

# EVOLUTION RÉCENTE DE LA MORAINÉ DES GENTIANES

2894 m, VALAIS, SUISSE

## UN CAS DE RÉAJUSTEMENT PARAGLACIAIRE ?

### RECENT CHANGES IN THE MORAINÉ GENTIANES (2894 m, WALLIS, SWITZERLAND), A CASE OF PARAGLACIAL ADJUSTMENT?

LUDOVIC RAVANEL<sup>1,2</sup> & CHRISTOPHE LAMBIEL<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Lausanne, Suisse.

<sup>2</sup> Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie / CNRS, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France.

Contact : Ludovic.Ravanel@univ-savoie.fr

**RÉSUMÉ :** Du fait du fort retrait du glacier de Tortin (Valais, Suisse) ces dernières décennies et de l'instabilité récurrente qui caractérise le versant interne d'une partie de sa moraine latérale gauche, le secteur du col des Gentianes (2894 m) apparaît comme un site particulièrement propice au développement d'une étude sur le « paraglaciale ». Entre 2007 et 2011, la moraine a ainsi fait l'objet de 7 campagnes de mesure par laserscanning terrestre, permettant de procéder à 6 comparaisons diachroniques de modèles 3D. Celles-ci permettent d'analyser les variations morphologiques qui affectent la moraine d'un point de vue à la fois qualitatif et quantitatif. Ces comparaisons vérifient la très forte activité de la moraine, en particulier au cours des étés 2009 et 2011, avec de larges zones de mouvements gravitaires de blocs et six glissements d'un volume compris entre 100 et plus de 1000 m<sup>3</sup>. La méthode a, en outre, permis une mesure du retrait du glacier : son épaisseur s'est localement réduite de 11.3 m au pied de la moraine. La perte de butée corrélative semble expliquer majoritairement l'évolution récente de la moraine, soutenant une origine « paraglaciale » des instabilités qui, à terme, pourraient remettre en question la stabilité des infrastructures présentes sur la moraine (téléphériques en particulier).

**MOTS-CLÉS :** MORAINÉ, RETRAIT GLACIAIRE, LASERSCANNING TERRESTRE, PARAGLACIAIRE, VALAIS SUISSE.

**ABSTRACT:** Due to the high shrinkage of the Tortin glacier (Valais, Switzerland) in the last decades and the recurrent instability of the inner slope of a part of its left lateral moraine, the Gentianes pass area (2894 m a.s.l.) appears as particularly favourable to the development of a study on paraglacial geomorphology. Between 2007 and 2011, 7 measurement campaigns have been so carried out at the Gentianes moraine by terrestrial laserscanning (TLS), allowing 6 diachronic comparisons of 3D models. These let to analyze the morphological changes that affect the moraine on the perspective of both type of movement and volume. These comparisons verify the high activity of the moraine, especially during the summers 2009 and 2011, with large areas of gravitational movements of blocks and six landslides with a volume between 100 and more than 1000 m<sup>3</sup>. TLS also permitted to measure the retreat of the glacier: ice thickness was locally reduced by 11.3 m at the foot of the moraine. Linked loss of buttress seems to mostly explain the recent evolution of the moraine, supporting a "paraglacial" origin of the instabilities which might forward reduce the stability of the infrastructure present on the moraine (cable-cars in particular).

**KEYWORDS:** MORAINÉ, GLACIAL RETREAT, TERRESTRIAL LASERSCANNING, PARAGLACIAL, SWISS VALAIS.

## INTRODUCTION

Dans le contexte actuel de déséquilibre des géosystèmes terrestres en lien avec l'augmentation des températures depuis plusieurs décennies, les milieux de haute montagne sont devenus de véritables marqueurs de ce réchauffement, en particulier à travers le retrait des glaciers. Les périodes de déglaciation correspondent à des périodes de déséquilibres géomorphologiques (des « crises morphogéniques » ; Mercier, 2011) qui se traduisent généralement par le déclenchement d'aléas importants, comme la remobilisation de sédiments glaciaires non consolidés en lien avec l'augmentation de la déclivité des pentes qui suit la réduction des masses glaciaires. Ces séquences sont régulièrement qualifiées de « paraglaciaires ». Utilisé dès les années 1960, ce terme n'a véritablement été forgé que par Church et Ryder en 1972, où il a trouvé deux acceptations : il définit à la fois (i) des processus non glaciaires mais directement condition-

nés par la glaciation et (ii) des périodes durant lesquelles ces processus sont actifs. Les instabilités de versant d'origine paraglaciale sont donc des processus pro- ou juxta-glaciaires directement liés à l'ancienne présence de glace. D'une manière générale, les questions liées à ces instabilités deviennent de plus en plus préoccupantes à mesure que le climat se réchauffe (Haeberli, 1992), d'autant que la haute montagne alpine est toujours plus fréquentée (flux touristiques) et largement pourvue d'infrastructures (refuges, remontées mécaniques et bâtiments associés). On observe ces dernières années un nombre croissant de dégâts sur des constructions existantes, en contexte de substratum rocheux (Ravanel *et al.*, accepté) comme en contexte de formations sédimentaires (Springman et Arenson, 2008).

L'étude présentée ici se concentre sur le cas d'une moraine fortement anthropisées, la moraine du col des Gentianes (2894 m ; Valais, Suisse), sur laquelle ont été construits deux gares de téléphériques et un restaurant.

Fortement remaniée lors des différentes phases de travaux, cette moraine affiche aujourd'hui une très forte dynamique en son versant interne. Celle-ci fait l'objet d'un suivi par laserscanning terrestre (TLS) depuis 2007, une méthode encore assez peu utilisée en haute montagne (Ravanel *et al.*, 2011), y compris pour le suivi de l'évolution de formations sédimentaires (Bauer *et al.*, 2003 ; Bodin *et al.*, 2008 ; Avian *et al.*, 2009).

