

Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de deux sites de la vallée de Boulc (Diois, France)

Landslides and dynamics of an alpine geosystem: dendrogeomorphic study of two locations in the Boulc Valley (Diois, France).

Erdrutsch und Dynamik eines alpinen Geosystems: Studie zweier Plätze des Boulc-Tals (Diois, Frankreich).

Laurent Astrade, Jean-Paul Bravard and Norbert Landon

Volume 52, Number 2, 1998

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/004765ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/004765ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Astrade, L., Bravard, J.-P. & Landon, N. (1998). Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de deux sites de la vallée de Boulc (Diois, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 52(2), 153-166. <https://doi.org/10.7202/004765ar>

Article abstract

Landslides represent major hazards in southern Alps where the plastic character of superficial deposits and regional climate create triggering conditions. They also provide an important sediment source for streambed dynamics. This article aims to date mass movements that affected two unstable sites within a watershed (Boulc valley). The reactions of 41 pines (*Pinus sylvestris* L.) to the micro-movements on the Ravel-et-Ferriers site show that the January 1994 landslide is the result of a precarious stability pertaining to local factors since the end of the 1980's. The triggering conditions for landslides seem to result from long-term slope evolution (at least eight unstable periods occurred since the beginning of the century). The study of the mortality of 35 pines and 47 firs (*Abies alba* Mill.) partially buried under sediments allowed to reconstruct the chronology of a dammed-lake development following the debris-flows of Bonneval-en-Diois. These events seem to be linked with some exceptional pluviometric conditions that dated recent movements. Results given by the dendrochronological analysis lead to set up the typological property of the two landslides, and to know the episodes of water-course-sediment recharge, downstream to the sites. The Bonneval-en-Diois fossilization processes besides show analogies with the South Alps conditions during Holocene when part of thick fillings of valleys excavated in marlaceous formations should be the consequence of localized mass movements.

MOUVEMENTS DE MASSE ET DYNAMIQUE D'UN GÉOSYSTÈME ALPESTRE : ÉTUDE DENDROGÉOMORPHOLOGIQUE DE DEUX SITES DE LA VALLÉE DE BOULC (DIOIS, FRANCE)

Laurent ASTRADE, UMR 5600 , Environnement, Ville, Société, 18, rue Chevreul, 69 362, Lyon, Cedex 07, France, buisson@sunlyon3.univ-lyon3.fr.

Jean-Paul BRAVARD, UFR de Géographie, Université de Paris-Sorbonne, 191, rue Saint-Jacques, 75005, Paris, France.

Norbert LANDON, UMR 5600 , Environnement, Ville, Société, 18, rue Chevreul, 69362, Lyon, Cedex 07, France.

Manuscrit reçu le 28 février 1998 ; manuscrit révisé et accepté le 30 avril 1998

RÉSUMÉ Les mouvements de versant constituent un risque naturel majeur dans les Alpes du sud où la nature du terrain et le climat sont particulièrement favorables à leur développement. Ils représentent également une source importante de sédiments pour les cours d'eau. L'objectif de cet article est de dater, au moyen de l'analyse dendrochronologique, les mouvements ayant affecté deux versants instables d'un même bassin hydrologique. Les réponses de 41 pins sylvestres (*Pinus sylvestris* L.) aux micro-mouvements du versant de Ravel-et-Ferriers montrent que le glissement de terrain de janvier 1994 est le résultat d'une forte instabilité existant depuis la fin des années 1980, mais surtout la conséquence d'une évolution à long terme du versant (huit périodes d'instabilité depuis le début du siècle). L'étude de la mortalité de 35 pins sylvestres et de 47 sapins pectinés (*Abies alba* Mill.) partiellement enfouis retrace la chronologie de la formation d'un lac de barrage sous l'influence des différentes coulées boueuses de Bonneval-en-Diois. Les liens étroits entre ces événements et certaines situations pluviométriques exceptionnelles ont été utilisés afin de dater avec exactitude les mouvements récents. L'analyse dendrochronologique a donc permis de déterminer l'appartenance typologique des deux glissements, et de connaître les épisodes actifs de rechargement sédimentaire des cours d'eau associés aux sites. Les processus de fossilisation décrits à Bonneval-en-Diois montrent d'ailleurs des analogies avec les conditions régnant dans les Alpes du sud au début de l'Holocène où une partie des épais remblaiements des vallées creusées dans les formations marneuses serait à attribuer à des mouvements de masse localisés.

ABSTRACT *Landslides and dynamics of an alpine geosystem: dendrogeomorphic study of two locations in the Boulc Valley (Diois, France).* Landslides represent major hazards in southern Alps where the plastic character of superficial deposits and regional climate create triggering conditions. They also provide an important sediment source for streambed dynamics. This article aims to date mass movements that affected two unstable sites within a watershed (Boulc valley). The reactions of 41 pines (*Pinus sylvestris* L.) to the micro-movements on the Ravel-et-Ferriers site show that the January 1994 landslide is the result of a precarious stability pertaining to local factors since the end of the 1980's. The triggering conditions for landslides seem to result from long-term slope evolution (at least eight unstable periods occurred since the beginning of the century). The study of the mortality of 35 pines and 47 firs (*Abies alba* Mill.) partially buried under sediments allowed to reconstruct the chronology of a dammed-lake development following the debris-flows of Bonneval-en-Diois. These events seem to be linked with some exceptional pluviometric conditions that dated recent movements. Results given by the dendrochronological analysis lead to set up the typological property of the two landslides, and to know the episodes of watercourse-sediment recharge, downstream to the sites. The Bonneval-en-Diois fossilization processes besides show analogies with the South Alps conditions during Holocene when part of thick fillings of valleys excavated in marlaceous formations should be the consequence of localized mass movements.

ZUSAMMENFASSUNG *Erdbeben und Dynamik eines alpinen Geosystems: Studie zweier Plätze des Boulc-Tals (Diois, Frankreich).* Die Bewegungen an den Hängen sind ein natürliches Hauptrisiko in den südlichen Alpen, wo die Art des Terrains und das Klima ihre Entwicklung begünstigen. Sie sind auch eine wichtige Sediment-Quelle für die Wasserläufe. Ziel dieses Artikels ist es, mittels der dendrochronologischen Analyse die Bewegungen, welche zwei instabile Hänge desselben hydrologischen Beckens beeinflusst haben, zu datieren. Die Reaktionen von 41 Kiefern (*Pinus sylvestris* L.) auf die Mikro-Bewegungen des Hangs von Ravel-et-Ferriers zeigen, dass der Erdbeben von Januar 1994 das Ergebnis einer starken Instabilität war, die seit dem Ende der 1980er Jahre existierte, aber vor allem die Folge einer langfristigen Entwicklung des Hangs (8 Instabilitätsperioden seit Anfang des Jahrhunderts). Das Studium der Sterblichkeit von 35 Waldkiefern und 47 Tannen (*Pinus alba* L.), die teilweise unter Sedimenten vergraben waren, zeichnet die Chronologie der Bildung eines eingedämmten Sees nach, unter dem Einfluss der verschiedenen Schlammmströme von Bonneval-en-Diois. Man hat die engen Beziehungen zwischen diesen Ereignissen und gewissen außerordentlichen Niederschlagsbedingungen genutzt, um die neueren Bewegungen genau zu datieren. Die dendrochronologische Analyse erlaubte also die typologische Zugehörigkeit der zwei Erdbeben zu bestimmen und die aktiven Episoden von Sediment-Wiederanlagerung in den mit den Plätzen verbundenen Wasserläufen. Die bei Bonneval-en-Diois beschriebenen Fossilisierungsprozesse weisen außerdem Analogien mit den in den südlichen Alpen am Anfang des Holozän herrschenden Bedingungen auf wo ein Teil der dicken Aufschüttungen der in die mergeligen Bildungen eingeschnittenen Täler auf lokale Massenbewegungen zurückzuführen sind.

INTRODUCTION

Les mouvements de versant constituent un risque naturel réel dans les Alpes françaises. Chacune des grandes unités morphostructurales risque d'être atteinte par tous les types de mouvements, à des degrés divers, sous l'influence des pentes, des faciès rocheux, de l'héritage glaciaire à la fois morphologique et détritique, du couvert végétal, des régimes des précipitations et de la sismicité. Dans les Alpes du sud, le contexte est particulièrement favorable au développement de mouvements de masse sur des versants rendus plus vulnérables par la grande extension des roches tendres, par l'intensité des averses méditerranéennes et par la réduction de l'emprise forestière (Flageolet, 1989 ; Julian et Anthony, 1996). En plus de représenter une menace à la sécurité publique, les mouvements de versant provoquent des modifications remarquables du paysage. La très grande majorité des glissements ont ainsi une incidence directe sur la charge sédimentaire et la morphologie des cours d'eau. L'encombrement du lit d'un cours d'eau par une grande quantité de sédiments peut bloquer le courant, entraîner des inondations et produire une turbidité extrême qui peut durer de nombreuses semaines et même plusieurs mois. Les versants en mouvement sont dans tous les cas une source de sédiments particulièrement importante (Descroix, 1991), pouvant entraîner des discontinuités dans le lit fluvial associé (aggradation du lit sur plusieurs kilomètres à l'aval).

Les possibilités que présente l'analyse des cernes annuels des arbres dans l'interprétation des processus géomorphologiques ont été décrites par Alestalo (1971), Shroder (1980), Heikkinen (1994) et Schweingruber (1996). Cette technique a été appliquée avec succès dans la datation des mouvements de masse affectant les dépôts meubles, en Amérique de Nord (Shroder, 1978 ; Agard, 1979 ; Bégin et Fillion, 1985 ; Héty, 1990 ; Fillion et al., 1991 ; Lafortune *et al.*, 1997) et dans les Alpes (Braam *et al.*, 1987 ; Weiss, 1988). Elle consiste à utiliser les arbres comme marqueurs de l'instabilité du milieu par l'interprétation des modifications dans le patron de croissance radiale des individus, sous la forme d'une réduction importante ou d'une reprise accélérée de la croissance (Shroder, 1978) ou de changements dans la structure anatomique du bois. Les modifications concernent en particulier la formation de bois de réaction (Scurfield, 1973) et la formation de cicatrices dues à la destruction locale du cambium et à l'apparition de bourrelets marginaux (Fritts, 1976). L'analyse des cernes annuels des arbres permet donc d'obtenir des repères chronologiques sur l'évolution récente des versants. L'utilisation de la capacité des arbres à réagir à des perturbations touchant leur milieu de croissance permet également l'étude de phénomènes géomorphologiques contigus provoqués par les glissements de terrain.

