

11. Combiner géomorphologie et géochronologie absolue pour distinguer les dépôts d'écroulement des dépôts glaciaires

par

Philip DELINE¹, Naki AKÇAR², Susan IVY-OCHS³, Vasily ALFIMOV³, Irka HAJDAS³, Peter W. KUBIK³, Marcus CHRISTL³ & Christian SCHLÜCHTER²

Résumé.—DELINE P., AKÇAR N., IVY-OCHS S., ALFIMOV V., HAJDAS I., KUBIK P. W., CHRISTL M. & SCHLÜCHTER M., 2013. Combiner géomorphologie et géochronologie absolue pour distinguer les dépôts d'écroulement des dépôts glaciaires. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 25: 137-147.

La nature du dépôt granitique qui recouvre largement le fond de la vallée du haut Val Ferret (massif du Mont Blanc, Italie) sur plus de 2 km a été discuté dès le 19^e siècle. Si les auteurs anciens ont considéré qu'il avait été déposé par une ou plusieurs avancées glaciaires anciennes, il a été montré dans les années 1980 qu'il était en fait le marqueur géomorphologique d'un très grand écroulement rocheux survenu en 1717. Une étude géomorphologique récente, appuyée en particulier sur des datations radiocarbones, a confirmé que l'essentiel du dépôt résulte de cet écroulement, dont la distance horizontale de parcours a été supérieure à 7 km. Elle proposait toutefois (i) une moindre extension latérale de l'écroulement, celui-ci ayant préservé une partie des moraines tardiglaciaires, et (ii) l'occurrence d'un second écroulement, antérieur à 1717. Des datations cosmogéniques remettent en question ce modèle associant deux écroulements holocènes récents et un complexe morainique tardiglaciaire: la cohérence d'une dizaine de dates ¹⁰Be suggère en effet que l'écroulement de 1717 est à l'origine de l'ensemble du dépôt du haut Val Ferret, d'un volume rocheux total de 10-15 × 10⁶ m³ avec un volume de glace probablement du même ordre.

Mots clés: Ecroulement rocheux, glacier, massif du Mont Blanc, géochronologie absolue.

Abstract.—DELINE P., AKÇAR N., IVY-OCHS S., ALFIMOV V., HAJDAS I., KUBIK P. W., CHRISTL M. & SCHLÜCHTER M., 2013. Combining geomorphology and absolute geochronology to distinguish deposits from rock avalanches and glaciers. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 25: 137-147.

The origin of the granitic deposit which largely covers the bottom of the upper Val Ferret valley (Mont Blanc massif, Italy) on more than 2 km has been discussed since the 19th century. If former authors have concluded that it is the result of one or more old glacial advances, it has been shown in the 1980s it is actually the geomorphological marker of a rock avalanche occurred in 1717 AD. A

¹Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie, CNRS, F-73376 Le Bourget-du-Lac, France; tél.: +33 (0)4 79 75 88 75. E-mail: pdeli@univ-savoie.fr

²Université de Berne, Institute of Geological Sciences, Baltzerstrasse 1-3, CH-3012 Berne, Suisse.

³Institute of Particle Physics, ETH Höggerberg, CH-8093 Zürich, Suisse.

recent geomorphological study, supported by radiocarbon dating, has confirmed that the main part of the deposit resulted from this event, with a horizontal runout greater than 7 km. However, this study proposed (i) a smaller lateral extension of the rock avalanche, preserving some Lateglacial moraines, and (ii) the occurrence of a second collapse, prior to 1717. Cosmogenic dating questions this model of two recent Holocene rock avalanches and a Lateglacial moraine complex: the consistency of about ten ^{10}Be dates suggests indeed that the rock avalanche of 1717 is at the origin of the whole deposit of the upper Val Ferret, with a total rock volume of $10\text{--}15 \times 10^6 \text{ m}^3$ and a volume of ice probably similar.

Keywords: rock avalanche, glacier, Mont Blanc massif, absolute geochronology.

INTRODUCTION

Les grands écroulements rocheux (rock avalanches) constituent un processus majeur de la morphodynamique de haute montagne. Comme le soulignaient KIRKBRIDE & SUGDEN (1992) à propos de l'écroulement qui a tronqué le sommet du Mount Cook (Nouvelle-Zélande), ils sont «l'un des très rares processus qui altèrent de manière perceptible la forme des montagnes». En effet, si leur fréquence est faible, leur intensité est en revanche très élevée (HSÜ 1975): les volumes rocheux mis en œuvre peuvent être considérables ($> 10^6 \text{ m}^3$) et se déplacer sur de grandes distances verticale et horizontale ($> 1 \text{ km}$) à une vitesse extrêmement rapide ($> 25 \text{ m.s}^{-1}$). Ces écroulements marquent le paysage par les grandes niches d'arrachement qu'ils créent, en rabotant les versants sur leur parcours, et en barrant avec leur dépôt de grande extension une vallée dont ils peuvent remonter une partie du versant opposé.

