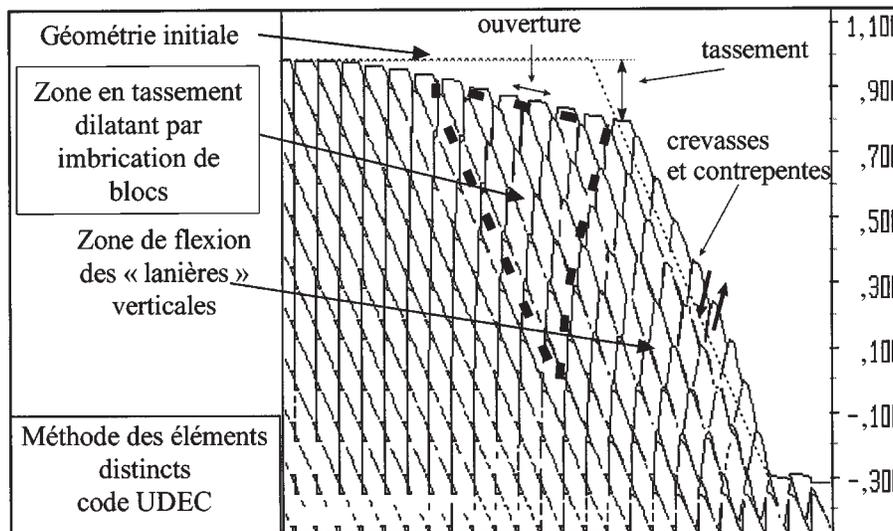


Fig. 15. Modèle de déformation sans surface de rupture du versant instable de Séchilienne.



4.2.3 Les enseignements tirés du versant de Séchilienne

La mise en pression hydraulique des fractures secondaires capacitatives au sein des blocs peut favoriser la propagation de la fracturation. Ceci explique l'action des écoulements profonds (contrôlés par le réseau de fracturation principal, à rôle essentiellement transmissif), qui commandent la vitesse d'ouverture des fractures de surface (Rochet et al. 1994). Les accélérations traduisent des phases intenses d'endommagement irréversible du massif en profondeur.

Un des caractères principaux de ces modèles est l'absence de surface prédéfinie de glissement ou même de rupture. Dans le schéma proposé, la rupture est l'aboutissement d'un long processus d'endommagement progressif, de plus en plus localisé. Au cours du temps (paramètre essentiel d'un tel processus), les contraintes se concentrent sur les points de « blocage » et les endommagent, ce qui libère un peu la déformation. La poursuite des mouvements tend alors à accumuler à nouveau les contraintes sur d'autres points de blocage, déterminés par la structure du massif. Cette « migration des contraintes » dans une zone de développement de la rupture est guidée en permanence par la complexité de la structure et la variabilité spatiale des caractéristiques mécaniques.

Dans un tel mécanisme, l'apparition de la surface de rupture constitue la fin d'un processus évolutif et le début d'un autre phénomène, dynamique, de propagation. La surface de rupture ne se définit que comme la frontière entre la masse écroulée et le reste du massif. La cinématique de la masse écroulée lors de la rupture n'aura donc guère de point commun avec les déplacements actuels, qui montrent encore un fort contrôle structural. La détection d'un tel changement de cinématique est un des enjeux majeurs de l'auscultation pour prévoir un écroulement catastrophique.

5. Conclusion

L'étude des processus de rupture des grands versants rocheux en terrains cristallophylliens (schistes cristallins) est extrêmement féconde, car ceux-ci présentent des structures parmi les plus complexes qu'il soit donné d'observer. Les

discontinuités mécaniques y sont en effet très nombreuses, puisqu'à l'anisotropie fondamentale (foliation ou schistosité) s'associent un certain nombre de familles d'origine tectonique, en fonction de la longueur et de la complexité de l'histoire tectonique considérée. Tous les types de rupture, des plus simples aux plus complexes, peuvent donc s'y rencontrer.