Cette méthode de recherche a été appliquée à un secteur du Haut-Diois, dans les Préalpes françaises du sud. Il s'agit du bassin versant du ruisseau de Boulc, un sous-affluent de la Drôme, où les caractéristiques géologiques induisent une forte instabilité des versants. Ce secteur a récemment enregistré la réactivation de deux glissements de grandes dimen-

sions : le glissement de terrain de Ravel-et-Ferriers (1994) et les coulées boueuses de Bonneval (1950-1991) (d'après la classification de Varnes, 1978). Les méthodes de la dendrogéomorphologie ont été mises en oeuvre en 1996. Elles ont été complétées par l'étude des archives qui ont permis de remonter au milieu du XIX^e siècle (Fanthou et Kaiser, 1990 ; Martin et Weber, 1996 ; Ibsen et Brunnsden, 1996). L'objectif est, d'une part, de reconstituer, dans le courant du XX^e siècle, les périodes de stabilité et d'instabilité du glissement de Ravel-et-Ferriers. La dendrogéomorphologie, en fournissant la possibilité d'une étude à haute résolution d'éventuelles phases d'accélération, peut permettre d'affiner la connaissance de la cinématique de ce mouvement de masse, dans l'espace et dans le temps. Il s'agit, d'autre part, de reconstituer la formation et l'évolution d'un lac de barrage éphémère créé par les coulées boueuses de Bonneval dans la haute vallée du ruisseau de Boulc. L'étude de conifères vivants enfouis accidentellement peut contribuer à une meilleure compréhension des conditions de la fossilisation de troncs d'arbres au début de l'Holocène. Les vallées à affleurements marneux des Alpes du sud ont en effet fourni l'occasion de nombreuses découvertes de troncs subfossiles (Archambault, 1968 ; Jorda, 1980). La genèse des sites de fossilisation est l'objet d'études récentes basées sur des méthodes paléogéomorphologiques (Gautier, 1992 ; Rosique, 1996 ; Miramont, 1998).

DESCRIPTION DES SITES

La vallée de Boulc se situe dans le Haut-Diois (Préalpes françaises du sud) (fig. 1). Elle est drainée par les ruisseaux de Boulc et de Bonneval, dont le bassin versant, qui s'échelonne de 660 à 1740 m d'altitude, a une superficie d'environ 50 km². Les deux glissements de Ravel-et-Ferriers (fig. 2A) et de Bonneval-en-Diois (fig. 2B) sont situés dans une zone où la topographie et la géologie sont particulièrement favorables aux mouvements de masse. Au pied des escarpements de calcaire récifal urgonien qui forment la montagne de Glandasse (2041 m), au sud du plateau de Vercors, le Haut-Diois appartient à la « fosse vocontienne ». Les faciès vaseux, épais de plus de 3000 m et d'âges jurassique et crétacé, sont dominants mais des niveaux bioclastiques forment des barres calcaires de 100 à 150 m d'épaisseur. Ces formations ont été plissées au Crétacé moyen et supérieur (Santonien) suivant une direction pyrénéenne E-W. Ces mouvements expliquent la présence de conglomérats grossiers d'âge turonien supérieur et coniacien. Une deuxième phase tectonique a affecté le secteur avant l'Oligocène et donné des fractures de direction méridienne ou NE-SW qui recoupent et déforment les plis de la phase précédente (Flandrin, 1970).

GLISSEMENT DE RAVEL-ET-FERRIERS

La géologie du glissement de Ravel-et-Ferriers (fig. 1A) a été particulièrement bien étudiée (Arnaud, 1971 ; Antoine et Giraud, 1994). À l'Albo-Cénomaniens, s'est produit un « gigantesque glissement sous-marin » sur le flanc sud d'un vaste synclinal E-W. Il est formé des séries du Crétacé inférieur (Barrémien et Bédoulien) donnant des paquets de cal-

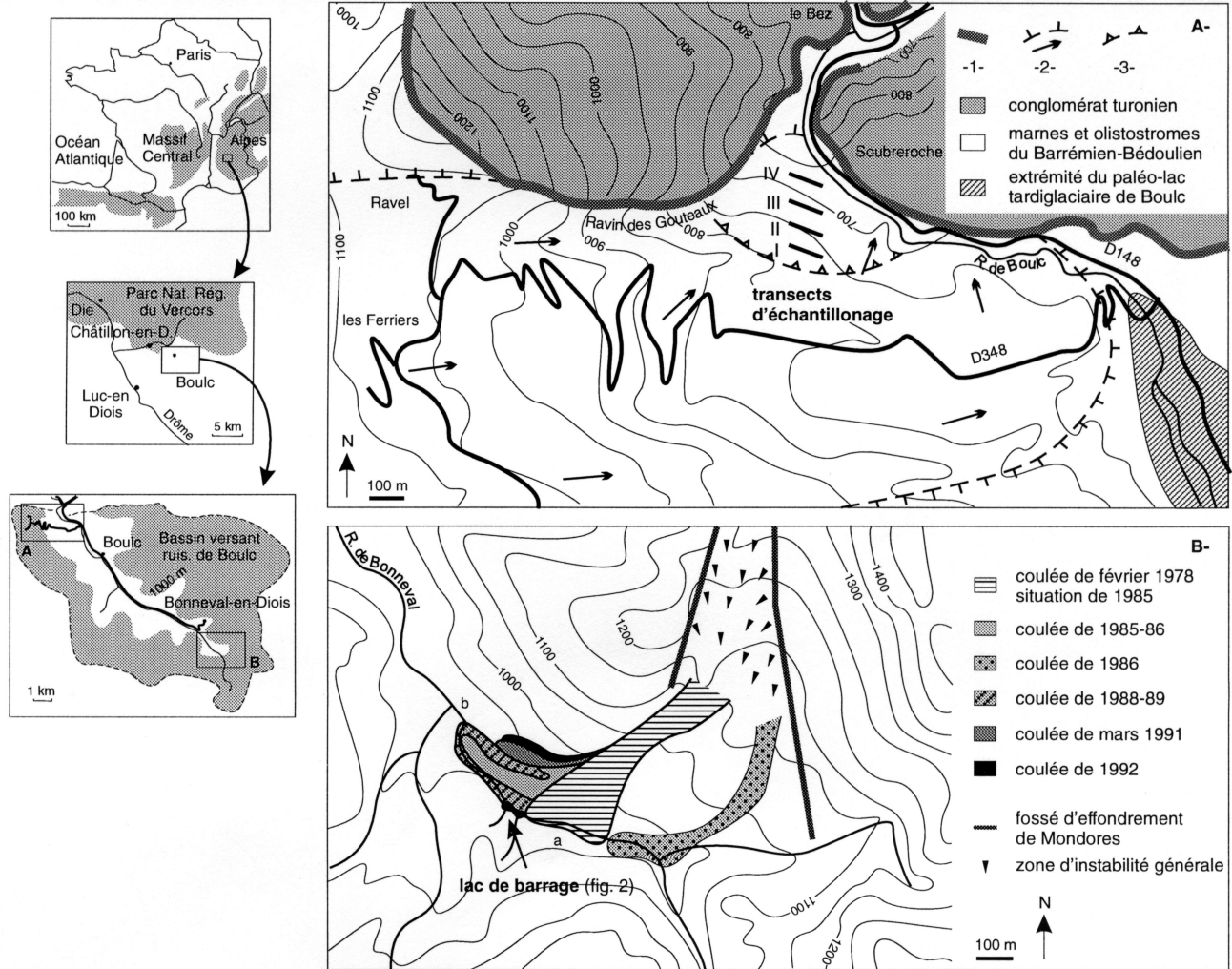


FIGURE 1. La vallée de Boulc. A- Glissement de terrain de Ravel-et-Ferriers (1 : escarpement des poudingues turoniens, 2 : glissement quaternaire avec sens des mouvements, zone d'activité historique épisodique, 3 : limite de la partie inférieure du ravin des Gouteaux décrochée en 1994, zone d'activité subcontinue), B- Écoulement de Bonneval-en-Diois ; différentes coulées connues (d'après Descroix, 1994) et localisation du lac de barrage étudié.

The Boulc valley. A- The Ravel-et-Ferriers landslide (1 : scarp of turonian conglomerate, 2 : Quaternary landslide with direction of movements, zone of episodic historic activity, 3 : bottom limit of the Ravin des Gouteaux dislocated in 1994, zone of subcontinuous activity), B- The Bonneval-en-Diois debris flows ; different known flows (according to Descroix, 1994) and location of the studied dammed lake.

caires fracturés (olistostromes) dans une formation initiale marneuse passant aux conglomérats du Turonien supérieur dans le cœur du synclinal. La surrection du Haut-Diois et la dissection assurée par le réseau hydrographique au Quaternaire ont réactivé une partie du glissement sous-marin initial. Identifié sur une surface de 86 ha, d'un volume de 8 à 10 millions de m³, le glissement se fait depuis la crête du Mayor (1505 m) vers l'est en direction du ruisseau de Boulc (660 m). Plaqué contre l'escarpement conglomératique de Soubreroche, celui-ci assure la vidange des matériaux en direction du Bez et de la Drôme. Ce glissement est ancien puisqu'il s'est produit à la fin du Würm en retenant un petit lac dont les dépôts limoneux ont été ravinés par une nappe caillouteuse non datée. Les limons sommitaux, riches en matière organique, ont fait l'objet d'un prélèvement dans le lit du ruisseau en cours d'incision ; ils ont été datés à 11 190

±135 BP (Ly-8052), soit entre 11 454 et 10 873 av. J.-C. L'exutoire du lac de Boulc est resté à une cote voisine de la cote tardiglaciaire pendant l'Holocène (770 m), sans doute parce que la faible compétence de l'émissaire ne permettait pas l'incision de la partie distale du glissement riche en blocs de taille plurimétrique.

