

# Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement

Christophe Lambiel

Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mail :  
christophe.lambiel@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry (Val d'Anniviers, VS) constitue un exemple typique de glacier rocheux déstabilisé, avec ses vitesses élevées et sa morphologie de type glissement de terrain. L'analyse de photographies aériennes montre que le phénomène de glissement semble avoir commencé au cours des années 1980, mais que la déstabilisation à proprement parler a dû débuter durant la première moitié des années 1990. Des mesures au GPS différentiel réalisées bi-annuellement depuis l'été 2005 indiquent que les vitesses peuvent dépasser 10 m/an localement. Ces mesures mettent également en exergue les fortes variations interannuelles et inter-saisonnières des vitesses, ces dernières pouvant dépasser 15 m/an en été. Ces variations paraissent s'expliquer en partie par les variations de la température moyenne annuelle de la surface du terrain et par les quantités d'eau qui s'infiltrent au printemps et en été dans le glacier rocheux.

## 1. Introduction

Dans les régions alpines où la ligne d'équilibre des glaciers avoisine l'altitude des sommets, les glaciers rocheux ont une emprise majeure sur la géomorphologie locale. Ceux-ci participent alors activement au transfert sédimentaire en direction de l'aval. Les gammes de vitesses relevées sur les glaciers rocheux actifs peuvent aller de quelques centimètres à plusieurs mètres par année (Lambiel et al., 2008). Parmi les facteurs contrôlant les vitesses de fluage des sédiments sursaturés en glace (pente, alimentation en blocs, teneur en glace, etc.), la température du terrain joue un rôle majeur (voir par ex. Haeberli et al., 2006). Une corrélation positive entre la température de l'air et/ou du pergélisol et la vitesse de déformation a ainsi pu être montrée dans plusieurs études (par ex. Arenson et al., 2002 ; Frauenfelder et al., 2003 ; Käab et al., 2007). Cela se matérialise par l'augmentation des vitesses de nombreux glaciers rocheux depuis le début des années 1990, période marquée par une accélération du réchauffement atmosphérique (Roer et al., 2005). La forte sensibilité des glaciers rocheux face aux variations des facteurs externes tels que les températures de surface et les conditions d'enneigement est également attestée par l'homogénéité des variations interannuelles de vitesses à l'échelle régionale (Delaloye et al., 2008a, 2010). La teneur en eau non gelée du sous-sol constitue également un facteur de contrôle important de la cinématique des glaciers rocheux. En effet, la pénétration de grandes quantités d'eau de fusion neigeuse dans le terrain en quelques semaines peut sensiblement augmenter les vitesses de fluage (Ikeda et al., 2008). La compréhension des variations de vitesses décennales, annuelles et saisonnières des glaciers rocheux passe donc par l'analyse des variations de ces différents facteurs (cf. Delaloye et al., 2010).

Les multiples paramètres décrivant les glaciers rocheux actifs (taille, morphologie de surface, vitesse, lithologie, etc.) permettent d'en faire autant de catégories. Les glaciers rocheux déstabilisés constituent une catégorie de glaciers rocheux dont on parle depuis quelques années. Elle fait référence à des glaciers rocheux actifs se déplaçant à des vitesses de plusieurs mètres par année et qui présentent une morphologie s'apparentant aux glissements de terrain rotationnels (voir par ex. Roer et al., 2008).

Jusqu'à ce jour, onze glaciers rocheux de ce type ont été détectés dans les Alpes valaisannes grâce à des analyses d'interférométrie radar satellitaire (Delaloye et al., 2008b; Lambiel et al., 2008). Situé dans le Val d'Anniviers, le glacier rocheux de Tsaté-Moiry en fait partie (Fig. 1, chiffre 1). Cette formation sédimentaire présente sur toute sa surface des signes marqués de déstabilisation (niches d'arrachement, blocs instables, etc.), associés à des vitesses très élevées (de l'ordre du cm par jour d'après des données InSAR de 1997). A noter que le glacier rocheux voisin (2) est également affecté localement par des processus de déstabilisation, mais, bien qu'élevées, les vitesses y sont moindres que sur le glacier rocheux 1. Ces deux formations font l'objet de mesures de mouvement depuis 2005.

Cet article présente une étude des déformations affectant le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 1. Après une présentation des caractéristiques morphologiques du site, l'article étudie l'évolution du glacier rocheux depuis 1988 à travers l'analyse de photographies aériennes, avant de s'intéresser aux mouvements récents, mesurés par GPS différentiel. Ces mesures sont mises en relation avec des données thermiques et hydriques, dans un but de compréhension des facteurs contrôlant les mouvements du glacier rocheux.