Dans la haute montagne englacée, les écroulements rocheux se déplacent généralement sur tout ou partie d'un glacier, avec deux conséquences majeures (EVANS & CLAGUE 1988, DELINE 2009): (i) les conditions du déplacement (distance de parcours plus important: ERISMANN & ABELE 2001) puis du dépôt de la masse écroulée sont modifiées par l'incorporation d'une grande quantité de glace et de neige; (ii) le matériel rocheux qui recouvre la surface du glacier en modifie généralement la dynamique, tandis que les moraines qui en résultent ne peuvent pas être reliées simplement au signal climatique.

Il résulte de cette imbrication entre écroulements rocheux, glaciers noirs et complexes morainiques une difficulté à reconnaître l'occurrence d'écroulements anciens à partir de leur dépôt. Bien que celui-ci soit généralement le seul indice disponible, il lui a en effet souvent été attribué une origine glaciaire, ce qui a conduit à sous-estimer la place prépondérante des écroulements dans la dynamique des versants, et donc le risque qui peuvent engendrer pour des sociétés qui occupent densément des vallées comme celles des Alpes (PORTER & OROMBELLI 1980, OROMBELLI & PORTER 1981).

LE DÉBAT ANCIEN SUR LE DÉPÔT DU HAUT VAL FERRET: ÉCROULEMENT, MORAINES, OU LES DEUX ?

Dans le haut Val Ferret italien (massif du Mont Blanc), un dépôt a retenu depuis longtemps l'attention des chercheurs. Sur le fond de cette vallée, une grande quantité de blocs de granite forment une vaste couverture discontinue. Sur le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz (figure 1), plaine de 2 km de long et 250-500 m de large située vers 1760 m d'altitude,

on distingue plusieurs accumulations de blocs, sous la forme de chaos ou de cordons subconcentriques. Entre ces accumulations, la plaine est parsemée de petits cordons et de blocs très hétérométriques. La limite aval du dépôt est nette, constituée par un talus arqué d'un commandement de 5-10 m, barrant la vallée sur presque toute sa largeur; la limite amont est pour l'essentiel constituée par le complexe morainique récent du glacier de Triolet (figure 1) – dont le front est actuellement éloigné de > 2.5 km du secteur distal de ce complexe.

Ce dépôt du haut Val Ferret a longtemps été considéré comme un ensemble morainique construit par le glacier de Triolet, les partisans de cette hypothèse ne s'accordant toutefois pas quant à l'époque de sa mise en place (DELINE & KIRKBRIDE 2009). Ce n'est qu'à la fin du 20^e siècle qu'il a été mis en rapport avec un écroulement rocheux ayant eu lieu en 1717 et dont l'existence était connue depuis cette date (PORTER & OROMBELLI 1980). L'hypothèse d'un dépôt qui marquerait l'extension d'un glacier probablement tardiglaciaire et celle qui considère que ce dépôt résulte d'un grand écroulement en 1717 n'ont évidemment pas les mêmes implications quant à la morphodynamique du versant SE du massif du Mont Blanc (DELINE 2009) et au risque auquel est exposée une vallée sans habitat permanent mais bénéficiant d'une forte fréquentation touristique estivale (randonnée) et hivernale (ski de fond).



Figure 1.–Vue du dépôt du haut Val Ferret, sur le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz (massif du Mont Blanc, Italie; DELINE 2009). Ligne blanche: limite du dépôt (discontinue lorsque cachée); surlignage gris foncé: limite du complexe morainique récent du Triolet. La distance entre le complexe du Triolet et le front du dépôt est de 2 km.

Ce débat ancien sur la nature du dépôt du haut Val Ferret montre que ce dépôt contient potentiellement tous les éléments de la complexité morphologique qui peut résulter de l'association complexe morainique/dépôt d'écroulement. Notre récente étude géomorphologique, étayée par des datations radiocarbone, proposait un modèle qui associe des formes morainiques anciennes (*i.e.* tardiglaciaires) à deux dépôts d'écroulement beaucoup plus récents survenus en contexte englacé avant l'an Mil puis en 1717 (DELINE & KIRKBRIDE 2009). Des datations cosmogéniques ont toutefois remis en cause ce modèle récent (AKÇAR *et al.* 2012).