Après avoir dressé les caractéristiques du secteur d'étude et exposé brièvement la méthode utilisée, cet article présente et discute les résultats de la comparaison des modèles 3D à haute résolution obtenus par TLS. Dans le détail, et dans une démarche « paraglacialiste », notre étude a pour objectif de déterminer la magnitude des mouvements qui affectent la moraine et d'analyser les mouvements détectés du point de vue de l'évolution du glacier de Tortin, également quantifiée localement à partir des données TLS.

## LA MORAINÉ DU COL DES GENTIANES

### Situation et caractéristiques physiques

Le secteur d'étude (Fig. 1) se situe en rive gauche de la vallée du Rhône (Alpes valaisannes, Suisse), au contact entre le Val de Bagnes et le Val de Nendaz. Géologiquement, le vallon de Tortin appartient à la nappe du Mont Fort (Escher, 1988), une des trois nappes qui constituent le socle du domaine pennique moyen. Ce socle est généralement composé de gneiss issus d'un métamorphisme paléozoïque marqué (Gouffon et Burri, 1997). Il s'agit essentiellement ici de gneiss à grenat (Schaer, 1960). D'un point de vue climatique, les Alpes valaisannes sont par leur situation géographique sous l'influence d'un climat semi-continentale d'abri intra-alpin avec des hauteurs annuelles des précipitations relativement faibles, d'environ 1300 mm. Cette spécificité se traduit en haute montagne par la présence relativement limitée de glaciers. La température moyenne annuelle au col des Gentianes pour la période 2007-2011 est de  $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Le col des Gentianes est dominé par le Mont Fort (3328 m), dont le versant nord-ouest est occupé par le glacier de Tortin ( $\sim 0.8\text{ km}^2$ ), aujourd'hui en très fort retrait. La moraine des Gentianes, orientée sud-nord, correspond à la moraine latérale gauche du Petit Age Glaciaire de ce glacier. Elle se développe sur plus d'un kilomètre, mais n'est conséquente que sur sa moitié sud (secteur étudié). A cet endroit, son versant interne (versant est) possède un commandement compris entre quelques mètres et 50 m et une pente moyenne de l'ordre de  $30^{\circ}$ .

Avant les interventions anthropiques, la moraine était relativement effilée dans sa partie nord, contrairement à sa partie sud où il s'agissait plutôt d'un gros monticule allongé, de forme arrondie (Lambiel, 2006). Cette morphologie indique qu'il s'agit vraisemblablement d'une moraine de poussée (Haeblerli, 1979 ; Reynard *et al.*, 2003 ; Delaloye *et al.*, 2003), et non d'une moraine construite. La moraine pourrait donc résulter du déplacement et de la déformation de matériaux gelés (glacier rocheux ?) par l'avancée du glacier de Tortin, en particulier au Petit Age Glaciaire (Lambiel & Schuetz, 2008).

### Une très forte anthropisation

Le secteur du col des Gentianes est utilisé pour la pratique du ski depuis la fin des années 1970. Edifiée sur la moraine, la gare de départ du téléphérique du Mont Fort a été construite entre 1977 et 1979. La construction des bâtiments a nécessité l'aplanissement du secteur : la dépression située entre la moraine effilée et la roche en place affleurante a été comblée avec les matériaux issus de la partie effilée de la moraine, ainsi que de la surface de la moraine de poussée (Lambiel, 2006). Le restaurant se trouve sur le remblai tandis que la gare du téléphérique provenant de la Chaux est construite sur le substratum rocheux affleurant. Ces travaux ont complètement bouleversé la forme initiale de la moraine.

Des problèmes liés à la réalisation d'ouvrages en haute montagne se sont rapidement posés : lors des travaux d'ex-

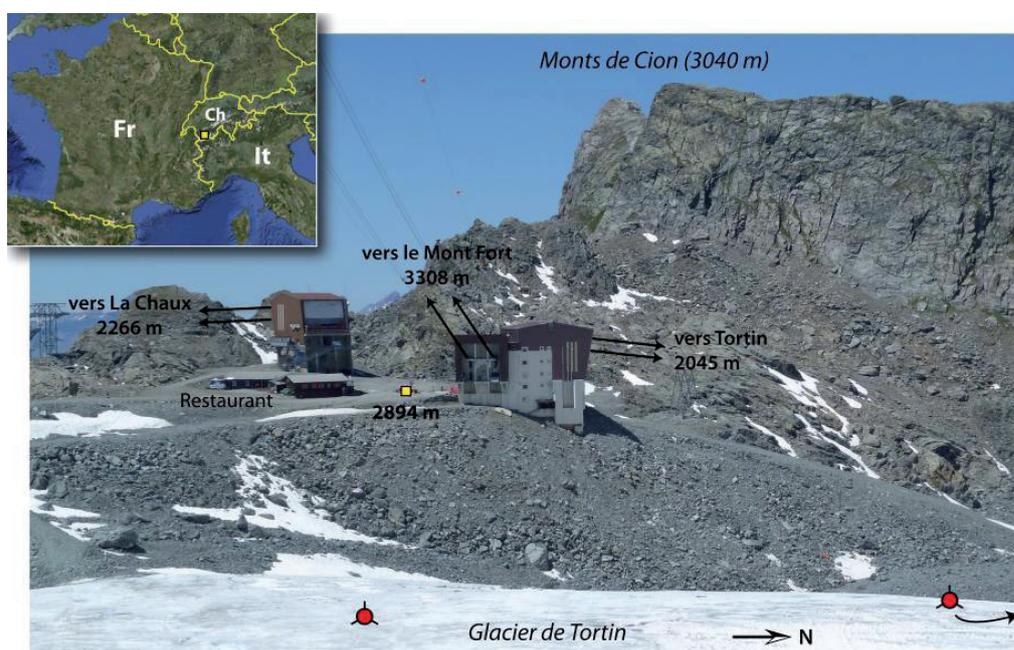


Figure 1 – Situation et vue sur la moraine des Gentianes (Valais, Suisse) et ses infrastructures. Le versant interne est scanné depuis deux stations principales (en rouge). La photographie couvre la moraine sur une longueur d'environ 300 m.

cavation, de la glace (grosses lentilles pluridécimétriques) a par exemple été observée à partir d'une profondeur de 5 m environ (Lambiel, 2006). Pour éviter tout mouvement du bâtiment, 6 assises de béton de 2,5 m de largeur ont été enfouies dans le terrain gelé à une profondeur moyenne de 15 m. En octobre 2006, des travaux d'aménagement de la route reliant le glacier aux bâtiments ont mis à jour des affleurements de glace sédimentaire et de glace de congélation (Lambiel & Schuetz, 2008).

## ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES

### De l'acquisition des données topographiques à la construction de modèles 3D à haute résolution

La télémétrie laser, dont la forme la plus aboutie est le laserscanning, s'est développée à partir des années 1960. Elle est basée sur l'émission-réception de signaux lumineux infrarouges à très faible dispersion spatiale et à grande précision temporelle. Le temps du trajet aller-retour du rayon laser permet de mesurer des distances de plusieurs centaines de mètres – voire de plusieurs kilomètres – avec une précision de l'ordre du centimètre (Slob et Hack, 2004). Comme il est possible de générer des impulsions de très courte durée, les scanners laser sont susceptibles d'émettre et de recevoir plusieurs milliers d'impulsions par seconde grâce à la combinaison d'un puissant émetteur laser, d'un mécanisme réflecteur opto-mécanique extrêmement performant et d'un récepteur, d'où la possibilité de lever des grandes surfaces topographiques. De nombreux travaux ont été conduits sur des objets géomorphologiques très variés, mais très peu en haute montagne (Oppikofer *et al.*, 2008 ; Rabatel *et al.*, 2008 ; Bodin *et al.*, 2008 ; Ravanel *et al.*, 2011). Le TLS apparaît néanmoins comme une technologie polyvalente et très prometteuse malgré ses limites (poids du matériel, coût du scanner et des logiciels de traitement, et temps de traitement en particulier).

Les premières mesures TLS au col des Gentianes ont été réalisées en juillet 2007. Depuis, la moraine a été scannée une (2009) ou deux fois (2007, 2008 et 2011) par an, avec une interruption en 2010 (Tab. 1), depuis deux (voire trois) stations de mesure situées sur le glacier de Tortin. L'appareil utilisé pour ces travaux est l'Optech Ilris 3D (longueur d'onde : 1500 nm ; Fig. 2). Dans une fenêtre de  $40 \times 40^\circ$ , il peut acquérir 2000 points par seconde. Sa portée maximale utile théorique est de 800 m. En pratique, peu de points sont acquis au-delà de 500-600 m en raison de conditions d'acquisition relativement difficiles (réflectivité éventuellement assez médiocre des objets, obliquité des rayons, forte luminosité, etc.). Dans le cas des Gentianes, les distances maximales de scan sont de l'ordre de 300 m. Les performances de l'Ilris 3D sont non seulement quantitatives, mais aussi qualitatives : la précision d'acquisition d'un point à 100 m, et donc l'exactitude du modèle obtenu, sont de 7 mm pour la distance et de 8 mm pour la position.

L'initialisation et le paramétrage du scanner sont contrôlés par un ordinateur de terrain. Après détermination des fenêtres de prise de vue sur cette image et de l'espacement des points, l'acquisition s'effectue automatiquement. Le nombre de fenêtres au sein d'une même scène varie de 1 à 3 tandis que 6 à 10 scènes sont nécessaires pour couvrir le versant, avec un recouvrement important entre elles (~30 %) afin de faciliter leur assemblage lors de la construction des modèles 3D. Le Parser d'Optech est utilisé pour transformer les fichiers .i3d obtenus pour qu'ils soient utilisables dans les logiciels de traitement des images 3D de très grande taille. Les données acquises sont ici traitées dans la suite logicielle *InnovMetric Polyworks*.

Pour la création d'un modèle 3D, deux scènes – constituées d'une ou plusieurs fenêtres – sont d'abord assemblées à partir de la reconnaissance de « n paires de points homologues » (3 au minimum) identifiés sur les deux scènes. Ces points sont localisés dans des secteurs saillants et/ou dont la géométrie est facilement reconnaissable. Une fois identifiés, ces points sont appariés, ce qui permet un premier alignement, amélioré ensuite à l'aide de l'outil de recalage « *best-fit* », basé sur un algorithme itératif (Eggert *et al.*, 1998) reposant sur la méthode *Iterative Closest Point* (ICP ; Besl et McKay, 1992). Une fois assemblées, ces deux premières scènes sont bloquées ensemble pour constituer une base sur laquelle vont progressivement venir s'ajuster les autres scènes. Lorsque l'assemblage est terminé, toutes les images 3D sont dans le système de coordonnées de la première image importée.



Figure 2 – Acquisition de données topographiques sur la moraine des Gentianes depuis le glacier de Tortin à l'aide du scanner laser terrestre Optech Ilris 3D (juillet 2007).

## Identification et quantification de l'activité morphogénique

La comparaison des modèles 3D à haute résolution issus de la numérisation du versant morainique permet d'obtenir sous PolyWorks des cartes de comparaison (Adams et Chandler, 2002 ; Lim *et al.*, 2005 ; Ravanel *et al.*, 2010), dont l'analyse octroie la possibilité de déterminer les secteurs instables, ensuite caractérisés quant à leur volume ou aux déplacements effectués.