## 2. Caractéristiques géomorphologiques

Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry s'inscrit dans les volumineuses accumulations gravitaires du versant nord-est de la Pointe du Tsaté (3'077 m), en rive gauche du Val de Moiry (Val d'Anniviers, 608'900/106'550) (Fig. 1). Le versant est dominé par des parois de calcschistes présentant un développement vertical d'une centaine de mètres. La fraîcheur des dépôts atteste d'une intense activité gravitaire. Globalement, les matériaux de surface sont constitués de galets décimétriques supportés par une matrice fine qui affleure fréquemment. Le terrain est souvent saturé en eau, à témoin les nombreux écoulements visibles en surface. En conséquence, le versant est affecté par des phénomènes de fluage de type solifluxion, très développés dans ses parties nord-ouest et sud-est. Du fluage plus profond lié à la sursaturation du terrain en glace affecte également le versant, à témoin les deux glaciers rocheux occupant le centre du versant.

Cette étude se concentre sur le glacier rocheux 1. A l'exception du secteur frontal, les limites du glacier rocheux se laissent difficilement appréhender (Fig. 2). Dans la partie médiane, le front latéral droit, faiblement pentu, affiche une dénivellation d'une quarantaine de mètres, disproportionnée par rapport au reste de la formation (a sur Fig. 2). La solifluxion qui affecte les matériaux de surface masque les limites topographiques du glacier rocheux dans ce secteur. En rive gauche, des guirlandes bombées suivent la partie centrale du glacier rocheux (b sur Fig. 2). Au vu de leur faible épaisseur, il est difficile de savoir si ces bourrelets sont la conséquence de la déformation de matériaux sursaturés en glace ou s'ils découlent de mouvements moins profonds, à nouveau de type solifluxion. Dans la partie amont, l'absence de rupture de pente entre l'éboulis occupant le pied de la paroi et les racines du glacier rocheux empêche toute délimitation vers le haut. Signalons enfin qu'aucune trace d'englacement récent du site n'est visible.

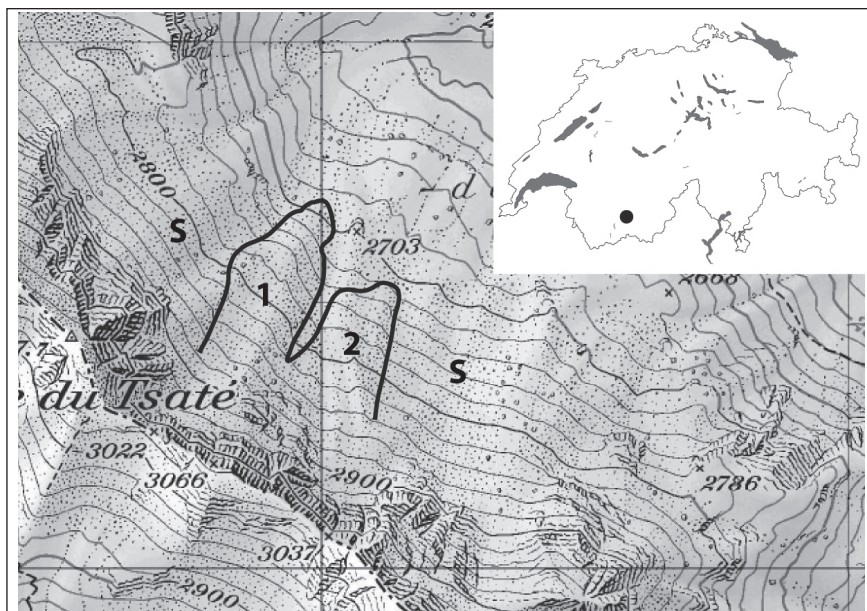


Fig. 1 : Situation du site d'étude. 1 et 2: glaciers rocheux de Tsaté-Moiry (cette étude porte uniquement sur le glacier rocheux 1); S: secteurs de solifluxion. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100783).



Fig. 2 : Vue sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry (photo prise en octobre 2007). Les traits tillés épais marquent les limites du glacier rocheux. Les traits tillés fins soulignent le sommet du front et les crêtes latérales. a et b: voir explications dans le texte. B, C, D: emplacement des photos de la Fig. 3.