La relative permanence des grandes lignes du relief ne signifie pas pour autant que le glissement soit resté inactif à l'Holocène. Une première étude d'archives, féconde car un vieux chemin passe en pied de glissement, révèle que le glissement fut actif dans la deuxième moitié du XIX^e siècle. En 1857, un rapport administratif précise que « des éboulements de terre et de blocs détachés... roulent à tout instant dans la rivière ». En 1860, le sous-préfet de Die écrit que « la montagne s'est éboulée sur une grande hauteur et a englouti la voie qui est à peu près irréparable, attendu que

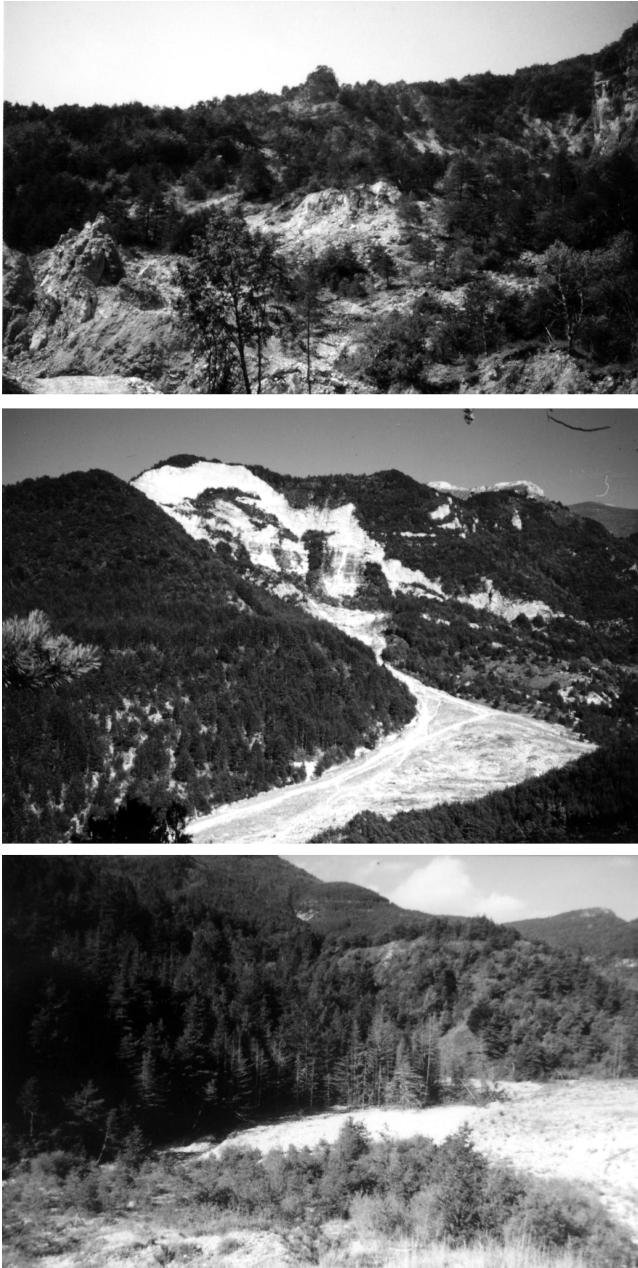


FIGURE 2. A- Glissement de Ravel-et-Ferriers. B- Écoulement de Bonneval-en-Diois. C- Lac de barrage de Bonneval-en-Diois, au contact de la coulée de 1986 et du versant sud de la vallée (vers l'aval).

A- The Ravel-et-Ferriers landslide. B- The Bonneval-en-Diois debris flows. C- The Bonneval-en-Diois dammed lake, in contact with the 1986 debris flow and with the south slope of the valley (downstream).

les éboulements se reproduisent infailliblement au dégel ou lors de fortes pluies ». En 1870, l'agent Voyer rapporte que le chemin « est placé sur un sol mouvementé et très incliné qui, à chaque pluie un peu forte, descend dans le ravin, soit par suite d'infiltrations des eaux, soit par les corrosions du torrent qui sollicite le glissement du sol sur une grande surface, de sorte que rien de durable ne peut être établi sur un

versant constamment en mouvement » (Archives départementales de la Drôme, Série 3 O, liasse 384). Les causes du déclenchement sont bien analysées, associant les facteurs météorologiques et le sapement basal du ruisseau de Boulc, suivant une association de processus décrite ailleurs (par exemple, *in* Lahousse, 1996). Antoine et Giraud (1994) ont montré que la partie basale du glissement, butant sur l'escarpement de Soubreroche, se déforme en se soulevant, obligeant le ruisseau à réentailler son lit. Une dénivellation de 110 m sur 1500 m donne au cours d'eau en crue l'énergie suffisante au réajustement de son profil longitudinal.

Une enquête orale effectuée en 1994 indique que des mouvements ont eu lieu dans les années 1930, 1960 et depuis 1975 (GÉO+, 1994). Une réactivation majeure a eu lieu les 10 et 11 janvier 1994, marquée par un décrochement sommital de plus de 10 m de rejet et par des plans de cisaillement bien visibles dans la partie inférieure ou ravin des Gouteaux (C.E.T.E., 1995 ; Leone, 1996). Le relèvement du talweg du ruisseau a détruit la route ouverte en 1878 à la base de Soubreroche. Afin de mettre en place une route définitive et de garantir les communes de l'aval du risque hydraulique en cas de barrage naturel, un tunnel, inauguré à la fin de l'année 1997, a été construit dans la falaise de la rive droite du ruisseau de Boulc. Enfin, un réseau de surveillance par extensométrie et positionnement satellitaire (GPS) établi depuis l'année de la rupture a révélé que le décollement est de 6 cm à la cote 1200 m et que la partie aval du glissement a avancé de 10,5 cm en 2 ans, confirmant le mouvement généralisé du versant (C.E.T.E., 1996).

COULÉES DE BONNEVAL-EN-DIOIS

Ce glissement, situé à l'amont de la vallée du ruisseau de Boulc (fig. 1B), correspond à une structure géologique très différente. L'anticlinal de Bonneval à cœur jurassique, d'axe NW-SE, est recoupé par un faisceau de failles d'axe N-S délimitant l'étroit fossé de Terre Rouge-Mondorès. Celui-ci est rempli d'argiles versicolores d'âge oligocène et il est encadré par les calcaires kimméridgiens culminant au Serre Long (1474 m). Ce glissement présente des secteurs qui paraissent avoir été anciennement mis en mouvement (au Quaternaire) mais sa réactivation serait très récente après une longue phase d'inactivité. Les mouvements auraient repris vers 1950 (Leone, 1996) et surtout en février 1978 après des pluies abondantes et la fonte de la couverture neigeuse. Une première coulée boueuse se met alors en marche sous un pan de calcaire kimméridgien décollé du flanc oriental du fossé. La coulée est ensuite réactivée en 1985-86, en 1988-89, en mars 1991 et en 1992. Elle s'est développée sur une surface totale de 28 ha et a mobilisé un volume de 1 million de m³ sur un potentiel compris, suivant les estimations, entre 10 et 30 millions de m³ (Descroix, 1991, 1994).

L'ensemble des coulées formées depuis 1978 a rempli le vallon de Mondorès entre 1100 et 950 m d'altitude et repoussé le ruisseau de Bonneval contre le versant sud de la vallée. La migration spatiale du talweg s'est accompagnée de son relèvement sur une hauteur d'environ 20 m après les événements de 1978 et 1985-86. Entre deux lobes de la

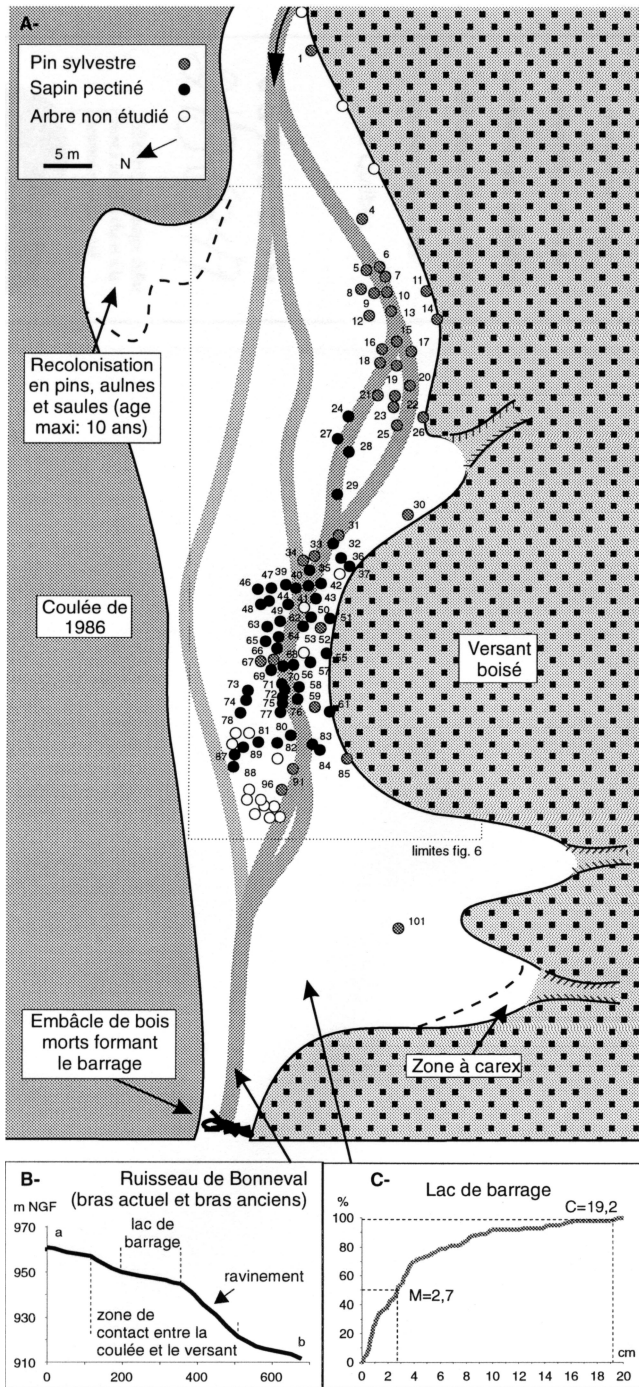


FIGURE 3. Lac de barrage de Bonneval-en-Diois. A- Répartition des arbres. B- Profil en long du ruisseau de Bonneval entre les points a et b de la figure 1B. C- Courbe granulométrique de 100 galets de surface répartis sur dix transects.