Pour la comparaison diachronique de deux modèles 3D, le plus ancien constitue la « référence », tandis que le plus récent est importé en tant que « donnée » car sa topographie a éventuellement été modifiée par rapport au modèle de référence. Les modèles sont recalés l'un par rapport à l'autre en suivant les étapes mises en œuvre lors de la création d'un modèle 3D (alignement par « n paires de points homologues » puis optimisation par « best-fit ») mais en n'utilisant pour ce faire que les secteurs considérés comme parfaitement stables, l'objectif étant de mettre l'objet « donnée » dans le même système de coordonnées que l'objet « référence ». La comparaison des modèles 3D consiste ensuite à mesurer les différences entre ceux-ci, c'est-à-dire les distances séparant les points du modèle « donnée » des points les plus proches du modèle « référence ». Le résultat de cette comparaison est une carte de différence, sur laquelle chaque point du modèle 3D « donnée » est affecté d'une couleur fonction de cette distance. L'opérateur peut alors identifier les secteurs affectés par des modifications morphologiques grâce aux couleurs de la carte de différence et à l'échelle correspondante.

Une fois une modification morphologique identifiée, celle-ci peut être mesurée cinématiquement (bloc déplacé) ou volumétriquement (glissement). La mesure cinématique nécessite simplement la sélection d'un point caractéristique d'un bloc avant et après le déplacement, la distance entre les deux points est ensuite donnée automatiquement. La mesure volumétrique est plus complexe (James *et al.*, 2006). La carte des erreurs sert de point de départ puisque les deux modèles comparés sont encore disponibles, recalés l'un par rapport à l'autre. Une entité géométrique de type plan est créée en arrière des deux modèles 3D alignés, puis le volume « plan à modèle 3D référence » est soustrait au volume « plan à modèle 3D données ».

Modèle	Date d'acquisition	Nombre de points	Espacement moyen des points (mm)
Juillet 2007	19-07-2007	12 589 596	47.2
Octobre 2007	16-10-2007	9 518 515	54.2
Juillet 2008	30-07-2008	52 889 147	23.0
Octobre 2008	01-10-2008	23 697 114	34.4
Septembre 2009	18-09-2009	15 692 020	42.2
Juillet 2011	03-07-2011	15 055 263	43.1
Août 2011	30-08-2011	21 194 600	36.3
Total		150 000 000	
Moyenne		21 500 000	40

Tableau 1 – Caractéristiques des modèles 3D obtenus.

Les questions d'incertitudes (Litchi *et al.*, 2005) ont peu été prises en compte dans le cadre du suivi des mouvements de versant, bien que cela soit indispensable afin d'éviter des erreurs de calcul et éventuellement des interprétations erronées. Une incertitude totale  $\sigma_{tot}$  peut être estimée en faisant la somme quadratique des erreurs présentes tout au long de la chaîne d'acquisition et de traitement des données (Baltsavias, 1999 ; Lane *et al.*, 2003 ; Milan *et al.*, 2007 ; Rabatel *et al.*, 2008). Cette incertitude totale résulte principalement d'erreurs liées au scanner ( $\sigma_1$ ), aux objets scannés ( $\sigma_2$ ), à l'environnement ( $\sigma_3$ ) et aux méthodes utilisées ( $\sigma_4$ ) (Reshetyuk, 2006), et correspond à :

$$\sigma_{tot} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 + \sigma_4^2}$$

Pour les erreurs instrumentales (*cf.* : Schulz et Ingensand, 2004 ; Lichti et Jamtsho, 2006 ; Lichti et Licht, 2006), nous pouvons utiliser celles données par le constructeur (7 mm à 100 m). Comme pour toute mesure optique de distance, les changements de la vitesse de propagation de la lumière dus aux variations de température et de pression peuvent affecter les résultats. De même, un bruit peut résulter de la dispersion des faisceaux à cause du vent ou de l'humidité de l'air. Les relevés en haute altitude assurent néanmoins généralement de bonnes conditions d'acquisition (temps sec et stable, absence de poussière). Les erreurs liées à l'environnement semblent donc pouvoir être négligées, d'autant que la rugosité importante des parois à grande échelle permet d'optimiser l'angle d'incidence des faisceaux laser. La réflectivité du gneiss étant généralement élevée (Zhao *et al.*, 2007), les erreurs liées aux objets scannés semblent également pouvoir être négligées. Les erreurs liées aux méthodes utilisées seraient dès lors les plus importantes. L'erreur principale proviendrait de l'alignement des scènes lors de la construction des modèles 3D puis de l'alignement des modèles 3D eux-mêmes. Toutefois, les différents recalages l'ont fortement minimisé : l'alignement obtenu serait d'ordre centimétrique (Hodgetts, 2009). L'incertitude totale maximale s'élèverait ainsi à environ 23 mm et affecterait presque exclusivement l'axe z du référentiel, grossièrement perpendiculaire au versant scanné. Puisqu'ils font intervenir des variations sur l'axe z, les calculs de volume doivent nécessairement tenir compte de cette incertitude : l'incertitude maximale concernant un volume détaché correspond au produit de l'incertitude pour les deux modèles (46 mm environ) et de la surface du détachement.

### EVOLUTION DE LA MORAINÉ ENTRE 2007 ET 2011

Les données TLS acquises entre 2007 et 2011 ont permis d'effectuer 6 comparaisons diachroniques de modèles 3D (Fig.3).

La première comparaison (juillet - octobre 2007) révèle qu'au niveau du glacier, trois secteurs ont été affectés par une perte d'altitude: perte d'épaisseur du glacier au nord (-2.10 m) et fusion nivale (-0.85 et -1.15 m) plus au sud. Au niveau de la moraine elle-même, plusieurs évolutions sont remarquables. La plus directement visible est un glis-