On observe par dessus cette large structure une deuxième forme nettement mieux dessinée. Le front, d'une hauteur d'une dizaine de mètres, se situe à une altitude de 2680 m. Les fronts latéraux sont raides, contrastant avec la partie externe décrite ci-dessus. Sur le dos du glacier rocheux, la texture de surface est plutôt de type *open-work*. Les blocs, de toute taille (dm à m), sont, dans certaines portions, très instables, même si la forme très anguleuse de ces blocs de calcschistes favorise leur stabilité (absence de roulement). Des crêtes latérales, hautes de 1 à 3 m, bordent le dos du glacier rocheux, grosso modo entre 2'750 m et 2'800 m d'altitude (Fig. 2 et 3A (flèches)). La présence de ces crêtes confère au glacier rocheux une morphologie concave dans ce secteur. Les matériaux fins (matrice supportant les blocs) dominent dans le flanc interne des crêtes (Fig. 3B). Vers 2'770 m, le glacier rocheux adopte un profil en marches d'escalier, soulignant la présence de niches d'arrachement. La plus marquée d'entre elle présente un décrochement vertical de plus de 3 m (Fig. 3C). Ces cicatrices offrent des coupes naturelles dans le niveau actif. La portion aérée de surface est très peu épaisse, les vides étant rapidement comblés par les fines. 20 à 30 m à l'aval des niches d'arrachement, les crêtes latérales disparaissent peu à peu. Le glacier rocheux adopte alors une forme convexe. Ce secteur est raide et extrêmement chaotique, avec des blocs très instables, souvent recouverts de cailloux centimétriques (Fig. 3D).



Fig. 3 : Vues de détail sur le glacier rocheux. Voir les explications dans le texte. Situation des photos B, C et D: voir Fig. 2.

### 3. Cinématique

#### 3.1. Evolution du glacier rocheux entre 1988 et 2005

Une photographie aérienne datant de 1988 ainsi que des orthophotos de 1999 et 2005 permettent une première analyse de l'évolution morphologique du glacier rocheux durant ces 17 années (Fig. 4). L'image de 1988 n'étant pas rectifiée, il faut se garder de tenter une comparaison trop détaillée. Cependant, on observe une très nette évolution de la surface de la formation entre 1988 et 1999. Sur la première image, la surface est dans l'ensemble régulière, sans accidents de terrain particuliers. On observe toutefois que la portion médiane de la formation (secteur du névé au centre de l'image) est concave. Une crête latérale se dessine en rive droite. A l'amont (coin inférieur gauche de l'image), des bourrelets semblent s'inscrire à l'aval d'une niche d'arrachement de forme pointue (lettre a sur Fig. 4). Si celle-ci apparaît clairement sur l'orthophoto de 1999, ce sont surtout les secteurs médian et aval qui présentent les plus grands changements. On y observe l'apparition d'une importante cassure correspondant à une niche d'arrachement (lettre b). A l'aval, d'autres cassures de moindre envergure ainsi qu'une crevasse longitudinale apparaissent. Enfin, le secteur frontal semble plus bombé et la base du front est bien marquée, contrairement à 1988. La photo de 2005 est de moins bonne qualité, mais elle laisse toutefois apparaître d'importants changements par rapport à 1999. Certaines cassures présentes en 1999 ne sont plus visibles, alors que d'autres ont fait leur apparition. Dans le secteur frontal, le transfert de matériel est très important, le pied du front du glacier rocheux s'étant déplacé d'environ 25 mètres entre ces deux années (voir aussi Fig. 5).

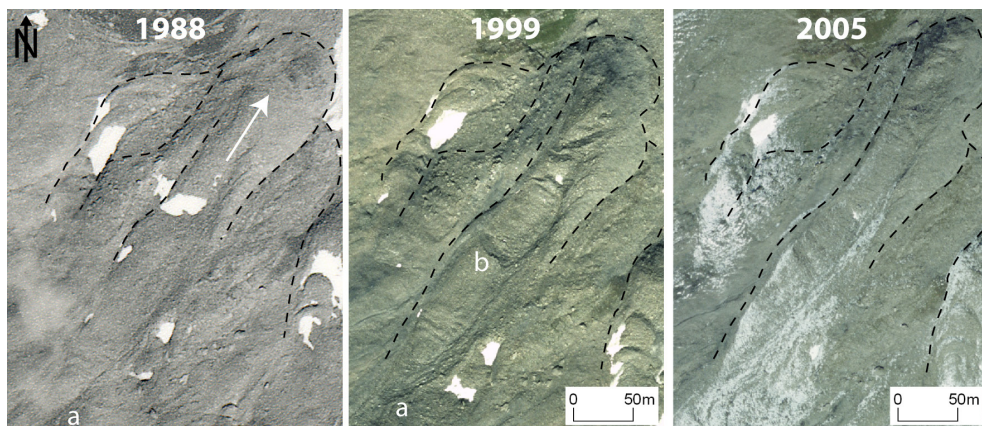


Fig. 4 : Photographies aériennes de 1988 (non rectifiée), 1999 et 2005 (orthorectifiées), avec les contours du glacier rocheux. La flèche indique le sens de fluage. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100783).