RECONNAÎTRE L'ÉCROULEMENT DU TRIOLET DE 1717

PORTER & OROMBELLI (1980), dans un article qui a fait date, ont présenté pour la première fois une analyse systématique du dépôt situé à l'aval du Triolet. Pour ces auteurs, l'ensemble de ce dépôt «constitue l'enregistrement géologique de la catastrophe de 1717» (figure 2), et non un complexe morainique datant du Petit Âge Glaciaire (SACCO 1918), de l'Holocène (MAYR 1969) ou du Tardiglaciaire ancien (ZIENERT 1965). Leur démonstration s'appuie sur une série d'arguments faisant appel tant à la géomorphologie qu'à la lichénométrie par exemple : pente longitudinale très faible du dépôt, dépôt chaotique et monolithologique, structure *open work*, *Larix* les plus âgés et thalles de *Rh. geographicum* les plus grands mesurés sur le dépôt en accord avec la date de 1717 – avec une homogénéité de leur distribution suggérant un dépôt en bloc. Par ailleurs, les caractéristiques de l'écroulement (volume, distance de parcours et *fahrboschung*) définies par ces auteurs correspondent à celles d'écroulements comparables (Frank Slide, Sherman Glacier) : avec une origine supposée à l'Aiguille de l'Eboulement (3599 m), dans le bassin glaciaire du Triolet, sa distance de parcours horizontale (L) est de 7200 m, pour une dénivellation (H) de 1660-1860 m, soit un coefficient de friction apparent ($\mu = H/L$) de 0.23-0.26; son volume est estimé à $16-20 \times 10^6 \text{ m}^3$, le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz (0.9 km^2) étant recouvert par le dépôt.

DÉLIMITER LE DÉPÔT DE L'ÉCROULEMENT DU TRIOLET DE 1717

AESCHLIMANN (1983) a remis en cause la proposition de PORTER & OROMBELLI (1980) sur la base de la datation 1030-1254 cal AD d'une tourbière dans le secteur amont du Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz. Seule l'accumulation de blocs à l'amont de la tourbière correspondrait pour lui à l'écroulement de 1717; l'essentiel du dépôt du haut Val Ferret, situé à l'aval de la tourbière, correspondrait aux deux derniers stades du Dryas récent (12700-11600 cal BP).

Cette datation de la tourbière a suscité une réponse d'OROMBELLI & PORTER (1988) qui, sur la base d'indicateurs pédogéniques et d'altération superficielle des blocs de granite (test au marteau de Schmidt) d'une part, de l'incohérence entre plusieurs dates radiocarbone d'autre part, confirment leur proposition de 1980 en modifiant légèrement le parcours de l'écroulement sur le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz (figure 3). En effet, trois nouvelles datations dans la tourbière ont fourni des dates allant de 793-54 cal BC à 1660-1960 cal

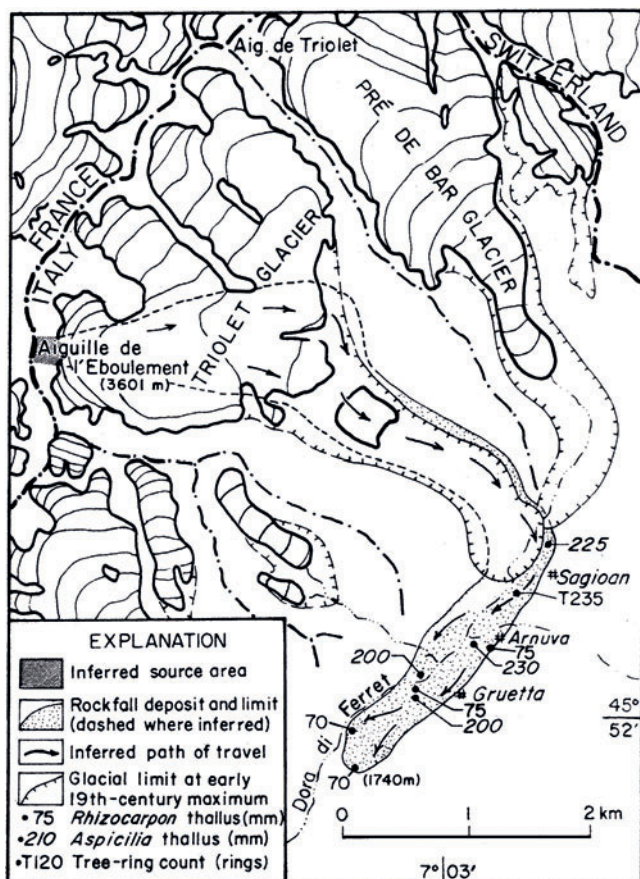


Figure 2.—Reconnaissance de l'éroulement du Triolet de 1717 par PORTER & OROMBELLI (1980).