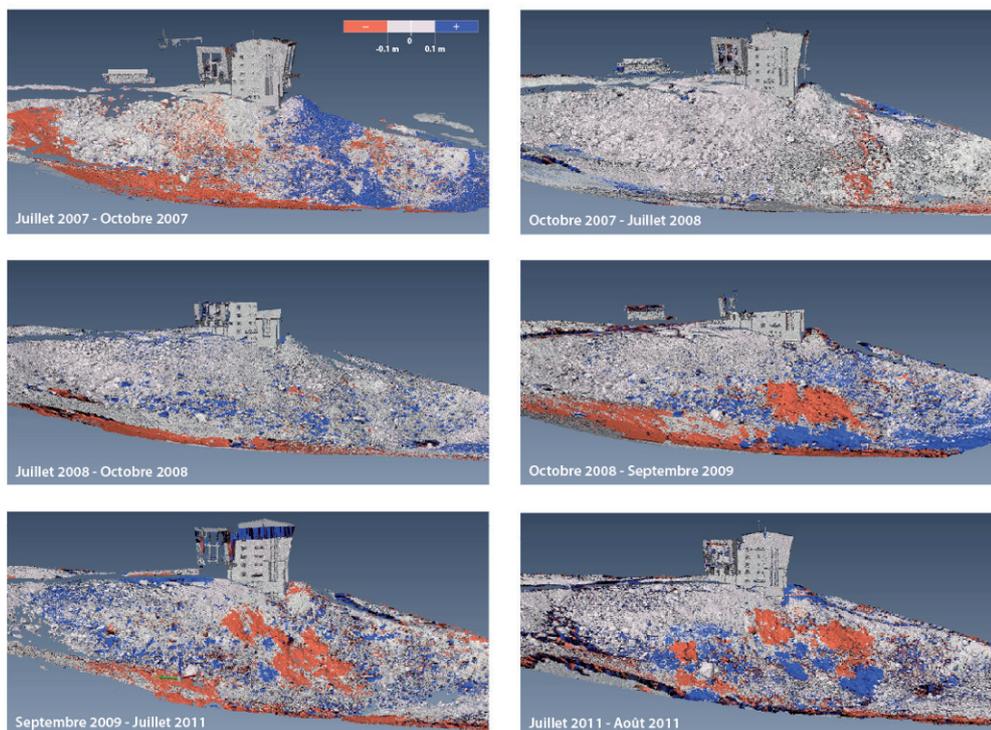


Figure 3 – Les 6 comparaisons diachroniques de modèles 3D acquis entre 2007 et 2011. La moraine est affectée par des modifications positives ou négatives de volume. Pour faciliter la lecture, une épaisseur tampon de  $\pm 10$  cm en couleur correspondant à une absence d'évolution est appliquée.

sement de  $198 \pm 6$  m<sup>3</sup>. L'épaisseur de matériel glissé atteint localement 1.85 m. Des variations positives de volume apparaissent de part et d'autre de ce glissement ; le volume de celle située au sud du glissement atteint  $705 \pm 65$  m<sup>3</sup>. Ces deux évolutions correspondent à des dépôts d'origine anthropique (déversement de matériaux depuis le haut de la moraine). Enfin, en aval des bâtiments, une zone large d'une quarantaine de mètre et haute d'une quinzaine de mètres est caractérisée par des déplacements plus ou moins individuels de blocs rocheux (mouvements gravitaires).

Entre octobre 2007 et juillet 2008, la morphodynamique est réduite bien que la perte moyenne d'épaisseur du glacier reste significative (-1.65 m). Par ailleurs, une grande zone est marquée par une perte de volume. Il s'agit très vraisemblablement d'un rééquilibrage des matériaux d'origine anthropique déposés l'été précédent (compaction, remaniement).

La troisième comparaison présente l'évolution de la moraine au cours de l'été 2008 (juillet à octobre). Cette carte montre une perte moyenne d'épaisseur du glacier toujours importante (-1.35 m). Dans le même temps, un nouveau glissement s'est produit quelques mètres au sud de celui de l'été 2007, mobilisant  $111 \pm 6$  m<sup>3</sup> de matériel sur une épaisseur maximale de 1.35 m. Deux secteurs ont d'autre part été affectés par des déplacements de blocs : dans le secteur déjà affecté en 2007 et plus au nord, au niveau d'une zone aux dimensions plus réduites.

La carte suivante permet vraisemblablement de dresser un bilan de l'été 2009 puisqu'elle compare le modèle 3D d'octobre 2008 avec celui de septembre 2009. Au cours de cette période, la perte d'épaisseur du glacier s'est globalement poursuivie (-1.75 m). Tout au nord du secteur étudié, de nouveaux dépôts vraisemblablement d'origine anthropique ont fait leur apparition. Trois secteurs ont été affectés par des déplacements de blocs : celui, classique, situé le plus

au sud est le plus important ; au nord, celui qui avait été affecté lors de la période précédente a de nouveau été remanié ; entre les deux, un secteur a lui aussi subi des déplacements. En aval de ce dernier secteur, deux glissements juxtaposés se sont produits pour un volume total de  $1138 \pm 47$  m<sup>3</sup>, mettant au jour de grandes surfaces de glace massive (Fig. 4). Les profondeurs maximales de détachement ont été observées au niveau du glissement « nord » (1.45 m).

Bien qu'il n'y ait pas eu de campagne de mesure en 2010, la comparaison suivante (septembre 2009 – juillet 2011) indique très probablement l'activité morphogénique de l'été 2010. Une nouvelle perte d'épaisseur du glacier



Figure 4 – Glace massive mise au jour par le double glissement de  $1138 \pm 47$  m<sup>3</sup> de 2009.

est enregistrée (-0.85 m). Les deux principaux secteurs de déplacements individuels de blocs ont poursuivi leur évolution, avec un élargissement notable vers le sud. Entre ces deux secteurs, une importante perte de volume a été enregistrée ( $874 \pm 61 \text{ m}^3$ ) mais sans la mise en place d'un dépôt ce qui tend à indiquer non un glissement mais une fusion de la glace mise au jour par le glissement de la période précédente, avec remaniement du matériel rocheux encore présent sur la glace (micro-topographie non conservée). La perte d'épaisseur atteint localement 1.50 m.