Les exemples européens que nous avons étudiés montrent que, même les cas les plus simples en théorie (glissement plan comme à Rosone) pouvaient réserver quelques surprises à l'échelle d'un versant constitué d'un assemblage de blocs. Il a été mis en évidence que la modification d'une telle architecture complexe de blocs élémentaires engendrait en cours de déformation de nouvelles forces résistantes, susceptibles de maintenir le versant dans un état « méta-stable ». Ceci peut se traduire par exemple par des vitesses de déformation lentes et stables dans le temps.

Lorsque l'anisotropie de la foliation est très marquée et d'orientation subparallèle à la direction du versant, on observe assez couramment un phénomène de fauchage généralisé. Celui-ci peut dégénérer en un glissement (comme à La Clapière). La grande déformation de l'édifice s'accompagne en effet d'une dislocation de plus en plus accentuée de la masse en mouvement, facilitée par le grand nombre de discontinuités préexistantes. Au terme de cette évolution, le massif rocheux peut se comporter comme un milieu granulaire à grande échelle.

Le processus le plus subtil est certainement celui de la déformation par rupture interne progressive du massif, lorsque les conditions précédentes ne sont pas remplies. Le versant instable de Séchilienne nous en fournit un exemple, unique par son instrumentation. Lorsque les principales familles de fractures sont suffisamment redressées et de direction proche de celle de la vallée, une déformation par combinaison de fauchage et d'enfoncement d'une zone en tassement dilatant (par imbrication de blocs effilés) peut se développer. Celle-ci conduit à une morphologie typique en « lanières » et à des vecteurs déplacement d'apparence paradoxale. En effet, la partie sommitale du versant présente un escarpement conforme à ceux observés sur maints

mouvements de versant dus à la présence d'une surface de rupture bien individualisée. Par contre, il se révèle impossible de mettre en évidence le débouché inférieur de cette surface de rupture hypothétique. On observe au contraire une décroissance progressive des vitesses de déplacement vers le bas du versant et des vecteurs déplacement anormalement peu inclinés (fig. 13).

Différentes observations (Vengeon et al. 1999) nous poussent à penser que ce mode spécial de déformation au sein des massifs cristallophylliens est plus répandu qu'on ne l'imagine, au moins durant les stades précoces des mouvements. D'autre part, la complexité naturelle qui émerge de ces processus nous a donné l'occasion de reconsidérer l'aspect temporel des modes plus simples de déformation et de rupture des versants.