### 3.2. Géométrie et variations interannuelles et saisonnières des mouvements

Depuis l'été 2005, la position d'une cinquantaine de blocs est mesurée annuellement vers la mi-juillet et le début du mois d'octobre par GPS différentiel (cf. Lambiel et Delaloye, 2004). Ces mesures montrent que la partie frontale du glacier rocheux s'est déplacée d'une vingtaine de mètres en moyenne entre 2005 et 2010. Un mouvement d'une quarantaine de mètres a même été mesuré sur deux blocs durant cette période. Localement, la formation s'est donc déplacée d'une soixantaine de mètres en dix ans.

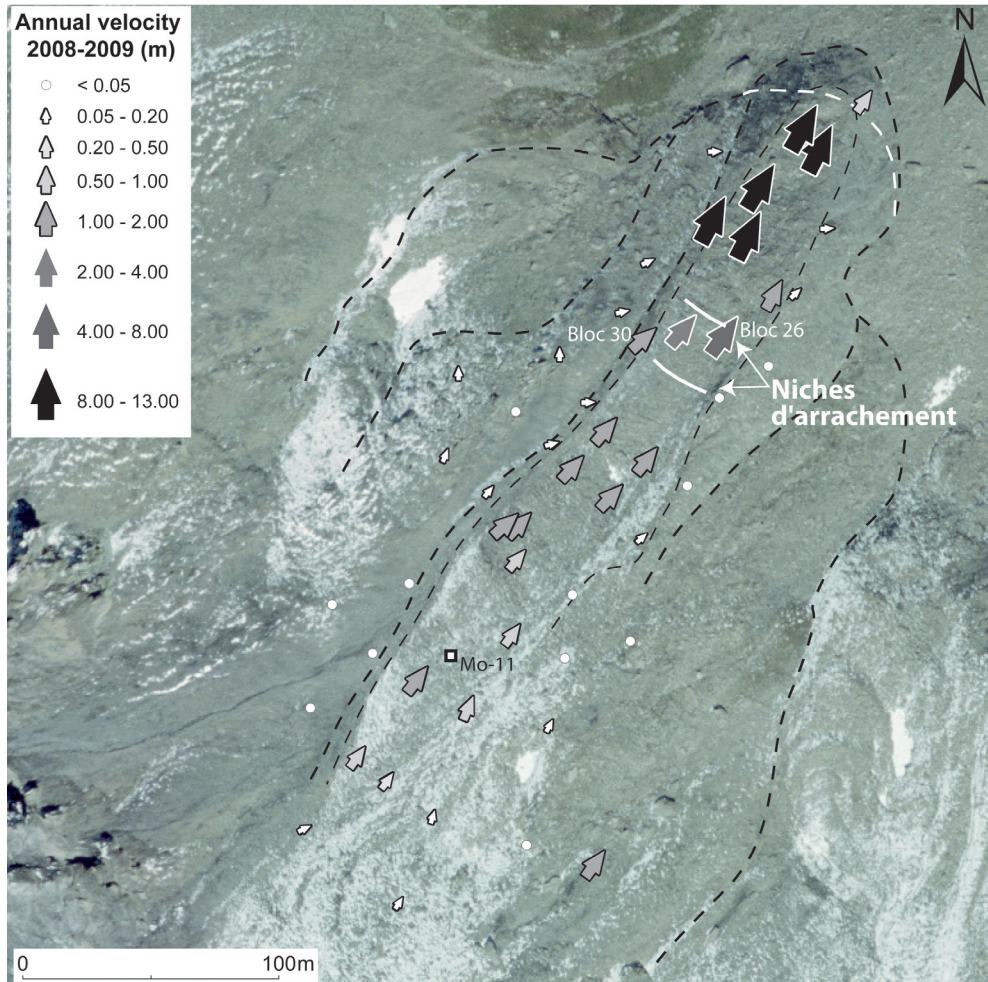


Fig. 5 : Vitesses annuelles mesurées entre octobre 2008 et octobre 2009. L'orthophoto date de 2005. Les trait-tillés noirs correspondent à ceux de la Fig. 2. Le trait-tillé blanc marque le pied du front en 1999 (orthophoto précédente). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100783).