Bonneval-en-Diois dammed-lake. A- Distribution of trees. B- Longitudinal profile of the Bonneval stream between locations a and b on Figure 1B. C- Grain-size distribution of 100 surface pebbles spread over ten cross sections

coulée, celui de 1978 à l'amont et ceux de 1985-89, s'est formé un lac éphémère (fig. 2C et 3) qui s'est rapidement rempli de galets (la médiane des particules est de 2,7 cm ;

fig. 3C). Le lac a atteint ses dimensions maximales en 1989 (Descroix, 1994), soit une longueur de 120 m et une largeur de 60 m. Il est à noter que la coulée de 1978 a également provoqué une sédimentation par effet de barrage. À l'aval du lac, les coulées de 1985-89 ont atteint directement le versant taillé dans les marno-calcaires résistants en enfouissant des troncs d'arbres. Le profil en long du ruisseau (fig. 3B) montre le contraste de pente entre le lac de barrage et l'aval, où on observe un ravinement important et la mise à l'air libre de ces troncs.

MÉTHODES ET RÉSULTATS

ÉCHANTILLONS ET DONNÉES DE TERRAIN

Les deux mouvements étudiés se rapportant à des processus distincts, le matériel disponible, les approches et les méthodes diffèrent selon les sites. Sur le site de Ravel-et-Ferriers, l'objectif est de détecter les périodes d'instabilité et de dater les mouvements qui ont pu marquer l'évolution du versant depuis le début du siècle. La majeure partie des arbres de la forêt de pin sylvestre (*Pinus sylvestris* L.) qui se développe sur le glissement présente une courbure à la base du tronc. La méthode consiste alors à dater, chez ces arbres, la formation de bois de réaction en réponse aux mouvements. Quarante et un pins sylvestres ayant survécu au glissement de terrain ont donc été sélectionnés le long de quatre transects (fig. 1A). Ces transects se situent dans la partie inférieure du ravin des Gouteaux, dans un secteur caractérisé par des plans de cisaillement et des niches d'arrachement.

Le travail sur le site de l'écoulement de Bonneval-en-Diois a pour but de reconstituer la formation et l'évolution du lac de barrage formé en bordure des coulées. Une centaine d'arbres ayant crû anciennement sur le versant, des pins sylvestres (*Pinus sylvestris* L.) et des sapins pectinés (*Abies alba* Mill.), émergent de ce lac comblé, le tronc en partie enfoui. La totalité de ces arbres sont morts alors que ceux en marge du lac sont d'aspect moribond. Trente-cinq pins et quarante-sept sapins ont alors été retenus, soit 82 arbres sur les 103, afin d'étudier leur croissance et leur mortalité en réponse à l'enfouissement

ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE

Les arbres sélectionnés à des fins d'analyse dendrochronologique ont été carottés à l'aide d'une sonde de Pressler, sur la section transversale du tronc. Sur le site de Ravel-et-Ferriers, deux carottes ont été prélevées pour chaque arbre, à l'amont et à l'aval du tronc, dans la direction où s'est formé le bois de réaction. Les arbres enfouis du lac de barrage de Bonneval-en-Diois ont, dans la limite de leur état de conservation, tous été échantillonnés, le plus près possible du niveau actuel du lac. Enfin, des pins et des sapins en position dominante et au port droit ont été échantillonnés dans le bassin, sur un versant stable, afin d'établir des patrons de croissance de référence pour chaque espèce.

Les carottes ont été poncées et la largeur des cernes a été mesurée au moyen d'un micromètre électronique de type Henson (précision 0,01 mm) monté sous une loupe binocu-

laire et relié à un ordinateur. Afin de pouvoir comparer les patrons de croissance des arbres entre eux, les séries de largeurs brutes de chacun des échantillons ont été linéarisées à l'aide de modèles de régression linéaire, quadratique ou cubique. Les largeurs des cernes sont alors transformées en indices (largeur mesurée/largeur prévue par le modèle de régression). Dans le cas des échantillons du site de Ravel-et-Ferriers, la série indicée de chaque arbre est donnée par la moyenne des séries indicées des deux rayons, les deux séries issues d'un même arbre étant ajustées selon le même modèle de régression. Les séries moyennes de référence des deux espèces sont construites chacune avec 10 arbres pour lesquels les séries sont les mieux corrélées entre elles (r de Pearson supérieur à 0,40 ; Sakal et Rholf, 1981).

La courbe d'excentricité de chaque arbre du site de Ravel-et-Ferriers a ensuite été calculée et tracée afin de faire apparaître le bois de réaction. Il s'agit du rapport entre la largeur brute du cerne de la partie amont du tronc et celle du cerne de la partie aval. D'autre part, afin de déterminer l'année de la mort des arbres du lac de barrage de Bonneval-en-Diois, les séries chronologiques de chaque arbre ont été interdatées avec la série moyenne de l'espèce correspondante. L'interdatation a été réalisée au moyen de deux méthodes complémentaires, tout d'abord à l'aide du logiciel de dendrochronologie COFECHA (Holmes, 1983), puis grâce à la présence de cernes à bois final étroit sur tous les échantillons (1950, 1952, 1962, et 1984 chez le sapin, 1990 chez le pin), utilisés comme cernes diagnostiques. Enfin, la profondeur du collet de chaque arbre par rapport au niveau actuel de sédimentation du lac a été obtenue par le prolongement, sous le lac de barrage, des valeurs des pentes du versant sud (pentes calculées sur les dix derniers mètres du versant avant le contact avec le lac, sur des transects perpendiculaires au sens d'écoulement du ruisseau espacés de 10 m).

RÉPONSES DES ARBRES DU GLISSEMENT DE RAVEL-ET-FERRIERS

La figure 4A présente les réponses enregistrées par chacun des arbres échantillonnés du glissement de Ravel-et-Ferriers. À partir de ces données, deux histogrammes de la fréquence absolue des réponses sont composés. Le premier (fig. 4B) représente la fréquence d'apparition de périodes de formation de bois de réaction où seules les séquences d'une durée de plus de cinq années consécutives ont été considérées. Le second histogramme (fig. 4C) représente la fréquence d'apparition de périodes de faible croissance. Il doit être mis en parallèle avec la série moyenne indicée des arbres de référence (fig. 4D).

Afin de tenir compte de la représentativité réelle du phénomène par rapport au nombre d'individus, la lecture des histogrammes est complétée par un calcul de pondération des réponses pour chacune des deux variables selon la méthode de Shroder (1978). Le rapport entre la réponse enregistrée pour une année et les arbres échantillonnés existant cette même année représente alors le pourcentage d'arbres échantillonnés, vivant à chaque année, qui ont enregistré une réponse. Les années montrant une réponse

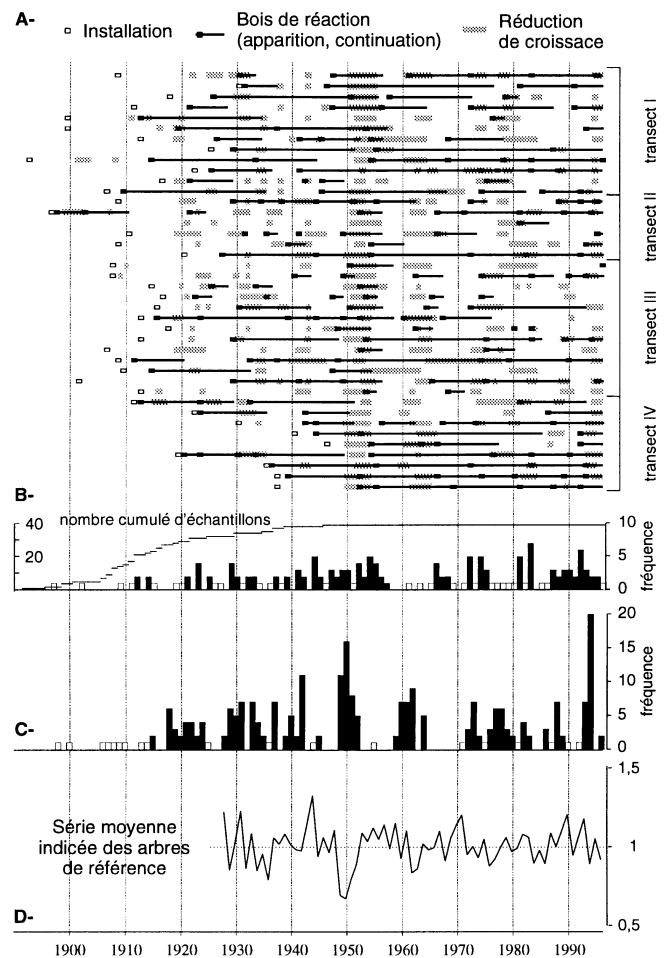


FIGURE 4. Réponses des arbres (*Pinus sylvestris* L.) du glissement de Ravel-et-Ferriers. A- Réponses enregistrées par chacun des arbres échantillonnés des transects I à IV, B- Fréquence d'apparition de périodes de formation de bois de réaction d'une durée supérieure à cinq ans (les fréquences supérieures à 1 sont représentées en noir), C- Fréquence de début de période de faible croissance (idem), D- Série chronologique moyenne des arbres de référence.