AD – une incohérence des âges qui serait due selon eux à un effet d'eau dure du fait de l'alimentation de la tourbière par des eaux provenant du versant ubac à roches carbonatées (OROMBELLI & PORTER 1988).

Néanmoins, plusieurs incertitudes liées aux méthodes utilisées demeuraient: (i) la dendrochronologie fournit un âge minimal du dépôt (renouvellement générationnel des arbres); (ii) pour l'étude lichénométrique, la courbe de croissance locale est uniquement basée, pour sa période la plus ancienne, sur l'âge supposé de l'éroulement (OROMBELLI & PORTER 1983); (iii) le vieillissement de 1000 voire 2000 ans d'une date radio-carbone impliquerait un effet d'eau dure aberrant – alors qu'une contamination de 30% sur un échantillon de 1000 ans ne le vieillit que de 200 ans (DELINE & KIRKBRIDE 2009). Par ailleurs, certaines caractéristiques du dépôt ne sont pas typiques des éroulements (discontinuité et variété de formes du dépôt sur le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz, cordons sub-concentriques et sur les marges, tills et dépôts d'éroulements locaux), ce qui peut suggérer la mise en place d'une partie du dépôt par un glacier.

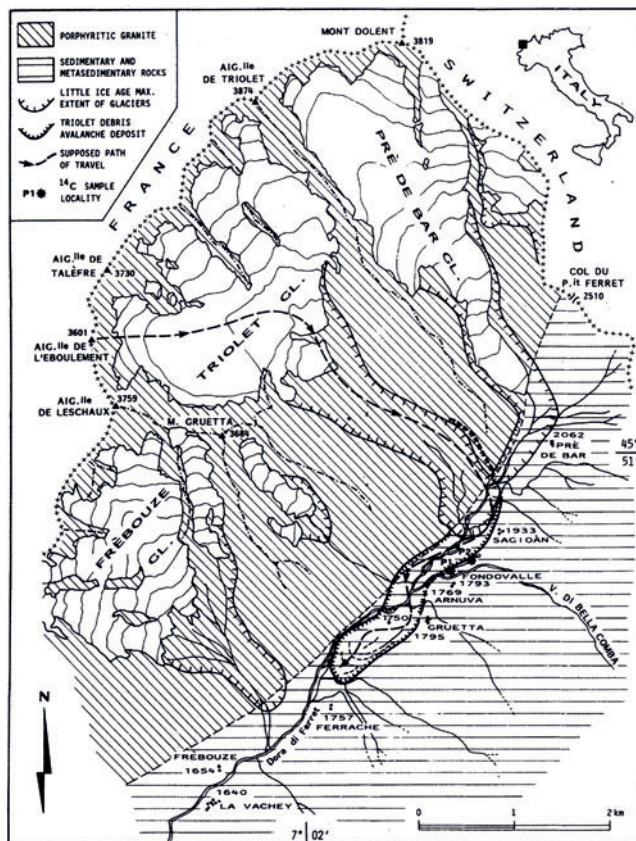


Figure 3.—Reconstitution du parcours de l'écroulement par OROMBELLi & PORTER (1988).

DELINE & KIRKBRIDE (2009) ont réinterprété le dépôt (figure 4). Combinant analyse géomorphologique détaillée et méthodes de datation – en particulier radiocarbone –, ils concluent que le dépôt du haut Val Ferret aurait résulté de deux écroulements majeurs qui auraient recouvert la plus grande partie d'un complexe morainique tardiglaciaire se développant sur le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz. La partie distale du complexe morainique récent du Triolet aurait ainsi été construite par une avancée majeure du glacier de Triolet à la suite du premier écroulement, qui serait antérieur à l'an Mil. Le reste de ce complexe morainique récent serait postérieur à l'écroulement principal, celui de 1717, formé pendant les deux siècles suivants à l'occasion des avancées successives du glacier couvert d'une grande quantité de débris rocheux.