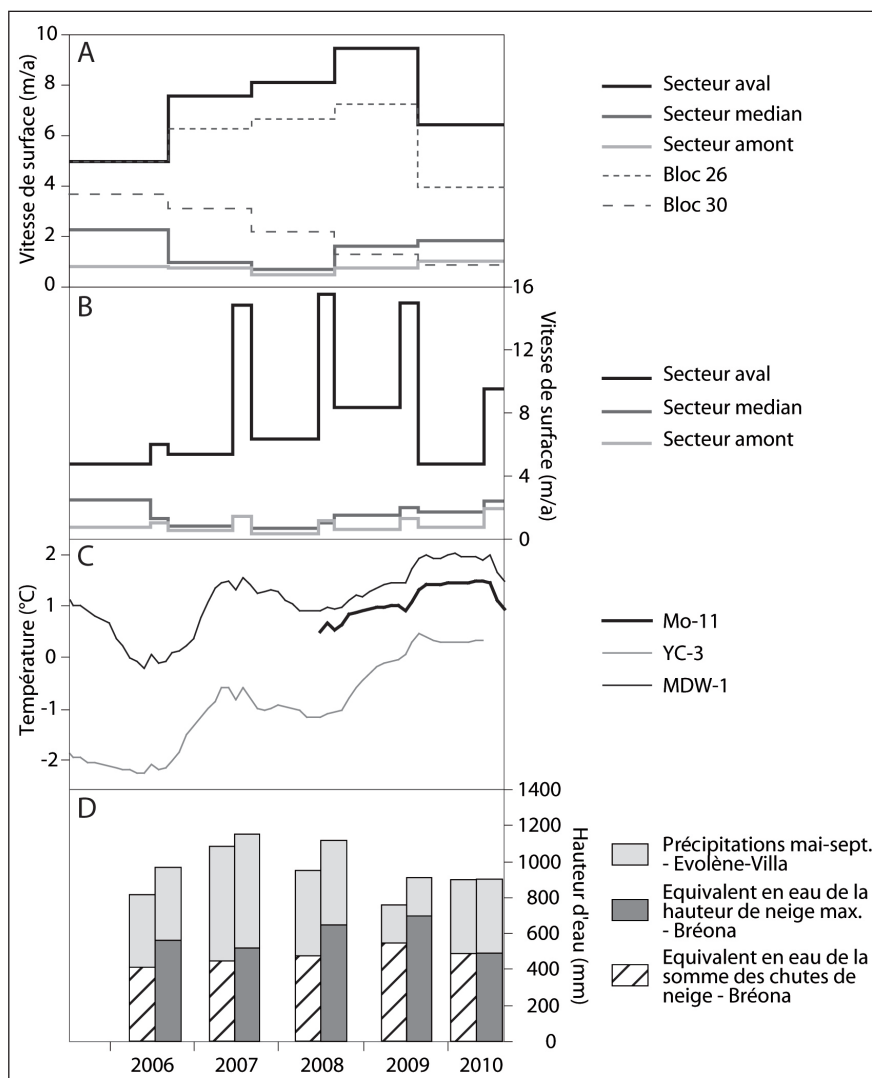


Fig. 6 : A-B. Vitesses annuelles, respectivement saisonnières (été-hiver) de surface mesurées dans les différents secteurs du glacier rocheux (position des blocs 26 et 30: voir Fig. 5). C. Température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST). Mo-11 : glacier rocheux de Tsaté-Moiry (situation: voir Fig. 5); YC-3 : glacier rocheux des Yettes Condjà (Verbier); MDW-1: glacier rocheux du Mont Dolin (Arolla). D. Total des précipitations estivales (mai-septembre) mesurées à la station météo automatique ANETZ Evolène-Villa (1'825 m) de MétéoSuisse et équivalents en eau de l'épaisseur maximale atteinte par le manteau neigeux en fin d'hiver et du total des chutes de neige accumulées durant l'hiver à la station nivologique automatique IMIS de Bréona (2'610 m) (propriété du canton du Valais).