Avec celle de l'été 2009, l'activité de l'été 2011 (début juillet – fin août) est sans conteste la plus importante de la période d'étude. Au-delà de la perte d'épaisseur du glacier (-0.50 m), de la mise en place d'un petit dépôt d'origine anthropique à proximité immédiate des gares de téléphérique, et de la poursuite du mouvement plus ou moins individuel de blocs dans les secteurs soulignés précédemment, trois glissements ont affecté la moraine. Du sud vers le nord, le premier ( $270 \pm 12 \text{ m}^3$ ) s'est produit au sein-même du principal secteur à déplacement de blocs. La profondeur maximale de détachement atteint 1.95 m. Le second volume de matériel ( $217 \pm 14 \text{ m}^3$ ) s'est destabilisé quelques mètres seulement en aval des infrastructures sur une épaisseur maximale de 1.6 m. Le troisième glissement a mobilisé  $546 \pm 20 \text{ m}^3$  de matériel sur une épaisseur atteignant localement 2.45 m. Les deux derniers glissements ont, eux aussi, mis au jour de larges surfaces de glace massive.

## DISCUSSION

Les six comparaisons diachroniques menées pour le versant interne de la moraine des Gentianes ont révélé de nombreuses évolutions. En ce qui concerne les variations négatives de volume (hors glacier), elles atteignent presque  $3500 \text{ m}^3$ . Cette section vise à discuter les mécanismes contrôlant ces variations.

Comme l'ensemble des glaciers alpins, le glacier de Tortin a connu sa dernière extension maximale au cours du Petit Age Glaciaire. Depuis, il connaît un retrait quasi continu. Il a ainsi perdu près de 1 km de longueur et  $2.5 \text{ km}^2$  depuis 1878 et sa longueur n'est plus aujourd'hui que de l'ordre de 1.5 km et sa surface de  $0.8 \text{ km}^2$ . En 2005, son épaisseur maximale, mesurée par gravimétrie, était de 55 m (Lattion, 2006). Sa faible extension et son volume réduit en font un glacier extrêmement sensible à l'augmentation actuelle des températures. Depuis une dizaine d'années, le glacier de Tortin ne possède ainsi plus de zone d'accumulation. Néanmoins, d'importants volumes de glace semblent persister dans la moraine. Des mesures de la résistivité électrique (cf. Hauck *et al.*, 2003) effectuées depuis 2007 au niveau de la moraine (Lambiel et Schuetz, 2008) fournissent en effet des informations sur les caractéristiques internes de la formation sédimentaire (teneur en glace, types de glace). Elles permettent de spatialiser les observations de glace effectuées localement suite aux travaux d'excavation et aux glissements de terrain. Ces données montrent qu'une large bande à fortes résistivités occupe la partie basse de la moraine, indiquant la présence de glace massive (glace sédimentaire) sous la couverture de débris. Protégé de la

radiation solaire, le glacier de Tortin subit beaucoup moins l'intense fusion de ces dernières années que le reste du glacier (cf. : Deline, 2005) et conserverait une épaisseur importante (plusieurs dizaines de mètres ?). Au sud des bâtiments, dans la partie supérieure de la moraine, les résistivités plus basses tendent à indiquer que le sous-sol serait ici plutôt constitué de sédiments pris dans un béton de glace. Dans tous les cas, le glacier n'y est pas présent.

De par sa position et ses caractéristiques internes, la moraine des Gentianes est prédisposée aux instabilités dans ce contexte de retrait glaciaire. Les très importantes pertes d'épaisseur du glacier mesurées par TLS (jusqu'à -2.10 m entre juillet et octobre 2007 ; jusqu'à 11.3 m au total entre 2007 et 2001 ; Fig. 5) pourraient expliquer – au moins en partie – l'activité morphogénique observée ces dernières années. Cette activité pourrait alors être qualifiée de « paraglacière » (Ballantyne, 2002) : avec l'amincissement du glacier, le niveau de base constitué par sa surface s'abaisse et les agencements sédimentaires latéraux sont destabilisés. Dans le cas des Gentianes, cela se traduit par des glissements de matériaux non consolidés sur la glace sédimentaire enterrée. Ces glissements se produisant essentiellement en été lors de périodes de fortes chaleurs et/ou consécutivement à des orages. Il est vraisemblable que l'eau constitue un facteur important de déclenchement des instabilités. Les fortes chaleurs tendraient à provoquer la fusion de la surface de la glace enterrée, lubrifiant ainsi le plan de glissement. Dans les cas où les déclenchements s'opèrent suite à des orages, c'est la sursaturation en eau des matériaux morainiques couplée avec la concentration de l'eau au niveau de la glace qui constituerait le facteur déclenchant. Ces glissements sont de surcroît potentiellement favorisés par l'augmentation de l'angle de pente : la pente moyenne du versant est passée de  $29.0^\circ$  en 2007 à  $31.6^\circ$  en 2011.

Les mouvements plus lents et plus réguliers observés dans le secteur sud sont vraisemblablement à mettre en relation avec la sursaturation en glace du terrain. Les matériaux gelés déformés par l'avancée PAG du glacier se retrouvent aujourd'hui en déséquilibre suite au retrait glaciaire. En conséquence, ils fluent en direction du glacier. On parle

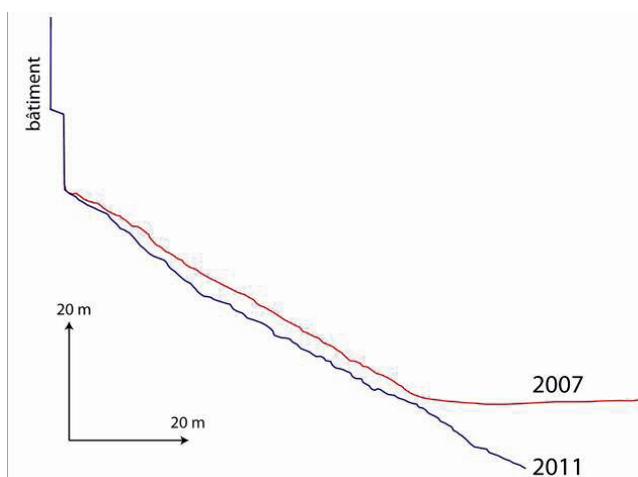


Figure 5 – Comparaison 2007-2011 d'un profil transversal effectué dans la moraine des Gentianes en aval des gares de téléphérique. En 5 ans, le versant a localement perdu jusqu'à 4.35 m d'épaisseur tandis que la perte d'épaisseur du glacier atteint 11.3 m.