Si l'une des dates radiocarbones obtenues confirme que le talus arqué à l'extrémité aval du dépôt (figure 1) correspond bien au front du dépôt d'écroulement de 1717 comme l'avaient proposé PORTER & OROMBELLi (1980), d'autres dates ^{14}C amènent les auteurs à restreindre l'extension de l'écroulement sur sa marge sud au Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz (figure 4). Dans le secteur central du Plan, une branche emballée dans les sédiments d'un

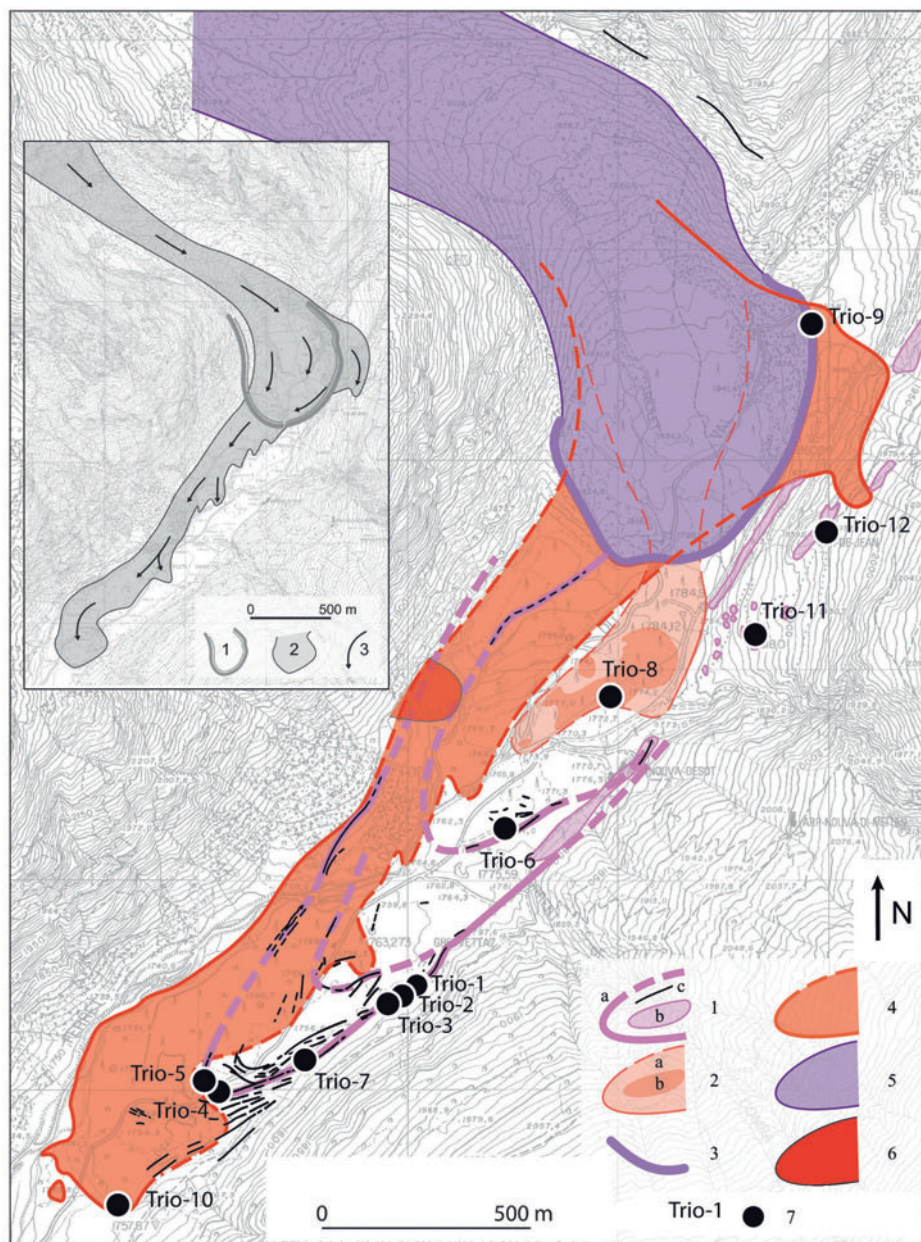


Figure 4.—Interprétation du dépôt du haut Val Ferret par DELINE & KIRKBRIDE (2009). 1: complexe morainique tardiglaciaire (a: limite d'extension; b: placage de till; c: crête morainique); 2: dépôt d'écroulement < 1000 AD (a: limite d'extension; b: amas de blocs); 3: moraine externe consécutive à l'écroulement < 1000 AD; 4: dépôt d'écroulement de 1717 AD; 5: complexe morainique récent du Triolet (18^e-20^e siècles); 6: dépôt d'écroulement local; 7: emplacement des datations cosmogéniques. Encadré: reconstitution du parcours de l'écroulement de 1717. 1: limite du complexe morainique récent; 2: parcours de l'écroulement; 3: directions du flux.

cône polygénique qui fossilise un cordon de blocs de granite (figure 4: près de Trio-6) est ainsi datée 1433-1624 cal AD. Deux niveaux de tourbe superposés sont datés 898-1117 et 1038-1215 cal AD dans la tourbière (figure 4: immédiatement au sud de Trio-8) qui fossilise des blocs de granite dans le secteur amont du Plan; ces derniers semblant appartenir au chaos granitique juxtaposé, celui-ci a pu être considéré comme le dépôt d'un écroulement antérieur à l'an Mil (figure 4: 2).