Bibliographie

- Alfonsi, P. 1997. Relation entre les paramètres hydrologiques et la vitesse dans les glissements de terrains. Exemples de La Clapière et de Séchilienne (France). *Revue Française de Géotechnique*, **79** : 3–12.
- Antoine, P., Giraud, A., Evrard, H., et Rochet, L. 1994. A huge slope movement at Sechilienne, Isère, France. *Landslide News*, **8** : 15–18.
- Atkinson, B.K. 1984. Subcritical crack growth in geological materials. *Journal of Geophysical Research*, **89**(B6) : 4077–4114.
- Azzoni, A., Chiesa, S., Frassoni, A., et Govi, M. 1992. The Valpola landslide. *Engineering Geology*, **33** : 59–70.
- Benko, B., et Stead, D. 1998. The Frank slide: a reexamination of the failure mechanism. *Revue canadienne de géotechnique*, **35** : 299–311.
- Cruden, D.M., et Krahn, J. 1973. Frank rockslide, Alberta, Canada. *Dans Rockslides and avalanches. Éditeur* : B. Voight. *Developments in Geotechnical Engineering*, **14** : 97–112.
- De Freitas, M.H., et Watters, R.J. 1973. Some field examples of toppling failure. *Geotechnique*, **23** : 495–514.
- Descoeudres, F., et Gencer, M. 1979. Rupture progressive en versant rocheux stratifié et fissuré. 4^e Congrès International de Mécanique des Roches, Montreux, France, pp. 613–619.
- Evrard, H., Gouin, T., Benoit, A., et Duranthon, J.P. 1990. Séchilienne, risque majeur d'éboulement en masse. Point sur la surveillance du site. *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, **165** : 7–16.
- Follacci, J.-P. 1987. Les mouvements du versant de La Clapière à Saint Étienne de Tinée (Alpes Maritimes). *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, **150/151** : 39–54.
- Forlati, F., Ramasco, M., Susella, G., Barla, G., Marino, P., et Mortara, G. 1993. La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio. *Studi Tentini di Scienze Naturali. Acta Geologica*, **68**(1) : 71–108.
- Giraud, A., Rochet, L., et Antoine, P. 1990. Processes of failure in cristallophyllian formations. *Engineering Geology*, **29** : 241–253.
- Goodman, R.E., et Bray, J.W. 1976. Toppling of rock slopes. *Proceedings of the ASCE Specialty Conference, Rock Engineering for Foundations and Slopes*, Boulder, Colorado, vol 2. pp. 210–234.
- Gratier, J.P., et Gamond, J.F. 1990. Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. *Dans Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. Éditeur* : R.J. Knipe et E.H. Reutter, Geological Society Special Publications, Geological Society, London, **54** : 461–473.
- Heim, A. 1932. *Bergsturz und Menschenleben. Éditeur* : Fretz und Wasmuth. *Naturforschung. Gesellschaft, Zürich, Vierteljahrschrift*, **77**.
- Interreg 1. 1997. Risques générés par les grands mouvements de versant. Étude comparative de 4 sites Alpes Franco-italiennes. *Édité par le Pôle Grenoblois d'Études et de Recherches pour la Prévention des Risques Naturels*. Grenoble, France.
- Lugeon, M., et Oulianoff, N. 1922. Sur le balancement superficiel des couches et les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. *Bulletin de géologie, géographie physique, minéralogie et paléontologie de l'université de Lausanne*, **32** : 1–12.
- Pritchard, M.A., et Savigny, K.W. 1996. Numerical modelling of toppling. *Revue canadienne de géotechnique*, **27** : 823–834.
- Radbruch-Hall, D.H. 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. *Dans Rockslides and avalanches. Vol. 1. Natural phenomena: Developments in geotechnical engineering 14A. Éditeur* : B. Voight. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam. pp. 607–657.
- Rochet, L. 1976. Propriétés mécaniques des discontinuités d'un massif rocheux. *Dans La mécanique des roches appliquée aux ouvrages du génie civil. Édition de l'association amicale des ingénieurs anciens élèves de l'École Nationale des Ponts et Chaussées*, pp. 79–96.
- Rochet, L., Giraud, A., Antoine, P., et Evrard, H. 1994. La déformation du versant sud du Mont-Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, **50** : 75–87.
- Savage, W.Z., et Varnes, D.J. 1987. Mechanics of gravitational spreading of steep-side ridges ("Sackung"). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, **35** : 31–36.
- Scavia, C., Barla, G., et Bernaudo, V. 1990. Probabilistic stability analysis of block toppling failure in rock slopes. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Science and Geomechanics*, **27**(6) : 465–478.
- Schindler, C., Cuénod, Y., Eisenlohr, T., et Joris, C.H. 1993. Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai bei Randa (VS) - ein atypischer Bergsturz in Raten. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **86**(3) : 643–665.
- Terzaghi, K. 1950. Mechanism of landslides. *Dans Application of Geology to Engineering Practice. Éditeur* : S. Paige. Geological Society of America, Washington, D.C. pp. 83–123.
- Tulinov, R., et Molokov, L. 1971. Role of joint filling material in shear strength of rocks. *Symposium of the International Society of Rock Mechanics*, Nancy, France.
- Vengeon, J.M. 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne. Thèse de 3^e cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France.
- Vengeon, J.M., Giraud, A., Hantz, D., et Ract, D. 1996. Numerical modelling of rock slope deformations. *International Symposium in Rock Mechanics and Rock Engineering*. Torino, Italy.
- Vengeon, J.M., Couturier, B., et Antoine, P. 1999. Déformations gravitaires post glaciaires en terrains métamorphiques. Comparaison des indices de déformation du versant sud de la Toura (Saint-Christophe-en-Oisans, France) avec le phénomène de rupture interne du versant sud du Mont Sec (Séchilienne, France). *Bull. Eug. Geol. Env.* **57** : 387–395.
- Zaruba, Q., et Mencl, V. 1969. *Landslides and their control*. Elsevier Editor, Prague.