Reaction of trees (Pinus sylvestris L.) on the Ravel-et-Ferriers landslide. A- Reaction of each sampled tree (transect I to IV). B- Frequency of starts of reaction wood sequences; only periods above 5 years were considered (frequency above 1 are represented in black). C- Frequency of starts of narrow ring sequences (idem). D- Average chronology from reference trees.

par la formation de bois de réaction sur plus de 10 % des arbres échantillonnés sont 1923, 1929, 1944, 1952, 1954-1955, 1966, 1972, 1974, 1983 et 1992. Les fréquences les plus élevées sont obtenues en 1983 (18% des arbres échantillonnés) et en 1992 (15 %). En considérant ensuite le début des périodes de réduction de croissance qui n'apparaissent pas de façon marquante sur la série moyenne des arbres de référence, s'ajoutent les années 1931, 1933, 1942 et 1994 (réponses sur plus de 20% des arbres échantillonnés). Il faut noter la fréquence particulièrement élevée de l'année 1994 (51 %). L'événement de 1994 n'apparaît toutefois pas dans l'histogramme de fréquence de formation de bois de réaction

(fig. 4B) ; ceci est probablement lié au fait que l'échantillonnage n'a été réalisé que deux ans après, et que l'interprétation des deux dernières années des séries de largeurs des cernes est insuffisante pour révéler une excentricité dans la croissance radiale des arbres.

RÉPONSES DES ARBRES DU LAC DE BARRAGE DE BONNEVAL-EN-DIOIS

La figure 5B représente les réponses enregistrées par chacun des arbres échantillonnés du lac de barrage de Bonneval-en-Diois, à partir desquelles sont construits les histogrammes de fréquence de début de période de faible croissance pour chaque espèce (fig. 5C). Ceux-ci doivent également être mis en parallèle avec les séries moyennes des arbres de référence (fig. 5D). Mis à part les périodes de faible croissance des années 1946, 1962, 1984 chez le sapin, 1949-51 et 1961 chez le pin, qui sont communes avec celles des arbres vivants du versant, on observe une chute dans les patrons de croissance propre à tous les arbres du lac de barrage après 1986. La grande majorité de ces arbres sont morts, sauf ceux en marge du lac. La cause de la baisse de croissance et de la mort ne semble pas liée aux effets mécaniques de la coulée ou du ruisseau car tous les arbres ont un port droit et ne montrent aucunes marques de perturbations physiques (cassures, cicatrices, rejets). La position du collet des arbres échantillonnés par rapport au niveau actuel de la surface de sédimentation s'échelonne entre zéro et cinq mètres de profondeur. Toutefois, la profondeur de sédimentation d'un tronc n'est pas un facteur limitant de façon si nette la croissance. Plusieurs auteurs ont en effet montré les possibilités de modifications morphologiques des arbres croissant dans des milieux de sédimentation éolienne et fluviale par la formation, notamment, de racines adventives sur le tronc (Sigafos, 1964 ; Alestalo, 1971 ; Filion, 1983 ; Cournoyer et Bégin, 1992). Mais cette forme de réaction est conditionnée par la rapidité de la sédimentation et surtout par la présence de la nappe phréatique. En effet, une fois inondée, la rhizosphère est privée des échanges gazeux nécessaires à l'assimilation de plusieurs éléments essentiels, ce qui entraîne donc des conditions de stress (Gill, 1970 ; Kozlowski, 1979). Les perturbations provoquant la baisse de croissance et la mort des arbres du site sont donc probablement liés à la création d'une nappe à l'amont du barrage et à son élévation définitive au fur et à mesure du comblement du lac.

INTERPRÉTATION

DYNAMIQUE DU GLISSEMENT DE RAVEL-ET-FERRIERS ET DU LAC DE BARRAGE DE BONNEVAL-EN-DIOIS

Le glissement catastrophique de Ravel-et-Ferriers de janvier 1994 a donc, selon les réponses des arbres, été précédé de huit périodes d'instabilité depuis le début du siècle, soit 1923, 1929-1933, 1942-1944, 1952-1955, 1966, 1972-1974, 1983 et 1987-94. Certaines de ces périodes correspondent aux témoignages qui mentionnent des manifestations de mouvements dans les années 1930, dans les années 1960, et depuis 1975 (C.E.T.E., 1995). L'intervalle de

temps séparant les épisodes actifs, qui durent de un à quatre ans, est relativement constant (de 6 à 11 ans). Il est d'ailleurs original de constater que ces périodes montrent des stades de « repos », pouvant aller jusqu'à 9 ans, pendant lesquels aucune nouvelle période de formation de bois de réaction n'apparaît. De plus, il semble que le taux de réponse de l'ensemble des arbres sélectionnés au phénomène augmente graduellement au fil des années : 7% des arbres échantillonnés forment du bois de réaction en 1929-33 (la relative jeunesse des arbres est cependant un facteur qui peut intervenir dans ce cas), puis 9 %, 9,5 %, 10 % et 13 % pour les périodes successives, jusqu'à 18 % en 1983 et 15 % en 1992. Le glissement de 1994 est donc le résultat d'une période d'instabilité commencée en 1987 et nettement active depuis 1992, mais surtout la conséquence d'une évolution à long terme du versant.

La mise en relation de la profondeur de sédimentation des arbres du lac de barrage de Bonneval-en-Diois et de l'année de leur mort montre plusieurs paliers de réponse (fig. 6A) : après 1986 tout d'abord, puis après 1988 et, à un degré moindre, après 1992 et après 1993. La durée de la baisse de croissance avant la mort étant relativement courte (2 à 4 ans en moyenne), il est possible alors de proposer une chronologie de la formation et de l'évolution du lac de barrage. Comme l'atteste la forte fréquence de début de période de faible croissance des arbres à partir de 1986, c'est une coulée intervenue entre les saisons de croissance de 1985 et de 1986 qui a conduit à la formation d'un premier lac de barrage. Celui-ci s'est rapidement comblé par les apports en matériaux de la coulée et du ruisseau. La zone protégée au nord-est du site montre en effet une recolonisation en pins, aulnes et saules âgés de 10 ans (fig. 3). Les arbres les plus bas sur le versant (de -5 m à -3 m par rapport au niveau actuel du lac) ont alors subi un stress, lié à la présence de la nappe, qui a entraîné leur mort. Plus d'arbres apparaîtraient probablement sur la figure 6A si ceux du bosquet le plus en aval du site, plus profonds mais pourris, avaient pu être échantillonnés. La profondeur minimale des arbres morts avant 1988 pouvant être interprétée comme un niveau de remplissage (fig. 6B), la sédimentation après l'événement de 1985-86 a donc été d'au moins deux mètres par rapport à l'arbre échantillonné le plus profond. La deuxième étape est étroitement liée à la coulée de 1988-89 qui donne véritablement au site son allure actuelle. Cette coulée, la plus à l'est de la zone d'écoulement, a atteint le ruisseau à l'amont du lac formé en 1985-86. L'apport des matériaux frais par le ruisseau a conduit à un nouveau comblement (de l'ordre de 2 m), et par conséquent à l'élévation du niveau de la nappe, et à une augmentation importante de la superficie du lac de barrage. Ainsi la majorité des arbres du site sont morts après l'événement de 1988-89. Viennent enfin les élévations plus modestes intervenues pendant les intersaisons 1992-93 et 1993-94 (environ 0,5 m chacune), alimentées par les crues du ruisseau liées à des épisodes de forte pluviométrie. Les coulées, où l'érosion linéaire sous forme de ravines est intense, sont en effet une source de sédimentation importante lors de tels épisodes (Descroix, 1991).