La révision de l'extension de la partie du dépôt couvrant le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz et attribuée à l'écroulement de 1717 (0.5 km² au lieu de 0.9 km²), combinée à deux profils transversaux de tomographie électrique, aboutit à une estimation de $2.5\text{--}5 \times 10^6$ m³ de matériel rocheux déposés sur le Plan – pour un volume rocheux total de l'écroulement de $7.5\text{--}10 \times 10^6$ m³ (DELINE & KIRKBRIDE 2009) – contre 9×10^6 m³ selon PORTER & OROMBELLI (1980) pour le Plan. A ce volume rocheux doit être ajouté un volume de glace qui peut constituer de 15% (e.g. écroulement de 1964 sur le Sherman Glacier) à 75% (e.g. écroulement de 1997 sur le glacier de la Brenva) du volume mixte total – et qui contribue donc à accroître l'intensité du risque induit par ces grands écroulements rocheux sur glacier.

L'APPORT MAJEUR DE LA DATATION COSMOGÉNIQUE POUR LA DÉLIMITATION DU DÉPÔT DU TRIOLET DE 1717

Pour s'assurer de la robustesse du modèle 'deux écroulements holocènes récents + un complexe morainique tardiglaciaire', deux campagnes de prélèvement d'échantillons pour des datations cosmogéniques (¹⁰Be) ont eu lieu en 2008 et 2009. Les blocs échantillonnés sont situés : sur les marges supposées des dépôts < 1000 AD et 1717 (Trio-8 et 10); sur des cordons considérés comme moraines tardiglaciaires (Trio-1 à 7); sur la moraine externe du complexe récent du Triolet (Trio-9), supposée antérieure à 1717; sur le versant ubac au-dessus du Plan (Trio-11 et 12), extérieurs au dépôt étudié (figure 4).

Si l'écart entre les dates attendues pour les moraines (âge > 11 600 cal BP) et les blocs perchés sur le versant ubac d'une part, les dépôts d'écroulement 1717 et < 1000 AD d'autre part, devait permettre de s'affranchir de l'incertitude relativement élevée inhérente à la méthode de datation cosmogénique et ainsi permettre de confirmer la distinction proposée par DELINE & KIRKBRIDE (2009) entre ces deux ensembles de formes, il fallait toutefois s'assurer de l'applicabilité de cette méthode à un dépôt aussi récent que celui de 1717 (AKÇAR *et al.* soumis).

Les dates obtenues pour Trio-1 à 10 sont très homogènes et centrées sur 1717, à l'exception de Trio-1 et (dans une moindre mesure) Trio-6, plus anciennes, et Trio-9, plus jeune; l'âge de Trio-11 et 12 suggère pour sa part que leur dépôt (glaciaire) s'est produit au début de l'Holocène (figure 5). Trio-1, prélevé sur un mégabloc très proche de ceux de Trio-2 et 3, indique probablement le remaniement d'un bloc (depuis la marge proglaciaire ?) lors de l'écroulement de 1717. C'est probablement également le cas de Trio-6, un peu plus âgé que 1717, avec un dépôt sur un cordon déjà en place comme le suggère son âge minimal obtenu par datation radiocarbone (1433-1624 cal AD). La date de Trio-9, postérieure à 1717, peut s'expliquer par (i) un transport intraglaciaire du bloc après 1717 – hypothèse qui invaliderait l'attribution de la moraine externe du complexe du Triolet à une avancée glaciaire exacerbée par l'écroulement < 1000 AD –, ou (i) l'exhumation récente du bloc