Les vitesses très élevées mesurées sur la partie interne du glacier rocheux contrastent fortement avec les crêtes latérales, où les déplacements sont quasi nuls (Fig. 5). Dans la partie interne, les vitesses maximales s'observent dans le tiers aval de la formation,

à l'aval des niches d'arrachement principales. Elles sont globalement supérieures à 4 m/an. Les vitesses y ont augmenté jusqu'en 2009, passant d'une moyenne de 5 m/an entre 2005 et 2006 à une moyenne de 9,5 m/an entre 2008 et 2009 (Fig. 6A). Durant cette dernière période, des déplacements supérieurs à 12 m/an ont même été mesurés. Les vitesses ont ensuite fortement diminué, pour atteindre 6,4 m/an entre 2009 et 2010. Au niveau des niches d'arrachement, là où commencent à apparaître les crêtes latérales, les blocs montrent un comportement différencié. Le bloc 26, situé au centre du glacier rocheux, affiche des variations de vitesses identiques à celles observées dans le secteur frontal (Fig. 6A). Par contre, le bloc 30 a subi un ralentissement des vitesses constant entre 2005 et 2009. Ce ralentissement s'explique probablement par la position du bloc, situé en bordure de la zone centrale, non loin de l'endroit où le plan de glissement affleure latéralement: le bloc semble progressivement laissé de côté. Plus à l'amont, dans le secteur médian, le comportement des blocs est à nouveau homogène. Par contre, l'évolution interannuelle des vitesses est différente de celle du secteur frontal. Un ralentissement très net s'est produit entre 2006 et 2007, les vitesses moyennes passant de 2,3 m/an à 1 m/an. Le ralentissement s'est poursuivi jusqu'en 2008, mais de façon atténuée (0,7 m/an), avant que les vitesses n'augmentent jusqu'en 2010, pour atteindre 1,9 m/an. Aux racines du glacier rocheux, les vitesses sont moindres (0,5 à 1 m/an), mais le comportement interannuel s'apparente à celui du secteur précédent.

Les vitesses estivales et hivernales sont également très contrastées entre les différents secteurs du glacier rocheux (Fig. 6B). Dans le secteur aval, les vitesses enregistrées lors de l'été 2006 (6 m/an) n'ont été que légèrement supérieures aux vitesses des hivers précédent (4,8 m/an) et suivant (5,4 m/an). En revanche, ce secteur a connu des vitesses extrêmement élevées lors des trois étés suivants, avec une moyenne de 15,5 m/an en été 2008. Les vitesses hivernales ont également augmenté jusqu'en 2009 (8,3 m/an pour l'hiver 2008-2009). Le dernier hiver a par contre été marqué par un important ralentissement (4,8 m/an), qui s'est poursuivi l'été suivant (9,5 m/an). A l'amont de ce secteur, le contraste entre les vitesses estivales et hivernales est beaucoup moins marqué. Le secteur médian a même connu lors de certains épisodes des vitesses hivernales plus importantes que les vitesses estivales. Dans le secteur amont par contre, les vitesses estivales sont systématiquement plus élevées que les vitesses hivernales. L'évolution interannuelle y est cependant différente de celle du secteur aval. Les différents secteurs du glacier rocheux présentent donc des comportements contrastés. Les variations de vitesses inter-saisonnières ne sont en effet pas uniformes à l'échelle de la formation sédimentaire.

## 4. Discussion

Afin de comprendre les mécanismes de déformation du glacier rocheux, une analyse croisée des vitesses avec des données sur l'évolution des températures de surface, l'enneigement et les quantités de précipitations estivales a été effectuée.

La température de la surface du sol est enregistrée en différents endroits du glacier rocheux depuis 2006. La température moyenne annuelle de surface (*Mean Annual Ground Surface Temperature – MAGST*) y est globalement supérieure à 0°C, ce qui

témoigne d'un pergélisol probablement au point de fusion, en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles (Fig. 6C, Mo-11). En l'absence de longues séries de données sur le site de Moiry, des températures enregistrées sur les glaciers rocheux du Mont Dolin (Arolla, 12 km au sud-ouest; 2760 m, exposition ouest) et des Yettes Condjà (Mont Gelé – Verbier, 20 km à l'ouest, 2'650 m, exposition nord-est) ont été utilisées pour visualiser l'évolution de MAGST au cours de la période d'étude (Fig. 6C, YC-3 et MDW-1).