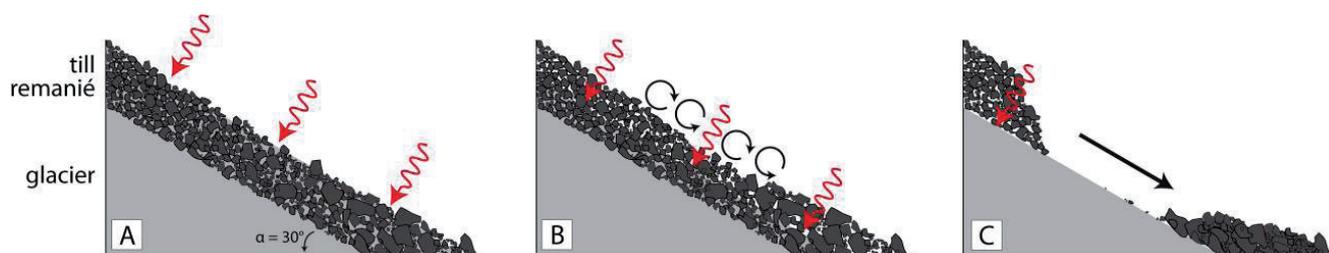


Figure 6 – Modèle de déclenchement des glissements affectant la moraine des Gentianes. A : Immédiatement après la fusion nivale, la surface des sédiments commence à dégeler ; B : au cours du dégel des sédiments, ceux-ci peuvent être remaniés ; C : lorsque le dégel atteint la glace du glacier, un mouvement vers l'aval peut être initié et se conclure par un glissement si les matériaux situés à l'aval n'assurent pas une butée suffisante et que la présence d'eau liquide est assez importante.

dans ce cas de rétro-fluage de la moraine de poussée (cf. Lambiel et Delaloye, 2004).

Finalement, depuis un mouvement plus ou moins individuel de blocs au cours du dégel annuel des volumes sédimentaires, ils peuvent évoluer vers des glissements lorsque toute l'épaisseur de sédiment a dégelé (Fig. 6), en lien éventuellement avec la présence d'eau liquide. C'est ainsi que plusieurs glissements se sont produits dans des secteurs auparavant affectés par des déplacements de blocs.

## CONCLUSIONS

Inscrites dans la problématique de l'évolution des glaciers dans le contexte actuel de réchauffement du climat, les six comparaisons diachroniques de modèles 3D acquis par TLS entre 2007 et 2011 au niveau de la moraine des Gentianes ont montré une forte évolution de ce secteur. En particulier :

- La moraine connaît des variations positives et surtout négatives de volume. Au-delà du dépôt de matériel d'origine anthropique, la moraine est affectée par des déplacements importants de blocs, plus ou moins individuellement, ainsi que par des glissements, éventuellement suivis de pertes de volume par fusion glaciaire.
- $3464 \pm 166 \text{ m}^3$  de matériel ont ainsi été déstabilisés durant cette période.
- La comparaison des modèles 3D a également montré une fusion glaciaire importante tout au long de la période d'étude, atteignant localement un minimum de 11.3 m, ce qui correspond à une ablation locale de l'ordre de 2.25 m par an.

La forte activité morphogénique de cette moraine à cœur de glace s'explique pour l'essentiel par l'amincissement du glacier à travers une perte d'effet de butée et une augmentation de l'angle de pente, ce qui justifie amplement l'emploi du terme « paraglacière » pour caractériser cette activité. Les changements climatiques actuels se traduisent en effet par une période de déglaciation qui se matérialise au niveau de la moraine des Gentianes par une dynamique géomorphologique particulièrement exacerbée. La disponibilité des sédiments morainiques est ici un des paramètres majeurs autorisant au moins deux phases successives : (i) une fusion réduite du glacier sous-jacent d'abord, (ii) le déclenchement de nombreux glissements ensuite.

Dans cet espace en cours de désenglacement, l'homme est fortement implanté avec d'importantes infrastructures.

Les dynamiques paraglacières mises en évidence dans cet article devraient l'affecter directement dans les prochaines décennies voire même dans les prochaines années. Il est dès lors nécessaire de poursuivre le suivi par TLS entrepris en 2007 afin de mieux comprendre son évolution et les processus mis en jeu et, éventuellement, de constituer un système d'alerte précoce.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient les sociétés Télénendaz et Téléverbier pour les facilités d'accès et de travail octroyées, les chercheurs de l'IGAR de l'Université de Lausanne (Michel Jaboyedoff, Thierry Oppikofer, Alex Loye, François Baillifard) qui ont participé soit aux acquisitions, soit à l'encadrement d'étudiants entre 2007 et 2008, ainsi que les étudiants en question (Philippe Schütz, Benoît Mazotti, François Riff) pour l'acquisition et le traitement des premières données. Ils remercient également Stefan Utz et Charles Granges pour leur aide sur le terrain en 2011.

## BIBLIOGRAPHIE

- Adams J.C., Chandler J.H. (2002) – Evaluation of LiDAR and medium scale photogrammetry for detecting softcliff coastal change. *Photogrammetric Record*, 17: 405-418.
- Avian M., Kellerer-Pirklbauer A., Bauer A. (2009) – LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 1087-1094.
- Ballantyne C.K. (2002) – Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1935-2017.
- Baltsavias E.P. (1999) – Airborne laser scanning: basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54: 199-214.
- Bauer A., Paar G., Kaufmann V. (2003) – Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 2003*, 1: 55-60.
- Besl P., McKay N (1992) – A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 14: 239-256.
- Bodin X., Schoeneich P., Jaillet S. (2008) – High-resolution DEM extraction from terrestrial LiDAR topometry and surface kinematics of the creeping alpine permafrost: the Laurichard rock glacier case study (southern French Alps). *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 2008*, 1: 137-142.