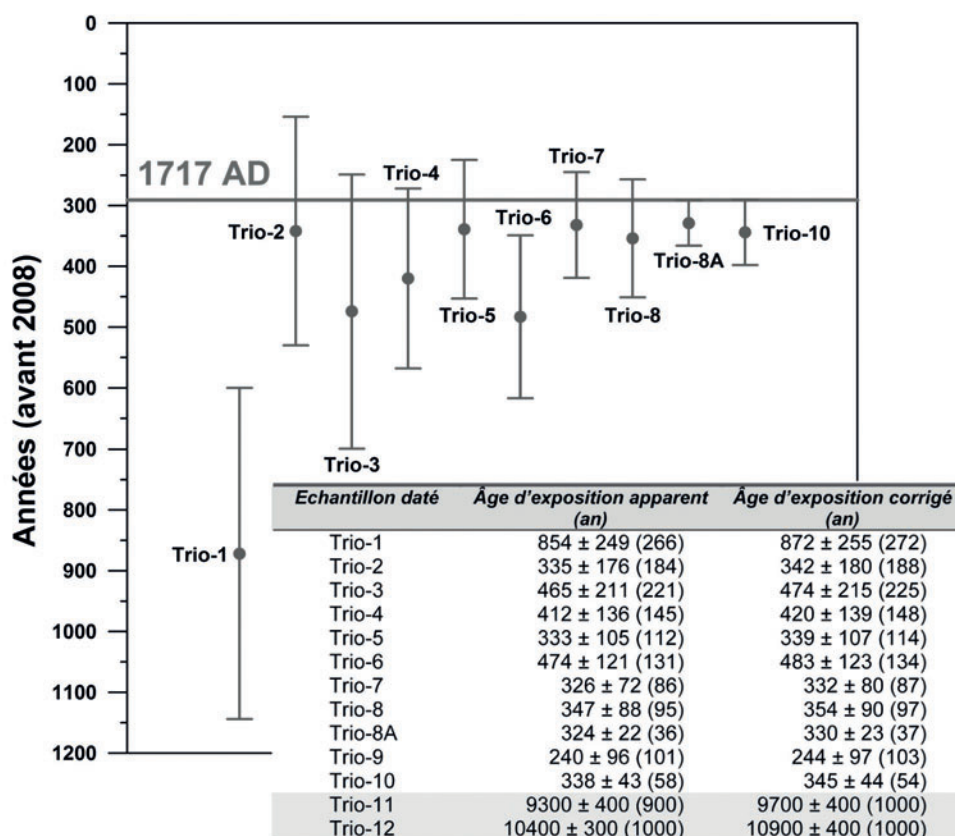


Figure 5.—Datations cosmogéniques (^{10}Be) du dépôt du haut Val Ferret (localisation: figure 4); incertitude des âges en 1σ ; correction ε : $3 \pm 0.5 \text{ mm. ka}^{-1}$; Trio-11 et 12: blocs extérieurs au dépôt (AKÇAR *et al.* 2012).

emballé dans une moraine déposée avant 1717 – ce secteur du complexe morainique est directement exposé au sapement par le torrent émissaire du glacier de Pré-de-Bard situé immédiatement à l'amont (figure 4).

En dépit des variations introduites par Trio-1, 6 et 9, la série de datations cosmogéniques obtenue est très cohérente et permet de réviser le modèle de DELINE & KIRKBRIDE (2009). Trio-8 indique que le dépôt attribué à un écroulement < 1000 AD doit en fait l'être à celui de 1717. Les dates radio-carbones plus anciennes (voire hétérogènes) de la tourbière peuvent s'expliquer par la mobilisation de matière organique dans le bassin du torrent qui peut y déborder. Toutefois, certaines de ces dates pourraient indiquer que le matériel granitique fossilisé par la tourbière a été déposé avant l'an Mil – sans que l'on ne puisse déterminer l'extension et la modalité de ce dépôt. Mais la faible résistivité mesurée par tomographie électrique jusqu'à 10 m de profondeur suggère plutôt une absence de niveau dense de blocs rocheux.

La révision de l'extension spatiale du dépôt de 1717 sur le Plan d'Arp-Nouva/Greuvettaz (0.9 km²) induit une augmentation du volume rocheux qui y est déposé jusqu'à $4.5-9 \times 10^6$ m³ – la valeur haute correspondant alors à l'estimation de PORTER et OROMBELLI (1980) pour ce secteur.