Les données d'enneigement utilisées proviennent de la station nivologique automatique IMIS de Bréona, située à 2'610 m d'altitude, 2 km au sud du glacier rocheux de Tsaté-Moiry (Fig. 6D). La hauteur maximale des chutes de neige atteinte vers la fin de l'hiver (entre début mars et fin avril, selon les années) a été convertie en équivalent eau en prenant une densité du manteau neigeux de 0,35 (350 litres d'eau par m<sup>3</sup>), cette valeur correspondant à une densité moyenne valable pour un versant nord en début de printemps (comm. pers. de R. Bolognesi, Meteorisk). Un équivalent en eau a également été calculé sur la base du total des chutes de neige accumulées durant l'hiver (1<sup>er</sup> novembre – 31 mai) en prenant une densité de 0,1 (densité de la neige poudreuse). Afin d'avoir une vue d'ensemble de la quantité d'eau qui peut potentiellement pénétrer dans le terrain, les précipitations relevées à la station MétéoSuisse d'Evolène-Villa (1'825 m, 3 km à l'ouest) entre mai et septembre ont également été prises en compte. Ces données montrent que les variations de l'enneigement au cours des 5 années d'étude ont été nettement moins marquées que les variations des précipitations estivales et que les précipitations estivales correspondent en moyenne à 80-90 % de l'enneigement hivernal.

Dans les Alpes Valaisannes, les températures moyennes annuelles de surface (MAGST) les plus basses de la dernière décennie ont été enregistrées au cours de l'été 2006 (PERMOS, 2010, Fig. 6C). Les températures ont ensuite fortement augmenté jusqu'à l'été 2007, avant de baisser légèrement jusqu'au printemps 2008, pour augmenter à nouveau jusqu'à l'été 2009, marquant alors le niveau de températures les plus chaudes de la période d'étude. MAGST est ensuite restée constante. L'augmentation des vitesses du secteur aval du glacier rocheux jusqu'en 2009 s'inscrit dans ce contexte de réchauffement des températures de surface. En particulier, les vitesses estivales 2006 réduites peuvent être mises en relation avec les températures de surface très basses. Ce phénomène a été observé sur l'ensemble des glaciers rocheux étudiés dans les Alpes Valaisannes (cf. Delaloye et al., 2010). En revanche, le ralentissement marqué survenu entre 2009 et 2010 semble ne pas pouvoir être rattaché aux variations de MAGST, puisque cette dernière est restée stable.

La cause de ce ralentissement pourrait s'expliquer par les précipitations très faibles de l'été 2009. Comme l'ont montré Ikeda et al. (2008), les circulations d'eau dans le terrain peuvent avoir une importance considérable sur la dynamique de fluage des glaciers rocheux. Dans le cas présent, le déficit d'eau dans le terrain aurait pu provoquer un ralentissement du glissement, peut-être déjà durant la deuxième moitié de l'été 2009 (les vitesses ont été légèrement inférieures à celles de l'été 2008, alors que MAGST s'est élevée), mais surtout durant l'hiver suivant. Les vitesses relativement

faibles de l'été 2010 demeurent par contre difficilement explicables en l'état. Si l'on remonte à l'été 2007, on constate que l'augmentation spectaculaire des vitesses, si elle suit un réchauffement marqué du terrain, coïncide avec l'été le plus humide de la période d'étude (juillet et août particulièrement ont été très humides). Il n'est donc pas exclu que l'eau d'infiltration estivale ait pu jouer un rôle important dans l'accélération du glacier rocheux.

Ces observations suggèrent que la dynamique de fluage du glacier rocheux est contrôlée tant thermiquement qu'hydrologiquement. En effet, les variations de MAGST ne permettent pas à elles seules d'expliquer les variations saisonnières et annuelles des vitesses. Le contrôle partiel de la dynamique du glacier rocheux par les eaux d'infiltration est également attesté par le comportement des parties médianes et amont du glacier rocheux, où les variations de vitesses n'ont pas suivi le réchauffement du terrain qui caractérise la période d'étude jusqu'en 2009. L'importance respective des eaux d'infiltration printanières (fusion nivale) et estivales (précipitations pluvieuses) est par contre difficile à distinguer sur la base de la période d'étude, notamment par le fait que les différences d'enneigement ont été peu marquées (Fig. 6D). On note cependant que certaines variations saisonnières marquées (été 2007, hiver 2009-2010) coïncident avec des pluviométries estivales très contrastées. Ces observations semblent donc témoigner du rôle non négligeable des précipitations estivales dans la dynamique du glacier rocheux.

Au vu de l'influence conjointe des paramètres thermiques et hydriques sur les vitesses de déplacement du glacier rocheux et des caractéristiques morphologiques de la formation, on peut conclure que le glacier rocheux de Tsaté-Moiry avance tant par glissement que par déformation interne. Pour autant, sans mesures inclinométriques, il n'est pas possible de quantifier la part de chacune des deux composantes. Tout au plus, peut-on penser que la composante *glissement* est dominante, tant les signatures morphologiques de ce phénomène sont manifestes (crêtes latérales stables, niches d'arrachement, etc.).