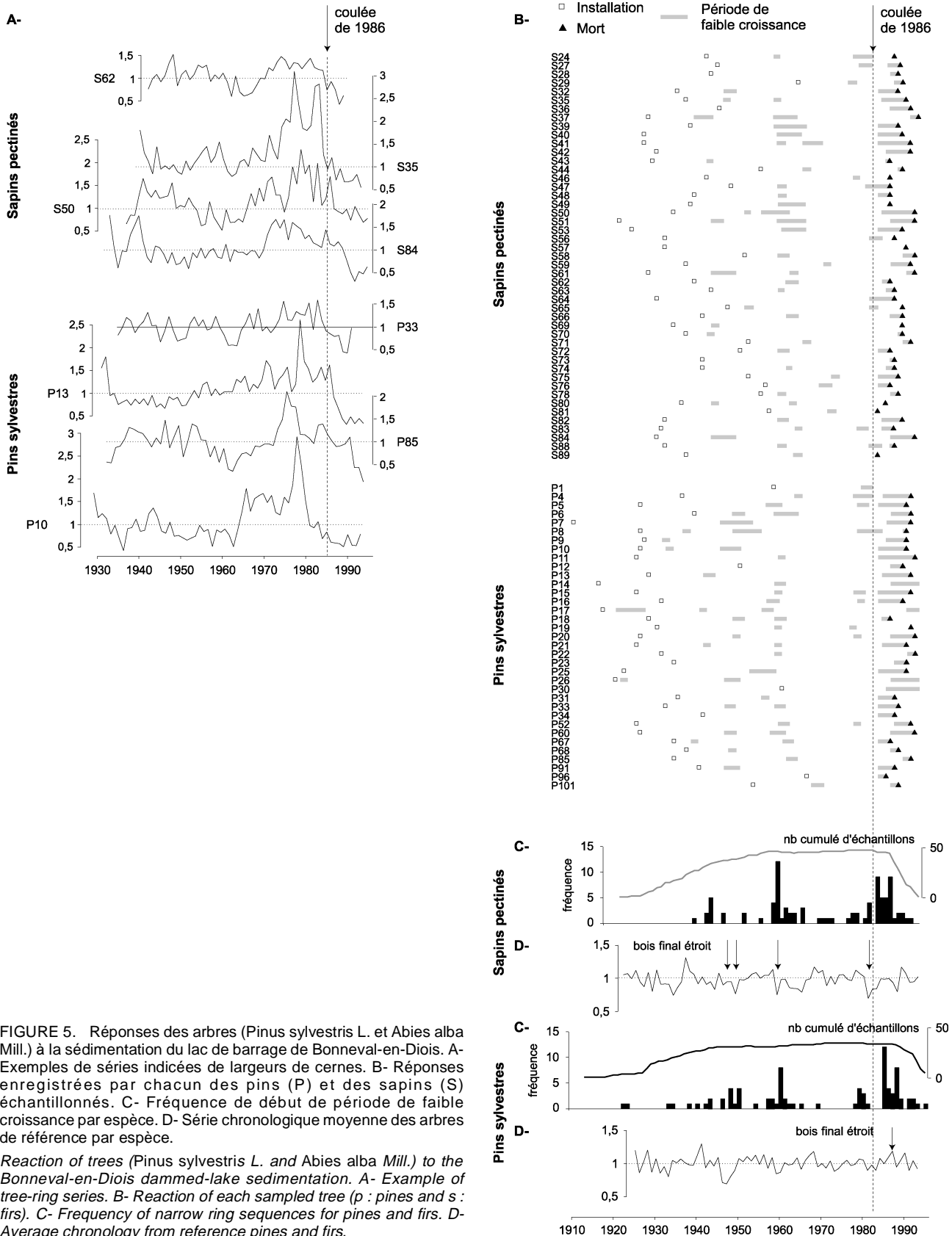


FIGURE 5. Réponses des arbres (*Pinus sylvestris* L. et *Abies alba* Mill.) à la sédimentation du lac de barrage de Bonneval-en-Diois. A- Exemples de séries indicées de largeurs de cernes. B- Réponses enregistrées par chacun des pins (P) et des sapins (S) échantillonnés. C- Fréquence de début de période de faible croissance par espèce. D- Série chronologique moyenne des arbres de référence par espèce.

Reaction of trees (Pinus sylvestris L. and Abies alba Mill.) to the Bonneval-en-Diois dammed-lake sedimentation. A- Example of tree-ring series. B- Reaction of each sampled tree (p : pines and s : firs). C- Frequency of narrow ring sequences for pines and firs. D- Average chronology from reference pines and firs.

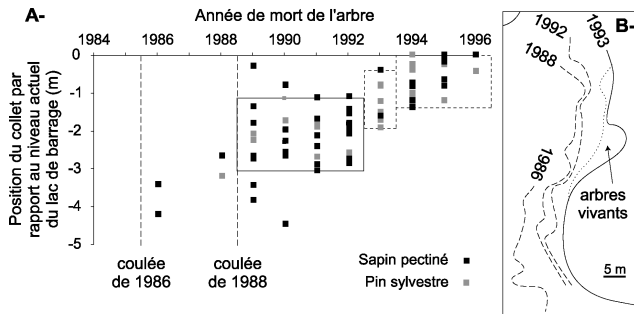


FIGURE 6. Formation et évolution du lac de barrage de Bonneval-en-Diois. A- Relation entre l'année de la mort de l'arbre et la position du collet par rapport au niveau actuel du lac sédimenté. B- Représentation par isolignes de l'année de mort des arbres sur la partie centrale du site montrant l'élévation et l'extension de la surface du lac.

Bonneval-en-Diois dammed lake formation and evolution. A- Relation between the year of the tree death and the collar position compared with the actual sedimented lake level. B- Representation by year of tree death isolines on the central part of the site showing the raising and extension of the lake surface.

FACTEURS MÉTÉOROLOGIQUES

L'étude du régime des précipitations peut nous permettre de préciser la chronologie des événements des deux mouvements de terrain et d'observer leur concordance. Plusieurs auteurs ont montré en effet le rôle des facteurs climatiques dans le déclenchement des mouvements (Caine, 1980 ; Kashiwaya *et al.*, 1989) en particulier dans les Alpes du sud (Julian et Anthony, 1993), où les précipitations sont fréquemment concentrées dans des courtes averses de forte intensité ou dans des rafales soutenues pendant plusieurs jours.

La vallée de Boulc est entourée de trois stations situées dans un rayon de 10 km (Châtillon-en-Diois, Glandage, Lus-la-Croix-Haute) et présentant des séries pluviométriques relativement longues. Un seuil a été choisi en référence aux travaux de Descroix (1991) qui a observé sur le Bez des transports solides importants à partir de précipitations cumulées de l'ordre de 30 mm pour un seul événement. Chaque période identifiée précédemment comme instable et chaque mouvement sur les deux sites correspondent alors à une situation pluviométrique spécifique. D'une façon générale, les événements surviennent à partir des années où au moins dix épisodes pluviométriques supérieurs à 30 mm sont enregistrés (fig. 7A). Cependant, malgré des situations assez similaires, toutes les périodes d'instabilité ne correspondent pas forcément à une forte activité pluviométrique. Les processus sont donc complexes, mais trois situations génératrices d'instabilité peuvent être toutefois dégagées. Dans les situations les plus fréquentes, les périodes d'instabilité sont précédées de plusieurs épisodes pluvieux au cours de l'été (1 à 4 épisodes) et d'une intersaison automne-hiver particulièrement fournie (2 à 5 épisodes). Généralement, les précipitations estivales et celles du début de l'automne maintiennent ou régénèrent le stock hydrique du sol, les précipitations postérieures s'écoulant en surface. Dans notre cas, ces dernières précipitations abondantes

favorisent la mise en mouvement des glissements soit par infiltration en profondeur dans la masse chaotique de Ravel-et-Ferriers, grâce aux nombreuses surfaces de discontinuités, soit par gonflement des argiles de Bonneval-en-Diois. Le deuxième cas de figure concerne les années plus ou moins riches en épisodes supérieurs à 30 mm pendant lesquelles se produisent un ou plusieurs épisodes de très forte pluviométrie (> 100 mm). Enfin, certains mouvements peuvent se déclencher alors que les précipitations sont faibles, s'il y a conjonction entre épisodes pluviométriques hivernaux et accumulation de neige (fig. 7A). C'est notamment le cas de l'année 1986 où 83 jours de précipitations sous forme de neige ont été enregistrés (contre 36 en moyenne) ainsi que deux épisodes de plus de 50 mm de pluies. La fonte nivale intervient vraisemblablement de façon cumulative avec les précipitations pour favoriser la saturation des sols et la mise en mouvement.

Le lien entre les événements climatiques et la dynamique des deux mouvements de terrain est très fort. Cependant, il convient de noter que si à chaque événement correspond une situation climatique induisant une lame d'eau précipitée ou écoulée importante, l'inverse n'est pas vrai. En effet, la période 1959-1962, particulièrement bien alimentée en précipitations ne semble pas avoir eu un impact morphologique.

DATATION DES ÉVÉNEMENTS

Les précipitations abondantes susceptibles d'avoir déclenché des mouvements, venant après les situations pluviométriques particulièrement favorables décrites précédemment, permettent de dater précisément les événements morphologiques déduits de l'analyse dendrochronologique. La figure 7B et le tableau I montrent alors une synthèse des résultats de l'étude des deux sites de la vallée de Boulc.

DISCUSSION

APPARTENANCE TYPOLOGIQUE DES GLISSEMENTS DE LA VALLÉE DE BOULC

L'analyse dendrochronologique a permis de dater avec exactitude les mouvements récents qui ont affecté la partie inférieure du ravin des Gouteaux dans le glissement de Ravel-et-Ferriers. Situé dans la partie distale du glissement, ce secteur n'est pas représentatif du fonctionnement de l'ensemble de ce vaste mouvement de masse mais sa position géographique laisse supposer qu'il a réagi à des contraintes exprimées à l'amont.

Le fait que le nombre d'arbres développant du bois de réaction augmente depuis les années 1920 peut être le signe avant-coureur de la rupture de 1994, mais le facteur déclenchant a bien été l'épisode pluvieux exceptionnel des 5-7 janvier 1994. Dans ce cas, le mode d'activité de ce glissement pourrait bien être à « accélération progressive » (Flageollet, 1996). Si l'on se fie aux témoignages oraux enregistrés à l'occasion des études géologiques réalisées consécutivement à l'événement de 1994, le glissement de Ravel-et-Ferriers est de type « en sommeil (« dormant »), à activité épisodique de fréquence moyenne », dans la classification proposée par Flageollet (1996), puisque la période