- Church M., Ryder J.M. (1972)** – Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 3059-3072.
- Delaloye R., Lambiel C., Reynard E., Lugon R. (2003)** – Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire. *Environnements Périglaciaires*, 10: 46-65.
- Deline P. (2005)** – Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the 'Little Ice Age' termination. *The Holocene*, 15: 302-309.
- Eggert D.W., Fitzgibbon A.W., Fisher R.B. (1998)** – Simultaneous registration of multiple range views for use in reverse engineering of CAD models. *Computer Vision and Image Understanding*, 69(3): 253-272.
- Escher A. (1988)** – *Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel*. Service hydrologique et géologique national, Berne, Suisse, Rapport géologique n°7, 26 p.
- Gouffon Y., Burri M. (1997)** – Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont et d'Aoste. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90 : 1-177.
- Haerberli W. (1979)** – Holocene push-moraines in alpine permafrost. *Geografiska Annaler*, 61: 43-48.
- Haerberli W. (1992)** – Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 111-124.
- Hauck C., Vonder Mühl D., Maurer H.R. (2003)** – Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting*, 51: 273-284.
- Hodgetts D. (2009)** – LiDAR in the environmental sciences: geological applications. In: Heritage G.L., Large A.R.G. (Ed.). *Laser scanning for the environmental sciences*. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, 165-179.
- James T., Murray T., Barrand N.E., Barr S.L. (2006)** – Extracting photogrammetric ground control from LiDAR DEMs for change detection. *The Photogrammetric Record*, 21: 312-328.
- Lambiel C. (2006)** – *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de Doctorat de l'Université de Lausanne, Lausanne, Suisse, 260 p.
- Lambiel C., Delaloye R. (2004)**. Contribution of RTK GPS in the study of creeping mountain permafrost : Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 15: 229-241.
- Lambiel C., Schuetz P. (2008)** – Ground characteristics and deformation of a frozen moraine affected by tourist infrastructures (Col des Gentianes, Valais). *Klimaveränderungen auf der Spur. Studien des Europäischen Tourismus Instituts an der Academia Engiadina, Samedan*, 5: 110-122.
- Lane SN, Westaway RM, Hicks DM. (2003)** – Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 249-271.
- Lattion V. 2006**. *Modélisation 3D du glacier de Tortin (Valais) par la gravimétrie et le géoradar. Bilan volumétrique du glacier depuis 1878*. Mémoire de Master. Institut de géophysique, Université de Lausanne (non publié).
- Lichti D.D., Gordon S.J., Tipdecho T. (2005)** – Error models and propagation in directly georeferenced terrestrial laser scanner network. *Journal of Survey Engineering*, 131: 135-142.
- Lichti D.D., Jamtsho S. (2006)** – Angular resolution of terrestrial laser scanners. *The Photogrammetric Record*, 21(114): 141-160.
- Lichti D.D., Licht M.G. (2006)** – Experiences with terrestrial laser scanner modelling and accuracy assessment. *IAPRS*, 36: 155-160.
- Lim M., Petley D.N., Rosser N.J., Allison R.J., Long A.J., Pybus D. (2005)** – Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *The Photogrammetric Record*, 20: 109-129.
- Mercier D. (2011)** – *La géomorphologie paraglaciale*. Editions Universitaires Européennes, Sarrebruck, Allemagne, 256 p.
- Milan D.J., Heritage G.L., Hetherington D. (2007)** – Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 1657-1674.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.R. (2008)** – Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 1: 531-535.
- Rabatel A., Deline P., Jaillat S., Ravel L. (2008)** – Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial LiDAR measurements: a case study in the Mont-Blanc area. *Geophysical Research Letter*, 35: L10502.
- Ravel L., Allignol F., Deline P., Gruber S., Ravello M. (2010)** – Rockfalls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7/4: 493-501.
- Ravel L., Deline P., Jaillat S. (2011)** – Quantification des éboulements/écroulements dans les parois de la haute montagne alpine : quatre années de laserscanning terrestre dans le massif du Mont-Blanc. *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, 192 : 58-65.
- Ravel L., Deline P., Lambiel C., Vincent C. (accepté)** – Instability of a highly vulnerable high alpine rock ridge: the lower Arête des Cosmiques (Mont Blanc massif, France). *Geografiska Annaler*.
- Reshetyuk J. (2006)** – *Investigation and calibration of pulsed time-of-flight terrestrial laser scanners*. Licentiate thesis in Geodesy, Royal Institute of Technology (KTH), Department of Transport and Economics, Division of Geodesy, Stockholm, 152 p.
- Reynard E., Lambiel C., Delaloye R., Devaud G., Baron L., Chapellier D., Marescot L., Monnet R. (2003)** – Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 2003*, 2: 947-952.
- Schaer J.P. (1960)** – *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes*. Thèse, Faculté des Sciences, Université de Neuchâtel, Suisse, 148 p.
- Schulz T., Ingensand H. (2004)** – *Influencing variables, precision and accuracy of terrestrial laser scanners*. INGENEO 2004 and FIG Regional Central and Eastern European Conference on Engineering Surveying, Bratislava, Slovakia, 8 p.
- Slob S., Hack R. (2004)** – 3D terrestrial laser scanning as a new field measurements and monitoring technique. In: Hack R., Azzam R., Charlier R. (Eds.). *Engineering geology for infrastructure planning in Europe. A European perspective*. Lecture Note in Earth Sciences. Springer, Berlin / Heidelberg, 179-190.
- Springman S.M., Arenson L.U. (2008)** – Recent advances in permafrost geotechnics. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 2008*, 2: 1685-1694.
- Zhao N.Z., Yan L., Zhao Y.S., Lv Y.F., Wu T.X. (2007)** – Multi-factor analysis of reflection from granite surfaces. *Journal of China University of Mining and Technology*, 17: 255-257.