Si des signes de déstabilisation semblent se dessiner déjà en 1988 (cassure apparaissant dans la partie amont), c'est vraisemblablement au début de la décennie 1990 que la crise a véritablement commencé. Ce changement dans la dynamique du glacier rocheux coïncide avec le réchauffement des températures atmosphériques et du pergélisol qui s'est produit durant cette période (PERMOS, 2010). Le glacier rocheux du Petit Vêlan (Val d'Entremont), qui a eu un comportement similaire à celui du glacier rocheux de Tsaté-Moiry entre 2005 et 2010, semble avoir débuté sa crise au cours de la même période (Delaloye et Morard, 2011), tout comme plusieurs glaciers rocheux du Turtmanntal (Roer et al., 2005).

## 5. Conclusion

L'analyse croisée de la morphologie, des vitesses et des paramètres thermiques et hydriques a permis d'explicitier partiellement le fonctionnement global du glacier rocheux de Tsaté-Moiry. Les vitesses exceptionnellement élevées qu'on y mesure trouvent vraisemblablement leur explication dans le glissement qui affecte le corps

sédimentaire, favorisé par la pente relativement forte et la lithologie constituée de calcschistes. L'analyse a également montré que les variations annuelles et saisonnières des vitesses s'expliquent partiellement par les variations de MAGST et de la quantité d'eau d'infiltration pénétrant dans le terrain. De nombreux comportements demeurent toutefois inexpliqués, comme par exemple le net ralentissement qu'a subi le glacier rocheux au cours de l'été 2010. Cela nous encourage à poursuivre le monitoring bi-annuel des vitesses. Grâce à l'installation en automne 2010 d'une webcam sur le site de Moiry, un suivi des vitesses en continu pourra être effectué, ce qui devrait permettre d'identifier d'éventuelles variations de vitesse sur de courtes périodes. A terme, on pourrait s'attendre un ralentissement des vitesses dans la partie frontale, du fait de la diminution de la déclivité du versant au front du glacier rocheux. La distinction des rôles respectifs des précipitations hivernales et estivales sur la dynamique de fluage du glacier rocheux mérite également des investigations plus approfondies. Enfin, dans le but de mieux comprendre les mouvements mesurés, la caractérisation de la structure interne de la formation sédimentaire par des mesures de tomographie électrique s'avère indispensable. Plus généralement, une meilleure connaissance du phénomène de déstabilisation affectant certains glaciers rocheux et une meilleure discrimination des différents facteurs contrôlant la dynamique de ces formations particulières passe en premier lieu par la poursuite du monitoring des vitesses saisonnières et annuelles initié sur des glaciers rocheux tels que ceux de Tsaté-Moiry et du Petit Vélan.

## Remerciements

Mes remerciements vont à toutes les personnes, collègues et étudiants, qui ont œuvré à la réalisation des mesures de mouvement depuis le début de l'investigation du site. Merci également à Reynald Delaloye pour ses commentaires avisés.

## Bibliographie

- Arenson, L., Hoelzle, M. et Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 : 117-135.
- Delaloye, R. et Morard, S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone* (Géovisions n°36). Institut de géographie, Université Lausanne : 195-210.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääh, A., Kellere-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. et Thibert, E. (2008a). Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 343-348.
- Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C. et Perruchoud, E. (2008b). Landslide-like development of rockglaciers detected with ERS-1/2 SAR interferometry. *Proceedings ESA FRINGE Symposium 2007*.

- Delaloye, R., Lambiel, C. et Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps: seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65 (2) : 135-145.
- Frauenfelder, R., Haeblerli, W. et Hoelzle, M. (2003). Rock glacier occurrence and related terrain parameters in a study of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003*, 1, 253-258.
- Haeblerli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matusoka, N., Springman, S. et Vonder Muehll, D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 : 189-214.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. et Käab, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock-glacier in the Swiss Alps: an effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 113 : F01021.
- Käab, A., Frauenfelder, R. et Roer I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56 : 172-187.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 : 229-241.
- Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R. et Raetzo, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity, *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 1019-1025.
- PERMOS (2010). *Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008*. J. Noetzli et D. Vonder Muehll (Eds.), Glaciological Report (Permafrost) N° 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 68 pp.
- Roer, I., Käab, A. et Dikau, R. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): Probable controls. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59: 157-163.
- Roer, I., Haeblerli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. et Käab, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rockglaciers in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 1505-1510.