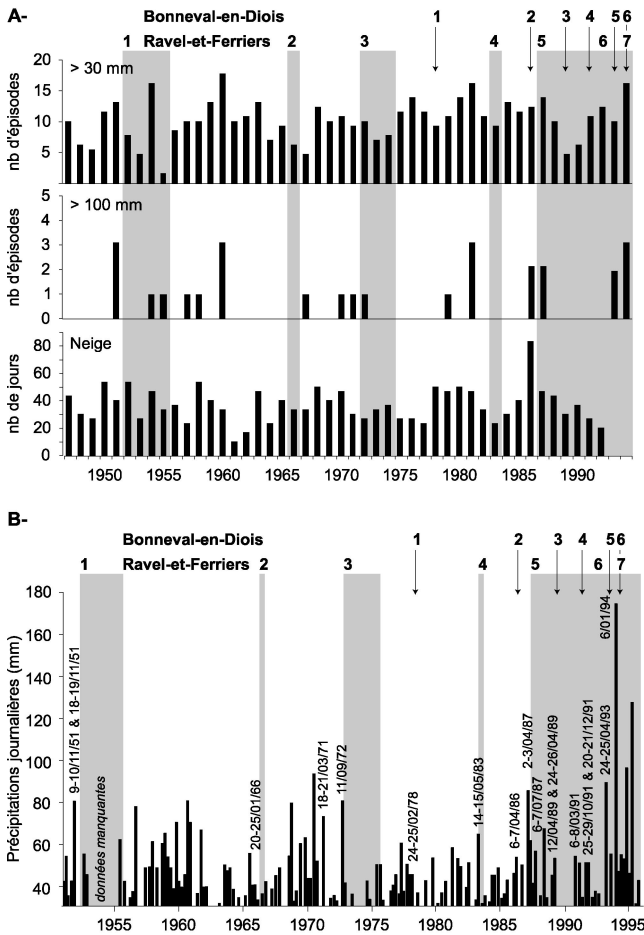


FIGURE 7. Relation entre les précipitations (Météo-France) et la dynamique du glissement de Ravel-et-Ferriers, les coulées de Bonneval-en-Diois et l'évolution du lac de barrage (les numéros correspondent à ceux du tabl. I). A- Nombre d'événements pluviométriques supérieurs à 30 mm et 100 mm (Châtillon-en-Diois, Glandage, Lus-la-Croix-Haute), et nombre de jours de neige par année (Lus-la-Croix-Haute). B- Précipitations journalières supérieures à 30 mm (Glandage).

Relationship between precipitation (Météo-France data) and Ravel-et-Ferriers landslide dynamics, Bonneval-en-Diois debris flows and Bonneval-en-Diois dammed-lake formation and evolution (numbers correspond to those of Table I). A- Number of pluviometric events above 30 mm and 100 mm (Châtillon-en-Diois, Glandage, Lus-la-Croix-Haute), and number of days of snowfall (Lus-la-Croix-Haute). B- Daily precipitation above 30 mm (Glandage).

de retour des réactivations est supérieure à 10 ans. L'étude dendrochronologique permet cependant d'affiner l'appartenance typologique de ce glissement de terrain. Il s'agit en réalité d'un glissement « en sommeil, à activité épisodique de forte fréquence » puisque les mouvements ne sont pas annuels et ont eu lieu avec une fréquence plus forte que les 10 ans retenus comme borne maximale par Flageollet. Le nombre d'années pendant lesquelles ont été enregistrés des mouvements contemporains dans le Ravin des Gouteaux est cependant si élevé que le qualificatif d'« actif » paraît s'imposer pour le glissement de Ravel-et-Ferriers, même si la période de retour de ses manifestations est supérieure à un an dans la classification citée. Ce glissement serait en fait

« actif, à activité intermittente de haute fréquence », compte tenu du fait qu'un secteur limité a été échantillonné. Cette étude confirme la proposition faite par Flageollet (1996) selon laquelle des méthodes d'enregistrement perfectionnées peuvent permettre de démontrer une activité continue faite de phases d'accélération saisonnière (hivernales en Europe) suivies de décélérations.

Une étude ultérieure, prévue sur les hêtres du versant, devrait permettre d'allonger la période de reconstitution à environ deux siècles et d'étendre la superficie prospectée. L'âge relativement peu élevé des arbres du versant ne permettra cependant pas de remonter au-delà et de savoir si le Petit Âge glaciaire constitue une période de réactivation de ce glissement quaternaire ou bien si l'activité a été continue ou subcontinue à l'Holocène.

Quant au glissement de Bonneval-en-Diois, il est de type « en sommeil, à activité épisodique de forte fréquence », suite à une réactivation survenue vers 1950. Le mode d'activité est de type *surge* lorsque se produisent des coulées boueuses (Flageollet, 1996). L'accumulation aval est « instantanée » à l'échelle géologique mais l'énergie cinétique mise en œuvre n'a pas cassé ou couché les arbres fossilisés ; l'intensité du phénomène est également mesurée par le critère hauteur des dépôts (Leone *et al.*, 1996).

FOSSILISATION ET MORT DES CONIFÈRES

Depuis les découvertes de Archambault (1968), qui interprétait les dépôts de remblaiement de vallons du bassin du Buëch comme des coulées de solifluxion boueuses, de nombreux travaux ont porté sur la datation et la signification des troncs sub-fossiles découverts dans le remplissage des vallées drainant les secteurs marneux des pays de la Moyenne-Durance. Gautier (1992) a étudié des faciès limoneux et caillouteux formant de grands cônes d'épandage attribués au Préboréal et au Boréal dans le bassin versant du Buëch. Le fait que les troncs enterrés ne soient jamais couchés ou cassés mais soient debout et encore enracinés autorisait à Archambault à exclure l'hypothèse de mouvements de masse. Pour sa part, Gautier (1992) émet l'hypothèse d'un régime dominant de coulées boueuses et de « ruissellement diffus lié à des épisodes pluvieux importants et espacés » mais « réguliers et lents » sur des versants à couverture forestière ouverte. Ce régime aurait donné les remplissages limoneux alors que les nappes caillouteuses seraient dues à des orages violents. Pour sa part, Rosique (1996) admet, selon les lieux, la présence de laves boueuses abondantes, mobilisant le matériel altéré fourni par les marnes noires du Jurassique, l'épandage de fines ainsi que des écoulements torrentiels mobilisant la charge grossière. L'âge avancé des troncs de pin sylvestre (150 à 200 ans) plaide en faveur de conditions de sédimentation discontinues, assimilées à des phases de colluvionnement ou d'ébouilisation dans les sites de versants, à des « coulées boueuses type laves torrentielles mises en place par bouffées successives » dans les fonds de vallée. Selon Rosique (1996), l'instabilité endémique des pentes façonnées à l'amont des bassins versants

TABLEAU I

Datation de la dynamique des mouvements de terrain de Ravel-et-Ferriers et de Bonneval-en-Diois d'après l'analyse dendrochronologique et les épisodes pluviométriques majeurs.

	Processus		Épisodes pluviométriques (dont neige : *)
	Glissement de Ravel-et-Ferriers	Écoulement de Bonneval-en-Diois	
1952-1955	1- mouvements (apparition de bois de réaction)		9-10/11/51 : 100 mm 18-19/11/51 : 80 mm
1966	2- mouvements (apparition de bois de réaction)		20-25/01/66 : 62 mm
1972-1974	3- mouvements (apparition de bois de réaction)		18-21/03/71 : 137 mm* 11/10/72 : 80 mm
1978		1- coulée de février	24-25/02/78 : 48 mm
1983	4- mouvements (apparition de bois de réaction)		14-15/05/83 : 76 mm
1986		2- coulée formant le lac de barrage	6-7/04/86 : 92 mm*
1987-1995	5- mouvements (apparition de bois de réaction)		2-3/04/87 : 128 mm 6-7/07/87 : 100 mm
1989		3- coulée amenant une élévation du lac de barrage (2 m)	12/04/89 : 53 mm 24-26/04/89 : 62 mm*
1991		4- coulée de février	6-8/03/91 : 122 mm*
1992	6- mouvements (forte fréquence d'apparition de bois de réaction)		25-29/9/91 : 136 mm 20-21/12/91 : 85 mm
1993		5- charriage amenant une élévation du lac de barrage (0,5 m)	24-25/04/93 : 142 mm
1994	7- glissement de janvier	6- charriage amenant une élévation du lac de barrage (0,5 m)	6/01/94 : 174 mm

ouverts dans les « terres noires » a pu entretenir un système associant des stades pionniers à *Pinus silvestris* et une morphogénèse active.

Il est tentant de voir dans les processus décrits ci-dessus à Bonneval-en-Diois des analogies avec les conditions régnant, de façon assez généralisée, dans les Alpes du Sud marneuses au début de l'Holocène. Les coulées boueuses, qui fonctionnent de manière répétée entre 1978 et 1992, remblaient une partie de la vallée, fossilisent des troncs enracinés, et créent des accumulations de barrage régressives. Ces observations contemporaines sont à rapprocher de celles qui ont été faites sur des troncs subfossiles étudiés dans le bassin versant du Saignon (Moyenne-Durance) par Miramont (1998). Les individus récoltés appartiennent à cinq phases situées entre l'Allerød et le début de l'Atlantique. Elles sont organisées en « séquences » ou « bouquets d'arbres » serrés, équiens et âgés (125 à 180 ans), rassemblés sur quelques dizaines de mètres dans les fonds de vallées ou au bas des versants. Ces arbres connaissent de brusques ruptures de croissance qui précèdent leur mort. Elles sont attribuées par Miramont à un enfouissement rapide de la base des troncs dans les sédiments fins. La position de la majorité des arbres fait exclure à l'auteur l'hypothèse d'événements violents ou catastrophiques de type coulée boueuse ou lave torrentielle mais « des changements morphodynamiques ont interrompu de façon brutale des périodes de stabilité favorables au bon développement des arbres ». La stratigraphie des formations témoignerait

en effet de conditions de sédimentation torrentielles suivies de séquences de crues activant des chenaux divagants et mettant en place des dépôts de débordement fins. Il est remarquable que les nappes alluviales ne soient pas continues le long des talwegs, trait qui serait lié au fait que les dépôts sont composés « principalement d'apports latéraux provenant des ravins affluents ». Ils se mettent en place en écaille, de façon diachronique et « progradante vers l'amont », au rythme de plusieurs mètres en 1 à 10 ans, les dépôts pouvant localement avoir une épaisseur totale supérieure à 30 m.