CONCLUSIONS

A l'issue de nos études géomorphologique et géochronologique détaillées, la plupart des observations et hypothèses de PORTER & OROMBELLI (1980) se sont avérées pertinentes et ont été confirmées: l'un des écroulements majeurs dans les Alpes a parcouru une distance horizontale de plus de 7 km en 1717, recouvrant quasiment toute la largeur du fond du Val Ferret sur une longueur de 2 km. Du fait de l'incorporation d'un volume probablement élevé de glace, le volume total du dépôt mixte pouvait dépasser $20-30 \times 10^6$ m³, ce qui a conféré à cet écroulement le caractère catastrophique qui a marqué la mémoire locale pendant tout le 18^e siècle (e.g. témoignage de Saussure en 1781). Si la dégradation du permafrost due à l'actuel réchauffement climatique favorisera très probablement le déclenchement d'écroulements comparables (RAVANEL & DELINE 2010), il importe d'améliorer notre connaissance de la fréquence et de l'intensité des écroulements holocènes pour (i) espérer comprendre la relation de leur occurrence avec le signal climatique, et (ii) permettre de prévenir le risque majeur induit par ce processus très destructeur dans des vallées fortement anthropisées. Dans cette perspective, si elle ne permet pas de lever toutes les incertitudes, l'apport d'une méthode géochronologique absolue comme la datation cosmogénique pour l'analyse géomorphologique s'avère précieux – y compris pour la période très récente. Elle contribue en effet à accroître notre capacité à démêler l'écheveau de formes et formations superficielles particulièrement complexe qui résulte de l'interaction entre action glaciaire et grands écroulements dans la haute montagne englacée de type alpin.

REMERCIEMENTS

Les datations cosmogéniques ont été financés par le Fonds National Suisse de la recherche scientifique (Projet n° 415 200001-111878), le *Surface Exposure Dating Laboratory* de l'Université de Berne et le laboratoire EDYTEM. Ces travaux sont conduits dans le cadre du projet *GlaRiskAlp – Aléas glaciaires dans les Alpes occidentales*, financé par le programme Alcotra France-Italie de l'UE.

RÉFÉRENCES

- AKÇAR N., DELINE P., IVY-OCHS S., ALFIMOV V., HAJDAS I., KUBIK P.W., CHRISTEL M. & SCHLÜCHTER C., 2012. The 1717 AD rock avalanche deposits in the upper Ferret Valley (Italy): a dating approach with cosmogenic ¹⁰Be. *J. Quaternary Sci.*, 27(4), 383--392.
- AKÇAR N., ALFIMOV V., IVY-OCHS S., DELINE P., KUBIK P.W., CHRISTEL M. & SCHLÜCHTER C., soumis. ¹⁰Be Production Rate from 1717 AD Rock Avalanche in the Ferret Valley (Mont Blanc Massif, Italy). *Earth Planet. Sc. Lett.*
- DELINE P., 2009. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Sci. Rev.*, 28 (11-12), 1070-1083.
- DELINE P. & KIRKBRIDE M. P., 2009. Rock avalanches on a glacier and morainic complex in Haut Val Ferret (Mont Blanc massif, Italy). *Geomorphology*, 103, 80-92.

- ERISMANN H. T. & ABELE G., 2001. *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*. Springer, 316 p.
- EVANS S. G. & CLAGUE J. J., 1988. Catastrophic rock avalanches in glacial environments. In: BONNARD C. (Dir.) *Proceedings 5th International Symposium on Landslides 2*. Balkema, 1153-1158.
- HSÜ K. J., 1975. Catastrophic debris streams (sturzsstroms) generated by rockfalls. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 129-140.
- KIRKBRIDE M. P. & SUGDEN D. E., 1992. New Zealand loses its top. *Geographical Magazine*, July, 30-34.
- MAYR F., 1969. Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes. *Z. Geomorphol.*, Supplement-Band., 8: 31-57.
- PORTER S. C. & OROMBELLI G., 1980. Catastrophic rockfall of September 12, 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif. *Z. Geomorphol.*, 24 (2), 200-218.
- OROMBELLI G. & PORTER S. C., 1981. Il rischio di frane nelle Alpi. *Le Scienze*, 156, 68-79.
- OROMBELLI G. & PORTER S. C., 1983. Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc massif, western Italian Alps. *Arctic Alpine Res.*, 15 (2): 193-200.
- OROMBELLI G. & PORTER S. C., 1988. Boulder deposit of upper Val Ferret (Courmayeur, Aosta valley): Deposit of a historic giant rockfall and debris avalanche or a late-glacial moraine? *Eclogae geol. Helv.*, 81 (2), 365-371.
- RAVANEL L. & DELINE P., 2010. Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the North side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. The Holocene, doi: 10.1177/0959683610374887.
- SACCO F., 1918. I ghiacciai italiani del gruppo del Monte Bianco. *Boll. Com. Glac. Ital.*, 3, 21-102.
- ZIENERT A., 1965. Gran Paradiso-Mont Blanc; Prähistorische und historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, 202-225.