Les renseignements fournis par la dendrochronologie sur les arbres du lac de barrage de Bonneval-en-Diois présentent des similarités avec celles du bassin versant du Saignon avec une rupture du patron de croissance d'arbres adultes précédant une mort par asphyxie racinaire. Ce site au caractère exceptionnel pourrait ainsi restituer des conditions prévalant au début de l'Holocène, et qui se seraient maintenues ponctuellement, de façon diachronique, jusqu'à nos jours. Les observations de terrain y démontrent en effet la fossilisation directe d'un groupe d'arbres équiens par une coulée boueuse et par accumulation alluviale régressive. Nous émettons donc l'hypothèse selon laquelle une partie des épais remblaiements des vallées creusées dans les formations marneuses des Alpes du sud serait à attribuer à des mouvements de masse localisés, activés pendant des périodes humides de l'Holocène, comme le propose Rosique (1996). L'écoulement fluvial ultérieur remanierait une par-

tie des dépôts issus de coulées boueuses en leur conférant un caractère alluvial ou torrentiel, selon les cas, ce qui rendrait compte de la diversité des paléo-faciès observés par les différents auteurs.

CONCLUSION

L'analyse dendrochronologique de deux sites instables et l'étude du régime des précipitations a permis de dater avec exactitude les processus morphologiques ayant affecté le bassin du ruisseau de Boulc. Les résultats précisent largement les observations anciennes faites sur le versant de Ravel-et-Ferriers et déterminent les périodes d'activités non perceptibles par les méthodes classiques. Ils montrent également que l'événement de janvier 1994 est le fruit d'une forte instabilité existant depuis la fin des années 1980 mais surtout la conséquence d'une évolution à long terme du versant. L'étude des patrons de mortalité des arbres du site de Bonneval-en-Diois indique également la chronologie de la formation et de l'évolution d'un lac de barrage sous l'influence de deux coulées distinctes. Ces précisions sur l'instabilité des deux mouvements de versants de la vallée de Boulc, sur les variations de charge dans le bassin liées aux périodes actives, et sur la typologie des glissements montrent enfin l'intérêt de l'utilisation des méthodes de la dendrochronologie dans l'approche des processus géomorphologiques et de leurs effets.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été effectuée dans le cadre de recherches pluridisciplinaires sur le site de la confluence ruisseau de Boulc-ruisseau des Gats lancées à l'initiative de Jean-Paul Bravard. Les analyses ont été réalisées, sous les conseils de Yves Bégin, au laboratoire de dendrochronologie du Centre d'études nordiques (CEN) de l'Université Laval (Québec), grâce au soutien financier du Programme « Lavoisier » (ministère des Affaires étrangères), du Centre Jacques-Cartier (Lyon) et du CEN. Les données de précipitations ont été obtenues auprès de Météo France. Les auteurs remercient également MM. Bernard Héту et Yves Michaud pour leurs remarques et leurs suggestions.

RÉFÉRENCES

- Agard, S.S., 1979. Investigation of recent mass movements near Telluride, Colorado, using the growth and form of trees. Thèse de M.Sc., University of Colorado, 132 p.
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105 : 1-140.
- Antoine, P. et Giraud, A., 1994. Le grand glissement de Ravel (Commune de Boulc - 26) et ses conséquences sur l'enclavement du chef-lieu. Rapport 6 p. + carte.
- Archambault, M., 1968. Découverte des restes d'une formation forestière fossile entre deux nappes colluviales quaternaires (vallée de la channe, affluent du Petit Buëch - Hautes-Alpes). *Compte rendu de l'Académie des sciences*, t. 265 : 104-107.
- Arnaud, H., 1974. Carte géologique à 1/50 000, feuille Mens (XXXII-37). Bureau de Recherche géologique et minière, 1 carte et livret 29 p.
- B.C.E.O.M., 1995. Glissement de terrain sur le ruisseau de Boulc-en-Diois. Étude hydraulique des risques de crue dus à la rupture du glissement. Rapport inédit, 57 p. et ann.
- Bégin, C. et Filion, L., 1985. Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22 : 175-182.
- Braam, R.R., Weiss, E.E.J. et Burrough, P.A., 1987. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, 14 : 573-584.
- C.E.T.E. (Centre d'Etudes techniques de l'équipement), 1995. Le glissement de versant de Ravel (26) et la coupure du CD 148 de Boulc à Chatillon-en-Diois, étude géologique. Lab. régional des Ponts et Chaussée, dossier H/26858, 40 p.
- _____ 1996. Commune de Boulc. Glissement de Ravel-et-Ferrier. Extensométrie. Rapport inédit remis au Conseil général de la Drôme.
- Caine, N., 1980. The rainfall intensity-duration of shallow landslides and debrisflows. *Geografiska Annaler*, 26 : 23-24.
- Cournoyer, L. et Bégin, Y., 1992. Effet de l'érosion riveraine sur les structures anatomiques de *Fraxinus pennsylvanica* Marsh. dans le haut-estuaire du Saint-Laurent, Québec, Canada. *Dendrochronologia*, 10 : 107-119.
- Descroix, L., 1994. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de géographie, Université Lumière-Lyon 2, 353 p.
- Descroix, L., 1991. Les transports solides dans le Bez. *Bulletin du Laboratoire rhodanien de Géomorphologie*, n°27-28 : 55-70.
- Fanthou, T., Kaiser, B., 1990. Évaluation des risques naturels dans les Hautes-Alpes et la Savoie. Le recours aux documents d'archives et aux enquêtes. *Bulletin de l'Association des géographes français*, 67 : 323-341.
- Filion, L., 1983. Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique (Québec nordique). Thèse de Doctorat, Université Laval, Québec.
- Filion, L., Quinty, F. et Bégin, C., 1991. A chronology of landslide activity in the valley of the Rivière du Gouffre, Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28 : 250-256.
- Flageollet, J.C., 1989. Les mouvements de terrain et leur prévention. Collection géographie, Masson, Paris, 135 p.
- _____ 1996. The time dimension in the study of mass movements. *Geomorphology*, 15 : 185-190.
- Flandrin, J., 1970. Carte géologique à 1/50 000, feuille Luc-en-Diois (XXXII-38). Bureau de recherche géologique et minière, 1 carte et livret 19 p.
- Fritts, H.D., 1976. *Tree rings and climate*. Academic Press, London, 567 p.
- Gautier, E., 1992. Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud). Thèse de Géographie, Université de Paris X-Nanterre, 439 p.
- GÉO+, 1994. Glissement de Ravel. Rétablissement de la RD 148 -Commune de Boulc-en-Diois. Étude géologique, diagnostic. Rapport inédit remis au Conseil général de la Drôme.
- Gill, C.J., 1970. The flooding tolerance of woody species : A review. *Forestry Abstracts*, 31 : 671-688.
- Heikkinen, O., 1994. Using dendrochronology for the dating of land surfaces, p. 213-235. *In* C. Beck, édit., *Dating in exposed and surface contexts*. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Héту, B., 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44 (2) : 199-215.
- Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, 43 : 69-78.
- Ibsen, M.-L. et Brunnsden, D., 1996. The nature, use and problems of historical archives for the temporal occurrence of landslides, with specific reference to the south coast of Britain, Ventnor, Isle of Wight. *Geomorphology*, 15 : 241-258.
- Jorda, M., 1980. Morphogénèse et évolution des paysages dans les Alpes de haute-Provence depuis le tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. *Bulletin de l'Association des géographes français*, 472 : 295-304.

- Julian, M. et Anthony, E., 1993. Landslides and climate variables with specific reference to the Maritime Alps of Southern France, p. 697-712. In J.C. Flageollet, éd., Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community, Final report. European Community Programme EPOCH Contract 90 0025, Strasbourg.
- _____, 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology*, 15 : 275-289.
- Kashiwaya, K., Okimura, T. et Kawatani, T., 1989. Tree ring information and rainfall characteristic for landslide in the Kobe District, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14 : 63-71.
- Kozłowski, T.T., 1979. Tree growth and environmental stress. University of Washington Press, Seattle, 192 p.
- Lafortune, M., Filion, L. et Hétu, B., 1997. Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 51 (1) : 67-80.
- Lahousse, Ph., 1996. L'instabilité actuelle des versants de la vallée de la Guisane (Hautes-Alpes, Briançonnais). *Géomorphologie*, 4 : 21-36.
- Leone, F., 1996. Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain. Thèse de doctorat, Université J. Fourier, Grenoble et BRGM, Marseille, 286 p.
- Leone, F., Asté, J.-P. et Leroi, E., 1996. L'évaluation de la vulnérabilité aux mouvements de terrain : pour une meilleure quantification du risque. *Revue de Géographie alpine*, 1 : 35-46.
- Martin, B. et Weber, D., 1996. Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à vars (Hautes-Alpes, France) : le recours aux archives et à la topométrie. *Revue de Géographie alpine*, 2 : 57-66.
- Miramont, C., 1998. Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance (Alpes françaises du Sud). Thèse de géographie physique, Université Aix-Marseille I, 286 p.
- Rosique, T., 1996. Morphogénèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des Temps glaciaires au début de l'Holocène : l'exemple de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud). Thèse de géographie physique, Université Aix-Marseille I, 288 p.
- Sokal, R.R. et Rohlf, F.J., 1981. *Biometry*. W.H. Freeman, New York, 859 p.
- Schweingruber, F.H., 1996. Tree rings and environment. *Dendroecology*. Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Berne, Stuttgart, Vienna, Haupt. 609 p.
- Scurfield, G., 1973. Reaction wood : Its structure and fonction. *Science*, 179 : 647-655.
- Shroder, J.F., 1980. Dendrogeomorphology : Review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 2 : 161-188.
- Shroder, J.F., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9 : 168-185.
- Sigafoos, R.S., 1964. Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. *United States Geological Survey Professional Paper*, 485-A, 35 p.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movements and types and processes. In *Landslides : Analysis and control*, Transportation Research Board National Academy of Science, Washington Special. Report, 176 : 11-33
- Weiss, E.E.J., 1988. Tree-ring patterns and the frequency and intensity of mass movements, p. 481-483. In C. Bonnard, éd., *Landslides / glissements de terrains*. Proceedings of the International Symposium of Landslides, 10-15 July 1988, Lauzanne, Switzerland.